

JAHRBUCH

2011

BAND 151/1+2



Geologische Bundesanstalt

www.geologie.ac.at

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien.
Redaktion: Christoph Janda
Lektorat: Dido Massimo
Verlagsort: Wien
Herstellungsort: Horn
Ziel des „Jahrbuches der Geologischen Bundesanstalt“
ist die Dokumentation und Verbreitung erdwissenschaftlicher Forschungsergebnisse.
Satz, Gestaltung und Druckvorbereitung: Peter Ableidinger im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges.m.b.H., A 3580 Horn.



Inhalt Contents

Wenn nicht anders angegeben, sind die Arbeiten in deutscher Sprache geschrieben.	If not mentioned otherwise the papers are written in German language.
LETOUZÉ-ZEZULA, G.: Zur Erinnerung an Hofrat Univ.-Lektor Dr. Walter Franz Hannes Kollmann (21. Jänner 1949 – 17. Jänner 2011) Portrait 5	LETOUZÉ-ZEZULA, G.: In Memory of Hofrat Univ.-Lektor Dr. Walter Franz Hannes Kollmann (21. Jänner 1949 – 17. Jänner 2011) Portrait 5
WEIDNER, S., MOSER, M. & LANG, E.: Geotechnische und kinematische Analyse des Talzschubes Gradenbach (Kärnten/Österreich) 40 Abbildungen, 12 Tabellen 17	WEIDNER, S., MOSER, M. & LANG, E.: Geotechnical and Kinematical Analysis of the Sagging Slope Gradenbach – Carinthia/Austria 40 Text-Figures, 12 Tables 17
HUBMANN, B. & SEIDL, J.: Hommage an Franz Eduard Suess (1867–1941) zur 70. Wiederkehr seines Todestages 4 Abbildungen 61	HUBMANN, B. & SEIDL, J.: A Tribute to the Recurrence of the 70 th Anniversary of the Death of Franz Eduard Suess (1867–1941) 4 Text-Figures 61

Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2007–2010

Geological Mapping Reports for the 1:50.000 Scale Geological Map Series from the years 2007–2010

Kartenwerk im BMN-System (Maps in BMN map projection)

FINGER, F. & RIEGLER, G.: Bericht 2009 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn 89	89
FINGER, F. & RIEGLER, G.: Bericht 2010 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn 91	91
NEHYBA, S.: Bericht 2010 über vorläufige Ergebnisse sedimentologischer und sedimentpetrographischer Untersuchungen in jungpaläozoischen Ablagerungen aus der Umgebung von Zöbing (NÖ) auf Blatt 21 Horn in English 92	92
SMOLÍKOVÁ, L.: Bericht 2008 über paläopedologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 21 Horn und 39 Tulln und von Aufschlüssen der Nordautobahn A 5 auf den Blättern 25 Poysdorf und 41 Deutsch-Wagram 93	93
GEBHARDT, H.: Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 39 Tulln 94	94
GEBHARDT, H.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 39 Tulln 96	96
HAVLÍČEK, P.: Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln 99	99
HAVLÍČEK, P.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln 100	100
HOLÁSEK, O.: Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln 101	101
HOLÁSEK, O.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln 102	102
SMOLÍKOVÁ, L.: Bericht 2009 über mikromorphologische Untersuchungen von quartären Böden auf Blatt 39 Tulln 103	103
VACHEK, M.: Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln 104	104
VACHEK, M.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln 105	105
WAGREICH, M.: Bericht 2009 über geologische Aufnahmen in kalkalpinen Kreidesedimenten auf Blatt 56 St. Pölten 106	106
WESSELY, G.: Bericht 2009 über geologische Aufnahmen auf Blatt 56 St. Pölten 106	106
WESSELY, G.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 56 St. Pölten 107	107

ALEKSEEV, V.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen der Schnabelbergmulde auf Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs	110
CAHIR, H.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Lugertal südwestlich von Waidhofen auf Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs	111
BÜSEL, K. & BRANDSTÄTTER, S.: Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Gebiet Vilsalp-, Strinden- und Birkental auf Blatt 114 Holzgau	112
GRUBER, J.: Bericht 2010 über geologische, strukturgeologische und quartärgeologische Aufnahmen im Bereich Gramais, Griebbachalpe und Bach auf Blatt 114 Holzgau	117
HEINISCH, H.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Nördliche Grauwackenzone/Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger	123
HEINISCH, H. & PANWITZ, C.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger	125
PANWITZ, C.: Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger	126
HEJL, E.: Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Wölzer Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming	128
HEJL, E.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Wölzer Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming	129
NOWOTNY, A. & SCHUSTER, R.: Bericht 2008 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 135 Birkfeld und 165 Weiz	131
MATURA, A.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Grobgnais-Komplex und im Strallegg-Komplex auf Blatt 136 Hartberg	134
FEIJTH, J.: Bericht 2007 über geologische Aufnahmen in der Umgebung von Lanersbach auf Blatt 149 Lanersbach	134
MAGIERA, J.: Bericht 2009 über geologische Aufnahmen der quartären Sedimente im Weertal, Nafingtal und im Bereich der Sagalm und Pfundsalm auf Blatt 149 Lanersbach in English	136
ZASADNI, J.: Bericht 2009 über geologische Aufnahmen der quartären Sedimente im Zemmgrund, Schlegeisgrund und im Bereich Dristner und Tuxer Joch auf Blatt 149 Lanersbach, 150 Mayrhofen und 176 Mühlbach in English	138
MAGIERA, J.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen der quartären Sedimente im Naßfeld und Umgebung (Gasteinertal) auf Blatt 154 Rauris in English	141
PESTAL, G. & HELLERSCHMIDT-ALBER, J.: Bericht 2009 und 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris	142
HABLER, G.: Bericht 2007 zur lithologischen und strukturgeologischen Charakterisierung des Ötztal-Stubai-Kristallins in den Bereichen Obergurgl/Gurgler Scharl auf Blatt 173 Sölden und Bankeralm/Timmelsjoch auf Blatt 174 Timmelsjoch	148
STEIDL, M.: Bericht 2009 über petrologische und geochronologische Untersuchungen an Metapeliten des Michelbach-Komplexes auf Blatt 179 Lienz	157
SCHUH, M.: Bericht 2007, 2008 und 2010 über geologische Aufnahmen im Bereich Hohes Gößkar auf Blatt 181 Obervellach	159
SUTTNER, TH. & KIDO, E.: Bericht 2007–2010 über geologische und paläontologische Aufnahmen im Unterdevon der Karnischen Alpen auf Blatt 197 Kötschach in English	160

Kartenwerk im UTM-System (Maps in UTM map projection)

HÖRFARTER, CH.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen in Volders, der Wattener Lizum und Umgebung auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2229 Fulpmes	161
ZASADNI, J.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen der quartären Sedimente im Bereich Mölstal, Wattener Lizum, Klammalm, Tarn-täler, Navisbach, Junsbach und Madseitbach auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2229 Fulpmes in English	164
GRUBER, J.: Bericht 2010 über geologische, strukturgeologische und quartärgeologische Aufnahmen im Bereich Kufstein, Hechtsee, Thiersee, Dreibrunnenjoch auf Blatt 3213 Kufstein	168
SCHUH, M.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 3213 Kufstein	173
SCHILLER, D.: Bericht 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4313 Haslach	175

Buchbesprechungen/Book Reviews

DILL, H.G. (2010): The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminium to zirconium	181
FLÜGEL, H.W., HUBER, P., HUBER, S. & MACHAN, A. (2011): Jakob Friedrich van der Nüll – Großbürger und Sammler in Wien an der Wende zum 19. Jahrhundert	182
Leturmy, P. & Robin, C. [Eds.] (2010): Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic–Cenozoic	183
BUCHEM VAN, F.S.P., GERDES, K.D. & ESTEBAN, M. [Eds.] (2010): Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and diagenetic reference models	184



Zur Erinnerung an Hofrat Univ.-Lektor Dr. Walter Franz Hannes Kollmann

21. Jänner 1949 – 17. Jänner 2011

Am 29. Jänner 2011 hat die österreichische geowissenschaftliche Community schweren Herzens den Universitätslektor Dr. phil. W. H. Kollmann, Hofrat an der Geologischen Bundesanstalt, zu Grabe getragen und dabei die folgenden Worte an den am 17. Jänner aus ihrer Mitte getretenen Kollegen gerichtet:

„Hannes,

Du hast uns im Unklaren darüber zurückgelassen, ob wir Dir – in dem langen Berufsleben, das uns verbunden hat – gerecht werden konnten. Ganz sicher ist, dass Du unserer Geologischen Bundesanstalt gerecht wurdest. Wir dürfen Dir versichern, dass wir Dein Fachwissen, Dein Engagement für die 160-jährige Institution GBA, die von Dir stets unter Beweis gestellte Loyalität für Deine Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter sehr schätzen.

Am Tage Deines Abschieds warst Du jener Wissenschaftler, der die längste berufliche Erfahrung an der GBA hatte. Du warst bei uns seit Deinem Studienabschluss an der Karl-Franzens-Universität in Graz, wo Du Dich mit einer Dissertation über die ‚Hydrologie der Nördlichen Gesäuseberge‘ profiliert hast. Bei uns hast Du Dich auf die Grundwassererkundung und den Schutz dieses wertvollsten aller Lebensgüter im Osten Österreichs konzentriert, bist zum Abteilungsleiter und Hofrat avanciert und wurdest zu einem Universitätslehrer, der imstande war, sein breites Fachwissen auch an Studenten zu vermitteln.

Herausragend war Dein Engagement für die Postgraduates aus Entwicklungsländern, die Du im Rahmen der UNESCO-Kurse immer wieder mit den integrativen Aspekten eines ‚althergebrachten‘ geologischen Dienstes bekanntgemacht hast.

Deine gescheiterten, nie aber oberscheiterten Wortmeldungen in vielen Fachdiskussionen sind uns in prägnanter Erinnerung. Sie ließen den großen erdwissenschaftlichen Horizont erkennen, hinter den Du jetzt getreten bist.

Im Burgenland, das Deine Expertise ob seiner beschränkten Grundwasserressourcen besonders schätzte, reiftest Du zu einem mit dem ‚Großen Ehrenzeichen des Landes Burgenland‘ dekorierten Haus- und Hofhydrogeologen. Deine Arbeit dort war weit gediehen, sie wird ihre Nachhaltigkeit noch bis in eine ferne Zukunft entfalten. Die von Dir angeleiteten Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter aus den vielen Fachbereichen unseres Hauses, wir alle werden uns bemühen, Dein Lebenswerk in den nächsten Jahren zu einem für Dich würdigen Abschluss zu führen.

Hannes, wir wollen Dir den vor seinem Abschluss stehenden Abhandlungsband der GBA zu den ‚Trinkbaren Tiefengrundwässern‘ widmen – ein Beitrag aus Deiner Abteilung zum Thema ‚Schutz der heimischen Trinkwasserressourcen‘, ein Beitrag zu einem praktischen Aspekt der Hydrogeologie, der Dir stets ein großes Anliegen war.

Du hast Dich in die Garde der großen Erdwissenschaftler unserer Institution eingereiht und wir wollen Dir mit Wehmut, aber auch mit Stolz verbunden bleiben. Die Kolleginnen und Kollegen der Geologischen Bundesanstalt treten in Trauer in die zweite Reihe der Hinterbliebenen zurück, wir sprechen der ungleich tiefer getroffenen Familie unser ehrlich empfundenes Mitgefühl und Beileid aus.“

Die Stationen im privaten und Eckpunkte im beruflichen Leben von W.H. Kollmann waren:

- 1949 Am 21. Jänner geboren in Graz als Sohn von Freya, geb. Sabathi und Dipl.-Kfm. Walter Kollmann
- 1968 Matura am BRG Kirchengasse in Graz-Geidorf
- 1968 Präsenzdienst als Einjährig Freiwilliger bei der „Tel-Truppe“ in Wien und Graz
- 1969 Inskription an der Karl-Franzens-Universität und an der damaligen Technischen Hochschule Graz für die Studien Geographie, Geologie (Hydro- und Baugologie, Paläontologie), Chemie, Hygiene, Informatik
- 1971 Hydrogeologische Kartierungen für das Amt der Steiermärkischen Landesregierung
- 1972 Dissertation „Hydrologie der nördlichen Gesäuse-Berge“
- 1975 Verehelichung mit Hildegard Edlinger
- 1975 Promotion zum Dr. phil.
Hydrogeologische Untersuchungen im Schafberg-Höllengebirge (OECD-MaB)
- 1976 Verleihung des J.-Hampel-Preises der Österreichischen Geographischen Gesellschaft als Auszeichnung der Dissertation „Hydrologie der nördlichen Gesäuse-Berge“
- 1976 Dienstantritt als Hydrogeologe an der Geologischen Bundesanstalt, Wien
- 1977 Schriftführer (bis 1986) und Vorstandsmitglied der Österreichischen Geologischen Gesellschaft
- 1977 Lektor am „Postgraduate-Course on Groundwater Tracing Techniques“ (UNESCO) an der Technischen Universität Graz
- 1977 und 1978 Mitarbeit an der Quartär- und hydrogeologischen Forschung in Saudi-Arabien (ÖAW und University of Petroleum & Minerals, Dhahran)
- 1978 bis gegenwärtig Projektleiter von einschlägigen nationalen und internationalen Hydro-Projekten (Trinkwasser, Wasserkraft, Mineral-Thermalwasser-Erschließung, u. Ä.)
- 1979 Geburt von Tochter Doris
- 1984 Geburt von Sohn Erich
- 1985 Hydrogeologisches Consulting-Teamwork für Bewässerung in den Vereinigten Arabischen Emiraten
- 1987 Lektorate für „Allgemeine Hydrogeologie“ und „Angewandte Hydrogeologie“ am Institut für Geologie der Universität Wien
- 1990 Mitglied der Akademie für Umwelt und Energie, Laxenburg / St. Pölten. Projektleiter beim Earth-Science-Committee-Vorhaben DANREG (Danube Regional Environmental Geological Program, Arbeitsgruppe Geothermal Energy) zwischen Österreich, Ungarn und der Slowakei
- 1995 Österreichischer Kommissions-Leiter der Karpatho-Balkanischen Geologischen Assoziation KBGA
- 1996 Leiter der Fachabteilung Hydrogeologie an der Geologischen Bundesanstalt und Ernennung zum Hofrat
- 1996 bis 1997 stellvertretender Leiter der Arbeitsgruppe Hydrogeologie bei der Österreichischen Geologischen Gesellschaft
- 1997 Geomedizinische Forschungen in Ägypten, Griechenland, Jordanien, Mexiko, USA
- 2000 bis 2008 Mitglied des Vorstandes der „Vereinigung für hydrogeologische Forschungen in Graz“, späterhin „Österreichische Gesellschaft für Hydrogeologie“
- 2002 Leiter EU-Interreg-III-Projekt „Wasserwirtschaft Puszta – Sopron“
- 2003 Verleihung des Großen Ehrenzeichens des Landes Burgenland, der bedeutungsvollsten Ehrung, die das Land Burgenland gegenwärtig vergibt
- 2007 Zertifikat „Wissensmanagement – von der Strategie zur erfolgreichen Umsetzung“ der Donau-Universität Krems.

Publikationen von/unter Beteiligung von W. H. Kollmann

(Zusammenstellung Thomas Hofmann)

- KOLLMANN, W. (1975): Hydrologie der nördlichen Gesäuseberge. – Diss. phil. Fak., Univ. Graz, 300 S., ill., enth. Geologische und geomorphologische Karte 1:50.000, Graz.
- KOLLMANN, W. (1976): Bericht über hydrogeologische Erhebungen im Bereich der nördlichen Gesäuseberge. – 5 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 04999-Km, Wien.
- GAMERITH, W. & KOLLMANN, W.F.H. (1976): Zur Hydrogeologie des Schaf- und Leonsberggebietes sowie des Höllengebirges. – In: Attersee: Vorläufige Ergebnisse des OECD-Seeneutrophierungs- und des MaB-Programms, 29–42, Gmunden.
- KOLLMANN, W.F.H. (1977): Bericht 1976 über hydrochemische und hydrologische Untersuchungen für die Hydrogeologische Karte 1:200.000, Blätter Graz (47/15) und Steinamanger (47/16). – Verh. Geol. B.-A., A168–A169, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1977): Bericht 1976 über hydrogeologische Aufnahmen im Grazer Paläozoikum, in der Kainacher Gosau und im weststeirischen Miozän auf den Blättern 163, Voitsberg und 164, Graz. – Verh. Geol. B.-A., S. A139, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1977): Bericht 1976 über hydrogeologische Aufnahmen im Kristallin und Tertiär auf den Blättern 136, Hartberg und 137, Oberwart. – Verh. Geol. B.-A., A118–A119, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1977): Bericht 1976 über hydrogeologische Aufnahmen im Quartär, Tertiär und in der Rechnitzer Serie auf den Blättern 138, Rechnitz und 139, Lutzmannsburg. – Verh. Geol. B.-A., A123–A124, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1977): Bericht 1976 über hydrogeologische Aufnahmen im Tertiär auf den Blättern 191, Kirchbach in Steiermark und 193, Jennersdorf. – Verh. Geol. B.-A., S. A153, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1977): Bericht 1976 über hydrogeologische Aufnahmen im Tertiär und im Bereich der Südburgenländischen Schwelle auf den Blättern 166, Fürstenfeld, 167, Güssing und 168, Eberau. – Verh. Geol. B.-A., A131–A142, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1977): Bericht 1976 über hydrogeologische Aufnahmen im weststeirischen Tertiär und im Gebiet der Sausal-Schwelle auf den Blättern 18, Deutschlandsberg und 190, Leibnitz. – Verh. Geol. B.-A., S. A153, Wien.
- KOLLMANN, W. (1979): Baden 1:50.000 [hydrogeologische Manuskriptkarte]. – Handkol., Hydrogeologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Wien.
- KOLLMANN, W. (1979): Güssing 1:50.000. – In: Wasserhöffigkeitskarte für die Bezirke Oberwart, Güssing und Jennersdorf, Hydrogeologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 1 Bl., handkol. Manuskriptkarte, Wien.
- KOLLMANN, W. (1979): Jennersdorf 1:50.000. – In: Wasserhöffigkeitskarte für die Bezirke Oberwart, Güssing und Jennersdorf, Hydrogeologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Manuskriptkarte, 1 Bl., handkol., Erläuterungen, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1979): Bericht über die Aufnahme von artesischen Brunnen im südlichen Burgenland durch die Geologische Bundesanstalt in den Jahren 1976–1978. – In: Wasserhöffigkeitskarte für die Bezirke Oberwart, Güssing, Jennersdorf: Abschlussbericht 1979, 4. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005/79, 38 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05113-R, Beil.: Systematische Aufnahme der artesischen Brunnen im südlichen Burgenland, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1979): Erfahrungen bei Salzmarkierungsversuchen und deren Auswertung unter Berücksichtigung von Ionenaustauschvorgängen. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, **31**, 143–150, Graz.
- KOLLMANN, W.F.H. (1979): Hydrogeologische Übersichtskarte der Republik Österreich 1:200.000. Bericht 1977 über Hydrochemie, hydrogeologische und hydrologische Untersuchungen für die hydrogeologische Karte 1:200.000, Blätter Graz (47/15), Steinamanger (47/16) und Wien (48/16). – Verh. Geol. B.-A., **1978/1**, A156–A161, Wien.
- KOLLMANN, W. (1980): Eberau 1:50.000. – Hydrogeologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Manuskriptkarte, 1 Bl., handkol., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05192-ÖK50/168-1, Wien.
- KOLLMANN, W. (1980): Österreichische Geologische Gesellschaft: Mitglieder-Verzeichnis: Stand vom 31. 12. 1980. – 19 S., Wien.
- HACKER, P. & KOLLMANN, W.F.H. (1981): Isotopenhydrologische und hydrochemische Untersuchungen im südlichen Burgenland, Österreich. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **74/75**, 245–263, Wien.
- HERRMANN, P., KOLLMANN, W. (Beitr.) & NOBILIS, F. (Beitr.) (1981): Erläuterungen zu Blatt 139 Lutzmannsburg und Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 139. – Geol. B.-A., Wien.
- KOLLMANN, W. (1981): Hydrogeologische Karte der Republik Österreich (1:50.000). – 1 Bl., Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1981): Bemerkungen zum Retentionsvermögen hydrogeologisch definierbarer Gesteinskomplexe. – In: T. HARUM & H. ZOJER (Schriftl.): Festschrift J.G. Zötl, 85–101, Graz.
- KOLLMANN, W.F.H. (1981): Bericht 1978 über hydrogeologische Aufnahmen im Raabalpen- und Wechselkristallin und Grazer Paläozoikum auf den Blättern 135, Birkfeld und 136, Hartberg. – Verh. Geol. B.-A., **1979/1**, S. A127, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1981): Bericht 1978 über hydrogeologische Aufnahmen und hydrometrische Trockenwetterabflußmessungen auf den Blättern 47/15, Graz, 47/16, Steinamanger (Szombathely), 48/16, Wien und 48/17, Preßburg (Bratislava) (Hydrogeologische Übersichtskarte der Republik Österreich 1:200.000.). – Verh. Geol. B.-A., **1979/1**, A172–A175, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1981): Bericht 1978 über hydrogeologische und hydrochemische Aufnahmen im Radegunder Kristallin auf Blatt 164, Graz. – Verh. Geol. B.-A., **1979/1**, S. A144, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1981): Bericht 1978 über hydrogeologische und hydrochemische Aufnahmen in der kalkigen Nulliporenfazies der Umgebung von Wildon auf Blatt 190, Leibnitz. – Verh. Geol. B.-A., **1979/1**, S. A153, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1981): Bericht 1978 über hydrogeologische Untersuchungen an der Bohrung Waltersdorf 1 auf Blatt 166, Fürstenfeld. – Verh. Geol. B.-A., **1979/1**, S. A145, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1981): Wasserhöffigkeitskarte für die Bezirke Oberwart, Güssing, Jennersdorf: Jahresbericht 1980, Kurzfassung der Ergebnisse 1980. – In: Wasserhöffigkeitskarte für die Bezirke Oberwart, Güssing, Jennersdorf, Jahresbericht 1980, Kurzfassung, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005a/80F, 5 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05197-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1981): Wasserhöffigkeitskarte für die Bezirke Oberwart, Güssing, Jennersdorf: Zwischenbericht für den Zeitraum März 1981 bis September 1981. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005a/81F, 15 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 12903-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. & MEYER, J.W. (1981): Neue Ergebnisse hydrogeologischer Untersuchungen im südlichen Burgenland (Österreich). – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **63**, 51–62, Eisenstadt.

- KOLLMANN, W.F.H., GAMERITH, W., MEYER, J.W., SCHIPPEK, W. & SCHMÖLLER, R. (1981): Ergänzungen zu den hydrogeologischen Karten 167, Güssing und 193, Jennersdorf. – In: Wasserhöf­figkeitskarte für die Bezirke Oberwart, Güssing, Jennersdorf: Jahresbericht 1980, Teil 3, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005a/80F, 19 Bl., Beil. ungez., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05197-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H., HACKER, P., MEYER, J.W. & ULLRICH, J. (1981): Hydrogeologische Untersuchungen auf ÖK 136, Hartberg und angrenzenden Bereichen. – In: Wasserhöf­figkeitskarte für die Bezirke Oberwart, Güssing, Jennersdorf: Jahresbericht 1980, Teil 2, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005a/80, 46 Bl., Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1982): Wasserhöf­figkeitskarte für die Bezirke Oberwart, Güssing, Jennersdorf: Jahresbericht 1981 und Erläute­rungen zur hydrogeologischen Karte 136, Hartberg. – Bund/Bun­desländer-Rohstoffprojekt B-A-005a/82F, 34 Bl., enth.: Hydrogeo­logische Karte 136, Hartberg, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1982): Wasserhöf­figkeitskarte für die Bezirke Oberwart, Güssing, Jennersdorf: Zwischenbericht für den Zeit­raum Jänner 1982 bis September 1982. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005a/81F, 23 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05492-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H., ERHART-SCHIPPEK, W., GAMERITH, W., MEYER, J.W. & ULLRICH, J. (1982): Hydrogeologische, geophysikalische und isotopenanalytische Untersuchungen im südlichen Burgen­land im Jahr 1981. – In: Wasserhöf­figkeitskarte f. d. Bez. Ober­wart, Güssing, Jennersdorf: Jahresbericht 1981. – Bund/Bundes­länder-Rohstoffprojekt B-A-005a/81F, 175 Bl., ill., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05433-R, Wien.
- KOLLMANN, W. (1983): Karte der geologisch-geotechnischen Risi­kofaktoren Blatt 136 Hartberg 1:50.000. – Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1983): Bericht 1979 über Aufnahmen von Hanginstabilitäten auf Blatt 136 Hartberg. – Verh. Geol. B.-A., **1980/1**, A99–A100, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1983): Bericht 1979 über hydrogeologische Untersuchungen auf Blatt 58 Baden. – Verh. Geol. B.-A., **1980/1**, S. A31, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1983): Bericht 1979 über hydrogeologische Untersuchungen auf Blatt 193 Jennersdorf. – Verh. Geol. B.-A., **1980/1**, S. A129, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1983): Bericht 1982 über hydrogeologische Untersuchungen auf den Blättern 136 Hartberg, 137 Oberwart, 138 Rechnitz, 167 Güssing, 168 Eberau, 192 Feldbach und 193 Jennersdorf. – Jb. Geol. B.-A., **126/2**, S. 340, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1983): Bericht 1979 über hydrogeologische Untersuchungen auf den Blättern 167 Güssing und 168 Eberau. – Verh. Geol. B.-A., **1980/1**, A121–A123, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1983): Hydrogeologische Untersuchungen in den nördlichen Gesäusebergen. – Berichte der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung, **66**, XVI, 299 S., 13 Bl. Anh., Amt d. Stmk. Landesreg., Landesbaudir., Graz.
- KOLLMANN, W.F.H. (1983): Wasserhöf­figkeitskarte für die Bezirke Oberwart, Güssing, Jennersdorf: Zwischenbericht für den Zeit­raum Jänner bis September 1983. – In: Wasserhöf­figkeitskarte Südburgenland, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005a/83F, ill., graph. Darst., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 12997-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H., FANK, J., GAMERITH, W., KOPAL, J., MEYER, J.W. & SCHMÖLLER, R. (1983): BIBAG: Jahresendbericht 1982 über hydrogeologische Untersuchungen im südlichen Burgenland. – In: Wasserhöf­figkeitskarte für die Bezirke Oberwart, Güssing und Jennersdorf: Endbericht 1982, Bund/Bundesländer-Rohstoffpro­jekt B-A-005a/82, 281 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05615-R, Wien.
- DABBAGH, A., EMMERMANN, R., HÖTZL, H., JADO, A.R., LIPPOLT, H.J., KOLLMANN, W., MOSER, H., RAUERT, W. & ZÖTL, J.G. (1984): The Development of Tihamat Asir During the Quaternary. – In: Quater­nary Period in Saudi Arabia. 2: Sedimentological, hydrogeological, hydrochemical, geomorphological, and climatological investiga­tions in Western Saudi Arabia, 150–174, Wien – New York.
- HACKER, P. & KOLLMANN, W. (1984): Hydrochemistry of the Ground­waters. – In: Quaternary Period in Saudi Arabia. 2: Sedimentologi­cal, hydrogeological, hydrochemical, geomorphological, and cli­matological investigations in Western Saudi Arabia, 123–132, Wien – New York.
- KOLLMANN, W. (1984): Hydrochemical Studies of Thermal and Groundwaters in the Hinterland of Jizan and on the Farasan Al Kabir Island. – In: Quaternary Period in Saudi Arabia. 2: Sedimen­tological, hydrogeological, hydrochemical, geomorphological and climatological investigations in Western Saudi Arabia, 220–226, Wien – New York.
- KOLLMANN, W. (1984): Hydrogeological Studies in the Upper Wadi Bishah. – In: Quaternary Period in Saudi Arabia. 2: Sedimentologi­cal, hydrogeological, hydrochemical, geomorphological and cli­matological investigations in Western Saudi Arabia. 226–245, Wien – New York.
- KOLLMANN, W. (1984): The Hydrochemical Composition of the Groundwaters of the Coastal Area at the Mouth of Wadi Al Hamdh. – In: Quaternary Period in Saudi Arabia. 2: Sedimentologi­cal, hydrogeological, hydrochemical, geomorphological and cli­matological investigations in Western Saudi Arabia, 103–107, Wien – New York.
- KOLLMANN, W.F.H. (1984): Bericht 1980 über hydrogeologische Untersuchungen auf den Blättern 136 Hartberg, 167 Güssing, 168 Eberau und 193 Jennersdorf. – Verh. Geol. B.-A., **1981**, A133–A135, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1984): Bericht 1981 über hydrogeologische Untersuchungen auf den Blättern 136 Hartberg, 137 Oberwart, 138 Rechnitz, 167 Güssing, 168 Eberau und 193 Jennersdorf. – Verh. Geol. B.-A., **1982/1**, A103–A104, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1984): Hydrogeologische Grundzüge der nörd­lichen Gesäuseberge, ausgehend vom Raum Gstatterboden. – Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., 3.–5. Jahrestagung der Österr. Geol. Ges., 41–47, Eisenerz.
- KOLLMANN, W.F.H. (1984): Stand der hydrogeologischen Untersu­chungen im südlichen Burgenland (Österreich). – Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., **5**, 55–71, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1984): Wasserhöf­figkeitskarte für die Bezirke Oberwart, Güssing, Jennersdorf: Zwischenbericht für den Zeit­raum Jänner bis Oktober 1984. – In: Wasserhöf­figkeitskarte Süd­burgenland, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005a/84F, 11 Bl., 6 Anl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05936-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H., GAMERITH, W., MEYER, J.W. & SCHMÖLLER, R. (1984): GEOSEIS: Jahresendbericht 1983 über geophysikalische und hydrogeologische Untersuchungen im südlichen Burgenland. – In: Wasserhöf­figkeitskarte für die Bezirke Oberwart, Güssing, Jennersdorf, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005a/83F, 293 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05803-R, Wien.
- PAHR, A., HERRMANN, P. (Beitr.) & KOLLMANN, W. (Beitr.) (1984): Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart. – Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 47 S., Wien, Geol. Bundesanst.
- KOLLMANN, W.F.H. (1985): Wasserhöf­figkeitskarte Südliches Bur­genland. – In: 8. Arbeitstagung Bund-Bundesländerkooperation auf dem Gebiet der Rohstoff- und Energieforschung am 9. und 10. Oktober 1985 in Eisenstadt, Umwelt Burgenland, **4**, 56–66, Eisen­stadt, Amt d. Burgenl. Landesreg.
- KOLLMANN, W. & VECER, B. (1985): Hydrogeologische und ingenie­urgeologische Karte des Raumes Biedermannsdorf – Wr. Neudorf 1:25.000. – 1 Bl., handkol. (Farbphotokopie), mit Legende und Stichworttabelle, 2. Exemplar in: A 06327-km, Wien.

- BOROVICZÉNY, F., KOLLMANN, W.F.H., GOLDBRUNNER, J.E., HACKER, P. & ZÖTL, J.G. (Schriftl.) (1986): Österreichischer Wasserwirtschaftsverband / Fachgruppe Wasserhaushalt u. Wasserversorgung: Tiefengrundwässer und Trinkwasserversorgung. – ÖWWV, Regeln Österr. Wasserwirtsch.-Verb.: ÖWWV-Regelbl., **202**, 60 S., Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1986): Die Bestimmung des durchflußwirksamen Porenvolumens von Sedimenten und seine Bedeutung für den Grundwasserschutz. – In: Themenband: Umweltgeologie, Mitt. Österr. Geol. Ges., **79**, 63–76, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1986): Versuche zur Ermittlung der Nutzporosität als maßgebender Parameter der Deckschichten – Durchsickerung und Grundwasser – Fließgeschwindigkeit. – In: Arbeitstagung erdwissenschaftliche Aspekte des Umweltschutzes, Geotechnisches Inst. Bundesversuchs- u. Forschungsanst. Arsenal, 28.–29. April 1986, Kurzfassungen, S. 23, Wien.
- HEINRICH, M., GAMERITH, W. (MITARB.) & KOLLMANN, W. (MITARB.) (1987): Detailerkundung der Schottervorkommen im Unteren Lafnitztal. – Ber. Geol. B.-A., **8**, 57 S., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Endbericht B-A-014a/86, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1987): Arbeitsgemeinschaft Gesamtkonzept Neusiedlersee: Hydrogeologie Neusiedlersee-Einzugsgebiet: Zwischenbericht. – In: Hydrogeologische Grundwasseruntersuchungen im Einzugsgebiet des Neusiedlersees, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005c/86, 26 Bl., 1 Beil., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 06698-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1987): Geohydrologische Untersuchung zur Beurteilung der Wasserhöffigkeit im südlichen Burgenland 1978–1984: Abschlußbericht. – In: Wasserhöffigkeit für die Bezirke Oberwart, Güssing, Jennersdorf, Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **76**, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005a/78–84, 55 S., 3 Beil., 24 Ktn. gef., Wien – Eisenstadt, Burgenländ. Landesmus. usw.
- KOLLMANN, W.F.H. (1987): Grundwasserverhältnisse im unteren Lafnitztal. – Biologisches Forschungsinstitut Burgenland Bericht, **62**, 15–27, Illmitz.
- KOLLMANN, W.F.H. (1987): Hydrogeologie Neusiedlersee-Einzugsgebiet: Zwischenbericht für den Zeitraum November 86 – Mai 87. – Hydrogeologische Grundlagenuntersuchungen im Einzugsgebiet des Neusiedlersees, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005c/87, 33 Bl., 1 Beil., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 06570-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.), GAMERITH, W., HEINZ, H. & CARNIEL, P. (1987): Hydrogeologische Grundlagenuntersuchungen im Einzugsgebiet des Neusiedlersees: Jahresendbericht für den Zeitraum November 86 – Oktober 87. – In: Hydrogeologie – Neusiedlersee-Einzugsgebiet, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005c/86, 158 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 06699-R, Wien.
- MALECKI, G., HEINRICH, M. (BEITR.), KOLLMANN, W. (BEITR.) & SCHÄFFER, G. (BEITR.) (1987): Rohstoffpotential Rechnitzer Schieferinsel und Vorland: Projekt BC 6a/84, Endbericht. – Ber. Geol. B.-A., **11**, 209 S., 24 Beil., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-C-010a/86, N-C-009e, Wien, Verl. d. Geol. B.-A.
- CLAR, E. (Projektl.) & KOLLMANN, W. (Projektl.) (1988): Geocenter Rohstoffforschung Kärnten: Interdisziplinäre geowissenschaftliche Untersuchung zur Beurteilung von Einzugsgebiet, Herkunft, Verweilzeit und Vorräten von Thermalwasservorkommen am Beispiel Bad Kleinkirchheim: Zwischenbericht. – In: Geowissenschaftliche Datenerfassung – Thermalwassermodell Kleinkirchheim, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt K-A-035/87, 4 Bl., 1 Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 06815-R, Wien.
- CLAR, E., KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.), GAMERITH, W., STADLER, H., RANK, D., SURENIAN, R. & CLAR, E. (Projektl.) (1988): Interdisziplinäre geowissenschaftliche Untersuchungen zur Beurteilung von Einzugsgebiet, Herkunft, Verweilzeit und Vorräten der Thermalwasservorkommen am Beispiel Bad Kleinkirchheim. – In: Geowissenschaftliche Datenerfassung – Thermalwassermodell Kleinkirchheim, Ber. d. Geol. B.-A., **12**, 93 Bl., ungez. Beil. Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt K-A-035/87, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 07197-R, Wien.
- HERRMANN, P., PAHR, A., KOLLMANN, W. (Beitr.) & HEINZ, H. (Beitr.) (1988): Erläuterungen zu Blatt 138 Rechnitz. Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 138. – 40 S., Wien, Verl. d. Geol. Bundesanst.
- KOLLMANN, W.F.H. (1988): Arbeitsgemeinschaft Gesamtkonzept Neusiedlersee: Hydrogeologische Grundlagenuntersuchungen im Einzugsgebiet des Neusiedlersees: Zwischenbericht f. d. Zeitraum Jänner 88 – Juli 88. – In: Hydrogeologie Neusiedlersee-Einzugsgebiet, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005c/87, 5 Bl., 1 Anh., 5 Beil., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 06816-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1988): Hydrologisch-stratigraphische Untersuchungen im Raum Schützen am Gebirge. – Biologisches Forschungsinstitut Burgenland Bericht, **68**, 49–57, Illmitz.
- FERKL, R., GAMERITH, W., HERRMANN, P., MEYER, J.W. & KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.) (1989): Hydrogeologie Neusiedlersee-Einzugsgebiet: Jahresendbericht für den Zeitraum Jänner 88 – Feb. 89. – Hydrogeologische Grundlagenuntersuchungen im Einzugsgebiet des Neusiedlersees, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-005c/88f, 50 Bl., Beil., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 07196-R, Wien.
- FERKL, R., KOLLMANN, W.F.H. & MEYER, J.W. (1989): Hydrogeologische Kartierung und Aufschlußtätigkeit im Leithagebirge. – Biologisches Forschungsinstitut Burgenland Bericht, **71**, 39–51, 7 Beil., Illmitz.
- KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.) (1989): Hydrogeologie Neusiedlersee-Einzugsgebiet: Zwischenbericht für den Zeitraum März 1989 – November 1989. – Hydrogeologische Grundlagenuntersuchungen im Einzugsgebiet des Neusiedlersees B-A-005c/89, 5 Bl., 13 Beil., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 07772-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1990): Hydrologische Aufschlußbohrung Purbach. – Biologisches Forschungsinstitut Burgenland Bericht, **74**, 31–41, Illmitz.
- KOLLMANN, W.F.H., CARNIEL, P., GAMERITH, W., JAWECKI, C., SHADLAU, S. & RIEHL-HERWIRSCH, G. (1990): Hydrogeologische, geophysikalische, stratigraphische und hydrochemische Grundlagenuntersuchungen im Einzugsgebiet des Neusiedler Sees (Phase 1 Schwerpunkt: Wulkadurchbruch). – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **82**, 111–178, Eisenstadt.
- BOLDIZSAR, I., KOLLMANN, W.F.H. & SURENIAN, R. (1991): Hydrogeologische Untersuchungen der Leithakalk-Formation im Neusiedlerseegebiet (Österreich / Ungarn) = A lajtameszko hidrogeologiai vizsgalata a Ferto- to környeken = Hydrogeological Investigations of the Leithakalk Formation (Lake Neusiedl Area, Austria / Hungary). – In: Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn: Teil 1, 351–368, Wien.
- CLAR, E., KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.), GAMERITH, W., HÜBL, G., SHADLAU, S. & CLAR, E. (Projektl.) (1991): Geowissenschaftliche Datenerfassung – Thermalwassermodell Kleinkirchheim: Abschlußbericht. – In: Interdisziplinäre geowissenschaftliche Untersuchungen zur Beurteilung von Einzugsgebiet, Herkunft, Verweilzeit und Vorräten von Thermalwasservorkommen am Beispiel Bad Kleinkirchheim, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt K-A-035/89f, 100 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 08048-R, Wien.
- FERKL, R., KLEIN, P. & KOLLMANN, W.F.H. (1991): Tracerversuche im Leithakalkarenit am Westufer des Neusiedler Sees. – Biologisches Forschungsinstitut Burgenland Bericht, **77**, 109–125, Illmitz.
- KOLLMANN, W. (Projektl.), FERKL, R., MEYER, J.W., SHADLAU, S., DUMFORTH, S., SUPPER, R. & SEIBERL, W. (Projektl.) (1991): Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachten Salztracern. – In: Hydrologie Österreichs, Schutz des Grundwassers in Tal- und Beckenlagen, Teilprojekt 10, 45 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 11303-R.10, Wien.

- KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.), SEIBERL, W. (Projektl.), DUMFARTH, S., FERKL, R., MEYER, J.W., SUPPER, R. & SHADLAU, S. (1991): Geoelektrischer Nachweis eingebrachter Salztracer: Jahresendbericht für den Zeitraum Sept. 1990 – März 1991. – In: Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachtem Salztracer, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-034/90, 45 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 07942-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.), SEIBERL, W. (Projektl.), GAMERITH, W., HÄUSLER, H. & ANTES, G. (1991): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung in Versuchsgebieten: Zwischenbericht für den Zeitraum Mai 1990 – Feb. 1991. – In: Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrogeologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleinzugsbereichen alpiner Ökosysteme, Hydrologie Österreich, 24 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 08047-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H., SEIBERL, W., FERKL, R., MEYER, J.W., SHADLAU, S., DUMFARTH, S., SUPPER, R. & NACHTNEBEL, H.P. (Projektl.) (1991): Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachtem Salztracer. – In: Schutz des Grundwassers in Tal- und Beckenlagen: Jahresbericht April 90 – März 91, Teilprojekt 10, Hydrologie Österreichs, Ü-034/90, 45 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 08045-R.10, Wien.
- KOLLMANN, W. (Projektl.), MEYER, J.W., SUPPER, R., KOÇIU, A., SHADLAU, S. & SEIBERL, W. (Projektl.) (1992): Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachten Salztracern = The application of geoelectric surveys in determining the direction and velocity of groundwater flow, using introduced salt tracer. – In: Hydrologie Österreichs, Schutz des Grundwassers in Tal- und Beckenlagen: Teilprojekt 10, 67 Bl., ill., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 11304-R.10, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1992): Hydrogeologische Grundlagenuntersuchungen im Einzugsgebiet des Neusiedlersees. – In: Symposium Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geophysik und Geochemie 1980–1990, 23.–25. März 1992, Kurzfassungen, S. 21, Eisenstadt.
- KOLLMANN, W.F.H. (1992): Hydrogeologische Untersuchungen für den Grundwasserschutz. – In: Hydrogeologie und Wasserwirtschaft: ÖWWV-Seminar, Kurzfassungen der Vorträge, 23. und 24. Juni 1992 in Graz, 1 S., Graz.
- KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.) (1992): Umweltgeologische Untersuchung zur Beurteilung des Kontaminationsrisikos und der Schutzfunktion von Deckschichten über oberflächennahen Grundwasserleitern im periglazialen Sedimentationszyklus des südlichen Burgenlandes: Zwischenbericht. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-U-002, 32 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 09424-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H., MEYER, J.W. & SUPPER, R. (1992): Geoelectric surveys in determining the direction and velocity of groundwater flow, using introduced salt tracer. – In: H. HÖTZL & A. WERNER (Ed.): Tracer Hydrology, 109–113, Rotterdam.
- KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1992): Geoelektrischer Nachweis eingebrachter Salztracer: Jahresendbericht für den Zeitraum Apr. 1991 – Febr. 1992 = The Application of geoelectric surveys in determining the direction and velocity of groundwater flow, using introduced salt tracer. – In: Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachten Salztracern, Hydrologie Österreichs, Ü 34/90, 67 Bl., 1 Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 09425-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H., SEIBERL, W. & ANTES, G. (1992): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Zwischenbericht für den Zeitraum Mai 1992 – Oktober 1992. – In: Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung in Versuchsgebieten, Hydrologie Österreichs, Internationales Hydrologisches Programm, 9 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv A 09463-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1992): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung in Versuchsgebieten: Jahresendbericht für den Zeitraum März 1991 – Febr. 1992. – In: Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleinzugsbereichen alpiner Ökosysteme, Hydrologie Österreich, 66 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 09426-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.), MEYER, J.W., SHADLAU, S., KOÇIU, A., SUPPER, R. & SEIBERL, W. (Projektl.) (1992): Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachten Salztracern. – In: Schutz des Grundwassers in Tal- und Beckenlagen: Jahresbericht April 91 – März 92, Teilprojekt 10, Hydrologie Österreichs: Ü-034/91, 67 Bl., 2 Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 09412-R.10, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H., MEYER, J.W. & SUPPER, R. (1992): The application of geoelectric surveys in determining the direction and velocity of groundwater flow, using introduced salt tracer. – Ann. geophys., 10, Suppl. 2, S. C315, Katlenburg-Lindau.
- KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.), MOSER, M., SUPPER, R., SURENIAN, R., GAMERITH, W., KLEIN, P. & WIMMER, H. (1992): Umweltgeologische Untersuchungen zur Beurteilung des Kontaminationsrisikos und der Schutzfunktion von Deckschichten über oberflächennahen Grundwasserleitern im periglazialen Sedimentationszyklus des südlichen Burgenlandes: Jahresendbericht für den Zeitraum Nov. – In: Umweltgeologie und Kontaminationsrisiko südburgenländischer Grundwasservorkommen, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-U-002, 276 Bl., ill., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 09668-R, Wien.
- GAMERITH, W. & KOLLMANN, W.F.H. (1993): Zur Hydrogeologie des Schafberg- und Leonsberggebietes sowie des Höllengebirges: Bericht der Aufnahmen 1974 und 1975 im Rahmen des MAB- und OECD-Projektes Attersee der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. – In: Aufgaben und Methoden der Hydrogeologie im Rahmen des Grundwasser- und Trinkwasserschutzes in Karstgebieten, Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., 14, 16–25, enth. Geologische Übersichtskarte des Atterseegebietes, Wien.
- KOLLMANN, W. (RED.) & DAURER, A. (RED.) (1993): Ergebnisse österreichischer Aktivitäten im Internationalen Hydrologischen Programm (IHP) 1981–1990. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 14, 137 S., ill., Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1993): Geothermal Data Processing in Modelling a Small Alpine Fracture System. – In: Hydrofractals '93: International Conference on Fractals in Hydroscience, Ischia, Italy, October 12–15, 6 S., Ischia.
- KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.), SEIBERL, W. (Projektl.), ANTES, G. & KOÇIU, A. (1993): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Jahresendbericht für den Zeitraum Mai 1992 – April 1993. – In: Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung in Versuchsgebieten, Hydrologie Österreich, 91 Bl., 7 Beil., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 09743-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.), BIEBER, G., SUPPER, R., SCHNEIDERBAUER, K., SCHATTAUER, I. & SEIBERL, W. (Projektl.) (1993): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Zwischenbericht für den Zeitraum Mai 1993 – Okt. 1993. – In: Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung in Versuchsgebieten, Hydrologie Österreichs, 6 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10108-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.), SEIBERL, W. (Projektl.) & SUPPER, R. (1993): Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachtem Salztracer: Zwischenbericht für den Zeitraum März 1993 – Mai 1993. – In: Geoelektrischer Nachweis eingebrachter Salztracer, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-034/93, 22 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 09744-R, Wien.

- KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.), MEYER, J.W., SUPPER, R., KOÇIU, A., SHADLAU, S. & SEIBERL, W. (Projektl.) (1993): Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachten Salztracern. – In: Hydrologie Österreichs, Schutz des Grundwassers in Tal- und Beckenlagen, Teilprojekt 10, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-034/92, 22 Bl., ill., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10096-R, Wien.
- BIEBER, G., KOLLMANN, W. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1994): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Handbohrungen (A–N). – In: Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung in Versuchsgebieten, Hydrologie Österreichs, 19–35, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10365-R, Wien.
- BIEBER, G., KOLLMANN, W. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1994): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Mineralogische Analysen. – In: Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung in Versuchsgebieten, Hydrologie Österreichs, 58–64, 1 Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10365-R, Wien.
- BIEBER, G., BRÜGGEMANN, H., SHADLAU, S., KOLLMANN, W. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1994): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Rotationsbohrungen. – In: Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung in Versuchsgebieten, Hydrologie Österreichs, 36–49, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10365-R, Wien.
- BIEBER, G., KOLLMANN, W. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1994): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Siebanalytische Untersuchungen. – In: Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung in Versuchsgebieten, Hydrologie Österreichs, 50–57, 1 Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10365-R, Wien.
- HEINRICH, M. (Projektl.), WIMMER, H., DECKER, K., BRÜGGEMANN, H., KLEIN, P., LIPIARSKI, P., PAVLIK, W., PIRKL, H.R. & KOLLMANN, W. (Projektl.) (1994): Wasserhöflichkeit und Wasserqualität sowie deren langfristige Sicherung in kalkalpinen Einzugsgebieten am Beispiel eines N-S-Streifens in den niederösterreichischen Kalkalpen zwischen Ybbsitz und Göstling. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-006p/92–94, 95 Bl., 4 Anh., 5 Beil., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10324-R, Wien.
- KOLLMANN, W. (1994): Geologischer Aufbau – Bereich Biedermansdorf. – In: Biedermansdorf ... ein Ort zum Wohlfühlen, Biedermansdorf.
- KOLLMANN, W.F.H. (1994): Hydrogeologische Einführung in das südliche Wiener Becken. – Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., **15**, 27–30, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1994): Hydrogeologische Grundlagenuntersuchungen im Einzugsgebiet des Neusiedler Sees (Proj. BA 5c 1986–1990). – Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., **15**, 41–89, ill., Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1994): Hydrogeologische Verhältnisse der Seegrotte in der Hinterbrühl (Mödling). – Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., **15**, S. 24, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1994): Hydrogeologische Verhältnisse entlang eines Profils Mödling (Kalkalpen) – Frauenkirchen (Seewinkel) 30. 9. – 1. 10. 1994. – Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., **15**, 100 S., ill., Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1994): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Endbericht für den Zeitraum Oktober 1993 – Juli 1994. – In: Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung in Versuchsgebieten, Hydrologie Österreichs, ungez. Bl., ill., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10365-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1994): Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachten Salztracern. – In: Geoelektrischer Nachweis eingebrachter Salztracer: Endbericht für den Zeitraum April 1993 – April 1994, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-034/94, ill., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10366-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. & SHADLAU, S. (1994): Hydrogeologische Stellungnahme zur Möglichkeit der Erschließung von Thermalwasser im Bereich Frauenkirchen. – Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., **15**, 96–100, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1994): Verdachtsflächenuntersuchung (Projekt zur Grundwasseruntersuchung und Beweissicherung der Deponie Biedermansdorf). – Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., **15**, 5–23, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.), MEYER, J., SUPPER, R., SCHATTAUER, I., SCHNEIDERBAUER, K., NACHTNEBEL, H.P. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1994): Geoelektrischer Nachweis eingebrachter Salztracer: Endbericht. – In: Hydrologie Österreichs, Schutz des Grundwassers in Tal- und Beckenlagen: Teilprojekt 10, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-034/93, 52 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10323-R.10, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H., MEYER, J.W. & SUPPER, R. (1994): Simulation of pollutant emission by using geoelectric surveys of an artificially introduced salt tracer = La simulation de l'émission de matière polluante: L'application d'un traceur de sel et la vérification de sa migration à l'aide de méthodes géophysiques. – In: R. OLIVEIRA et al. (Ed.): Proceedings 7th International Congress International Association of Engineering Geology 5–9 Sept. 1994, Lisboa, Portugal, Vol. **4**, 2435–2440, ill., Rotterdam.
- KOLLMANN, W.F.H., MEYER, J.W. & SUPPER, R. (1994): Simulation of pollutant emission by using geoelectric surveys of an artificially introduced salt tracer. – In: J. SOVERI & T. SUOKKO (Ed.): Future Groundwater Resources and Risk: Proceedings of an Int. Conference held at Helsinki 13–16 June 1994, IAHS Publ., **222**, 239–248, ill., Helsinki.
- SUPPER, R. & KOLLMANN, W.F.H. (1994): Geoelectric Surveys for Determination of Direction and Velocity of Pollutant Flow Using Salt Tracers. – In: 56th Meeting and Technical Exhibition Vienna, Austria 6–10 June 1994, Extended Abstracts of Papers (Oral and Poster Presentation), 655–656, Vienna.
- SUPPER, R., KOLLMANN, W. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1994): Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachten Salztracern: Geophysikalische Grundlagen. – In: Geoelektrischer Nachweis eingebrachter Salztracer, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-034/94, 11–14, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10366-R.1.2, Wien.
- SUPPER, R., SCHATTAUER, I., SCHNEIDERBAUER, K., KOLLMANN, W. (Projektl.) & SEIBERL, W. (Projektl.) (1994): Nachweis des tatsächlichen unterirdischen Fließweges und der Fließzeit durch geoelektrische Kartierung von eingebrachten Salztracern: Simulation von Schadstoffeinträgen in das Grundwasser mittels der Salzinfiltrationsmethode. – In: Geoelektrischer Nachweis eingebrachter Salztracer. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-034/94, 15–54, 1 Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10366-R.1.3, Wien.
- SUPPER, R., KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.), MEYER, J. & SEIBERL, W. (Projektl.) (1994): Simulation einer Schadstoffimmission: Anwendung von Salztracern und Nachweis deren Migration mit geophysikalischen Methoden. Ein Beitrag zur Optimierung des Grundwasserschutzes = Simulation of pollutant-immission by using geoelectric surveys of an artificially introduced salt tracer = La simulation de l'immission de matière polluante: l'application d'un traceur de sel et la vérification de sa migration à l'aide de méthodes géophysiques. – In: Geoelektrischer Nachweis eingebrachter Salztracer, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-034/94, 1–10, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10366-R.1.1, Wien.

- KOLLMANN, W.F.H. (1996): Bericht 1995 über hydrogeologische Aufnahmen im Stangalm-Mesozoikum südlich von Bad Kleinkirchheim auf Blatt 183 Radenthein. – Jb. Geol. B.-A., **139/3**, 385–386, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1996): Geothermal data processing in modeling a small alpine fracture-system. – In: 1st International Geothermal Symposium Bad Kleinkirchheim (Carinthia, Austria) Tuesday Oct. 29 – Thursday Oct. 31, 1996, Proceedings, 22–27, Bad Kleinkirchheim.
- KOLLMANN, W.F.H. (Vorw.) (1996): International Geothermal Symposium: 1st International Geothermal Symposium Bad Kleinkirchheim (Carinthia, Austria) Tuesday, Oct. 29 – Thursday, Oct. 31, 1996, Proceedings – Preprint. – 122 S., ill., Bad Kleinkirchheim, AG Hydrogeologie d. Österr. Geol. Ges. etc.
- KOLLMANN, W.F.H. (1996): Konzept zur Beurteilung von Tiefengrundwasser-Ressourcen im Modelleinzugsgebiet Mattersburger Becken unter Anwendung integrierter aerogeophysikalischer und terrestrischer hydrogeologischer Methoden: Zwischenbericht für den Zeitraum November 1995 bis August 1996. – In: Tiefengrundwasser im Modelleinzugsgebiet Mattersburger Becken, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-009/95, 8 Bl., 3 Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 11030-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1996): Umweltgeologische Untersuchungen von Deckschichten zur Minimierung des Kontaminationsrisikos von oberflächennahen Grundwasserleitern im südlichen Burgenland – Phase 3: Zwischenbericht für den Zeitraum Februar 1995 bis Mai 1996. – In: Umweltgeologie und Kontaminationsrisiko südburgenländischer Grundwasservorkommen, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-002-3, 7 Bl., ill., Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 11031-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H., MEYER, J.W. & SUPPER, R. (1996): Simulation eines Schadstoffeintrags in das Grundwasser durch geoelektrischen Nachweis einer migrierten Salztracelerlösung = Simulation of Pollutant-Immission by Using Geoelectric Surveys of an Artificially Introduced Salt Tracer = La simulation de l'immission de matière polluante: l'application d'un traceur de sel et la vérification de sa migration à l'aide de méthodes géophysiques. – In: Hydrogeologie, Mitt. Österr. Geol. Ges., **87**, 15–28, Wien.
- MARSCH, F.W. & KOLLMANN, W.F.H. (1996): Möglichkeiten der Heilwassererschließung in Österreich. – ÖBZ, **49/7**, 56–60, Wien.
- ZOJER, H., BERGMANN, H., FANK, J., HARUM, T., KOLLMANN, W.F.H. & RICHTIG, G. (1996): Charakterisierung des hydrologischen Versuchsgebietes Pöllau = Characterisation of the Pöllau Hydrological Test Area. – Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, **48**, 5–14, Wien.
- BIEBER, G. & KOLLMANN, W.F.H. (1997): In- und Ex-situ-Analytik von Sedimenten und Grundwasser. – Arbeitstagung Geol. B.-A., 1997, Wien.
- BIEBER, G. & KOLLMANN, W.F.H. (1997): WLW Unteres Lafnitztal, Wasserwerk Heiligenkreuz: Umweltgeologische Untersuchungen. – Arbeitstagung Geol. B.-A., 1997, 137–140, Wien.
- EDLINGER, E. & KOLLMANN, W.F.H. (1997): Hochkulturen und deren geomedizinische Ursachen – eine noch zu überprüfende hydrogeologische Hypothese. – In: ZETINIGG, H.: Festschrift zum 60. Geburtstag, Berichte der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung, **81**, 173–179, Graz.
- GAMERITH, W. & KOLLMANN, W.F.H. (1997): Wallendorf: Sand- und Kiesgrube im Alluvium des Lafnitztales: Quartäre Sedimente und Grundwasserverhältnisse im Unteren Lafnitztal. – Arbeitstagung Geol. B.-A., 1997, 133–136, Wien.
- HÄUSLER, H., KOLLMANN, W.F.H. & SEIBERL, W. (1997): Hydrogeologische Erkundungsstrategie – der Weg zum Erfolg: Kombinierte hydrogeologische und geophysikalische Erkundungsstrategien auf Grundwasser. – Arbeitstagung Geol. B.-A., 1997, 76–77, Wien.
- HÄUSLER, H., KOLLMANN, W.F.H. & SEIBERL, W. (1997): Tiefengrundwasserforschung im Mattersburger Becken: Kombinierte hydrogeologische und geophysikalische Erkundungsstrategien. – Arbeitstagung Geol. B.-A., 1997, 50–54, Wien.
- KLEIN, P., KOLLMANN, W.F.H. & PAHR, A. (1997): Mineralartereser Säuerling Drumling: Hydrogeologische Untersuchung des Mineralwasser am artesischen Brunnen von Drumling. – Arbeitstagung Geol. B.-A., 1997, 115–117, Wien.
- KOLLMANN, W. (Projektl.) (1997): Umweltgeologische Untersuchungen zur Beurteilung des Kontaminationsrisikos und der Schutzfunktion von Deckschichten über oberflächennahen Grundwasserleitern im periglazialen Sedimentationszyklus des südlichen Burgenlandes: Endbericht für den Zeitraum Feb. 1995 – Dez. 1996 = Environmental-Geology and Contamination Risk of the Overburden on shallow Groundwater Resources in Southern Burgenland. – In: Umweltgeologie und Kontaminationsrisiko südburgenländischer Grundwasservorkommen, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-U-002, 326 Bl., ill., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 11246-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1997): Brunnenfeld Neudörfel des Wasserleitungsverbandes Nördliches Burgenland: Wasser, das unentbehrliche Gut. – Arbeitstagung Geol. B.-A., 1997, 32–33, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1997): Geothermal Exploitation in Austria. – In: Hydrocarbon Potential and Exploration Opportunities in Austria, 39–40, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1997): Hydrogeologie der burgenländischen Gesteine. – Arbeitstagung Geol. B.-A., 1997, 9–23, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1997): Hydrogeologische Grundlagenuntersuchungen im Einzugsgebiet des Neusiedlersees. – Arbeitstagung Geol. B.-A., 1997, 153–154, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1997): Konzept einer geohydrologischen Erkundungsstrategie. – Arbeitstagung Geol. B.-A., 1997, 78–79, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (1997): Simulation of pollutant-immission using geoelectric mapping of the migration of an artificially infiltrated salt tracer. – In: 7th International Symposium on Water Tracing, 347–351, Rotterdam.
- KOLLMANN, W.F.H. (ZUS.GEST.) & PASCHER, G. (ZUS.GEST.) (1997): Motto: Wasser und Vorstellung der Geologischen Gebietskarte Burgenland 1:200.000, 27.–30. Oktober 1997, Burg Schlaining. – Arbeitstagung Geol. B.-A., 1997, 154 S., ill., Wien.
- SUPPER, R., KOLLMANN, W.F.H. & KUVAEV, A. (1997): Simulation of pollutant-immission using geoelectric mapping of the migration of an artificially infiltrated salt tracer. – In: A. KRANJČ (Ed.): Tracer Hydrology 97, Proceedings of the 7th International Symposium on Water Tracing Portoroz, Slovenia, 26.–31. May 1997, 347–351, Rotterdam.
- DECKER, K., LIPIARSKI, P., RANK, D., PAPESCH, W., UMFER, T., HEINRICH, M. (Projektl.), KOLLMANN, W. (Projektl.) & KOČIU, A. (zus. gest.) (1998): Geologische Bundesanstalt: Geohydrologische Detailuntersuchungen an Karstquellen und Grundwasservorkommen im Raum Ybbsitz – St. Georgen – Hollenstein: Geohydrologische Karstquellen und Grundwasser Ybbsitz – St. Georgen – Hollenstein: Zwischenbericht 1. Arbeitsjahr (1997). – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-006p/F/1997–99, 109 Bl., ill., 6 Anh., 1 Beil., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 11278-R, enth. Übersicht der Beobachtungs-, Meß- und Beprobungspunkte, M. 1:50.000, Wien.
- KOLLMANN, W. & BIEBER, G. (1998): Der Fall des Falles: Wie sicher sind Grundwasserdeckschichten? – 20–21, Wien, Geol. Bundesanst.
- KOLLMANN, W.F.H. (1998): Hydro- und östrogenchemische Beiträge zur Mineralrohfostsicherung. – In: Zur Landeskunde des Burgenlandes: Festschrift Hanns Schmid, Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **100**, 21–26, Eisenstadt.

- KOLLMANN, W.F.H., ROTAR-SZALKAI, A., RERNSIK, A. & KOLLMANN, W.F.H. (Ed.-in-chief) (1998): Danube Region Environmental Geology Programme (DANREG): Danube Region Vienna – Bratislava – Budapest: Geothermal Potential Map 1:200.000. – MAFI, Polestar, 1 Bl., Budapest.
- SCHRATTENHOLZER, K. (Vorw.) (1998): Mit Beitr. v. W. KOLLMANN, u. a.: Biedermansdorf ... ein Ort zum Wohlfühlen. – 24 S., ill., Biedermansdorf.
- BIEBER, G. & KOLLMANN, W. (1999): Umweltgeologie und Kontaminationsrisiko südburgenländischer Grundwasservorkommen. – Arbeitstagung Geol. B.-A., 1999, 215–216, Wien.
- BIEBER, G., HOBIGER, G., KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.), SHADLAU, S., SUPPER, R. & ZORN, I. (1999): Nachsorgende Untersuchungen zur Beurteilung und Sicherung der erschoteten Tiefengrundwasser-Ressourcen im Modelleinzugsgebiet Mattersburger Becken: Endbericht für den Zeitraum Jänner 1998 bis Dezember 1998. – In: Nachsorge Tiefengrundwasser des Mattersburger Beckens, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-009/98, 60 Bl., ill., Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 11356-R, Wien.
- DECKER, K., KLEIN, P., PIRKL, H., LIPIARSKI, P., RANK, D., PAPESCH, W., HEINRICH, M. (Projektl.), KOLLMANN, W. (Projektl.) & KOČIU, A. (zus. gest.) (1999): Geohydrologische Detailuntersuchungen an Karstquellen und Grundwasservorkommen im Raum Ybbsitz – St. Georgen – Hollenstein: Geohydrologische Karstquellen und Grundwasser Ybbsitz – St. Georgen – Hollenstein: Zwischenbericht 2.Arbeitsjahr (1998). – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-006p/F/1997–99, 83 Bl., ill., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 11397-R, Wien.
- KOLLMANN, W. (1999): Hydrogeologie: – In: Ch. BACHL-HOFMANN (Red.): Die Geologische Bundesanstalt in Wien: 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999) 270–277, Wien.
- KOLLMANN, W. (1999): Rot-gelb-grün: Warnungen vor Grundwasserkontaminationen. – 20–21, Wien, Geol. Bundesanst.
- KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.) (1999): Umweltgeologische Untersuchungen zur Beurteilung des Kontaminationsrisikos und der Schutzfunktion von Deckschichten über oberflächennahen Grundwasserleitern im periglazialen Sedimentationszyklus des südlichen Burgenlandes: Endbericht für den Zeitraum Jänner 1997 bis Dezember 1998. – In: Umweltgeologie und Kontaminationsrisiko südburgenländischer Grundwasservorkommen, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-U-002, 101 Bl., ill., Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 11357-R, Wien.
- HEINRICH, M., HERRMANN, P., HOFMANN, T., KOLLER, F., KOLLMANN, W.F.H., LENHARDT, W.A., PAHR, A., PILLER, W.E., SCHERMANN, O., SCHÖNLAUB, H.P., BELOCKY, R., SEIBERL, W., WALACH, G., ZORN, I., SCHÖNLAUB, H.P. (Hrsg.), DRAXLER, I. (Beitr.), FRITZ, I. (Beitr.), HARZHAUSER, M. (Beitr.), MANDIC, O. (Beitr.), PISTOTNIK, J. (Beitr.) & SAUERZOPF, F. (Beitr.) (2000): Burgenland: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000. – Geologie der Österreichischen Bundesländer. Dem Andenken an unseren Mitarbeiter Dr. Günther Pascher (1959–1998) gewidmet, 130 S., enth.: Geologische Karte des Burgenlandes 1:200.000, Wien, Verl. d. Geol. Bundesanst.
- HOBIGER, G. (Hrsg.), KLEIN, P. (Hrsg.) & KOLLMANN, W. (Hrsg.) (2000): GeoMedicine Seminar Vienna, November 16th–17th 1999, Baden. – Ber. Geol. B.-A., 50, 78 S., Wien.
- KOLLMANN, W. (2000): Gestione sostenibile delle risorse idriche attraverso il miglioramento delle capacità di ritenuta delle unità geologiche ("GeoRetention") = Sustainable management of water-resources by using advantageous geological settings for storage capacity (GeoRetention). – In: X Congresso Nazionale dei Geologi Roma, 7.–10. Dicembre 2000, 40–41, Roma.
- KOLLMANN, W. (2000): Mineral Waters: Key to Health and Advanced Cultures? – Ber. Geol. B.-A., 50, 15–21, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (2000): Gestione sostenibile delle risorse idriche attraverso il miglioramento delle capacità di ritenuta delle unità geologiche (GeoRetention). – In: Congresso nazionale dei Geologi, Roma, 7–10 Dicembre 2000, 40–41, Roma.
- KOLLMANN, W.F.H. (2000): Hydrogeologie der burgenländischen Gesteine. – In: H.P. SCHÖNLAUB (Hrsg.): Burgenland: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000, Geologie der Österreichischen Bundesländer, 59–66, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (2000): Magnesium in Water – Key to advanced Cultures? – In: 9th International Magnesium Symposium, September 10–15, 2000 Vichy, France, Programme and Book of Abstracts, 71–79, Vichy.
- MARSCH, F.W. & KOLLMANN, W.F.H. (2000): Erste Ergebnisse der Thermen-Neufassung. – Bad Kleinkirchheimer Nachrichten, 21/46, 8–10, Bad Kleinkirchheim.
- MARSCH, F.W. & KOLLMANN, W.F.H. (2000): Innovativproject Bad Kleinkirchheim: Integrierte Thermalenergienutzung. – Fachhochschul-Studiengänge, 5, 179–186, Pinkafeld.
- MARSCH, F.W. & KOLLMANN, W.F.H. (2000): Mehr als ein Heilmittel: Thermalwasser ist vielseitig verwendbar – z. B. zur Gewinnung alternativer Energie. – Umwelt & Gemeinde: Energie spezial, 3A/2000, 14–15, St. Pölten.
- REMSIK, A., ROTARNE-SZALKAI, A. & KOLLMANN, W.F.H. (Ed.) (2000): Geothermal Potential Map. – In: Danube Region Environmental Geology Programme DANREG: Explanatory Notes, Jb. Geol. B.-A., 142/4, 535–544, Wien.
- SEIBERL, W., KOLLMANN, W., MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SUPPER, R. & WINKLER, E. (2000): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Lafnitztal, Burgenland. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/99-c, 38 Bl., ill., 9 Beil., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 11465-R, Wien.
- EICHER, H., MARSCH, F.W., HÜBL, G., MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., RÖMER, A., SEIBERL, W., SHADLAU, S., KLEIN, P., HOBIGER, G., BIEBER, G., GAMERITH, W. & KOLLMANN, W. (Projektl.) (2001): Konzept zur Beurteilung von Grundwasser-Ressourcen im zentralen Lafnitztal (Südburgenland) unter Anwendung integrierter aerogeophysikalischer und terrestrischer hydrogeologischer Methoden. Endbericht für den Zeitraum Nov. 2000 bis Nov. 2001. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-014/99-01, 38 Bl., 6 Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv. Nr. A 12178-R, Wien.
- GRUBER, W., HUBER, J. (Vorw.) & KOLLMANN, W.F.H. (Beitr.) (2001): Doc, ... wir haben ein Problem! Mineralstoffe und Spurenelemente, Was Sie darüber unbedingt wissen sollten. – Östramin Laborbetriebs GmbH, 360 S., ill., Wien.
- HOBIGER, G. & KOLLMANN, W. (Projektl.) (2001): Bericht über die Ergebnisse der geophysikalischen Bohrlochmessungen, hydrochemischen und isotopenhydrologischen Wasseruntersuchungen im Rahmen des Pumpversuches bei der Bohrung GBA-H: 107/108 in Baumgarten. – 21 Bl., 2 Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 11886-R, Wien.
- KOLLMANN, W.F.H. (2001): Geomedizin – Eine neue Wissenschaft. – In: W. GRUBER: Doc, ... wir haben ein Problem! Mineralstoffe und Spurenelemente, Was Sie darüber unbedingt wissen sollten, 27–36, ill., Wien.
- EICHER, H., MARSCH, F.W., SLAPANSKY, P., BIEBER, G., GAMERITH, W., WURM, M., HOFER, J., SCHUBERT, G., RUPP, C., HOBIGER, G., KLEIN, P., DENK, W., PÖPPEL, L., LEVACIC, D., SHADLAU, S. & KOLLMANN, W. (Projektl.) (2002): Konzept zur Beurteilung von Wasserressourcen im Leithagebirge (Burgenland) unter Anwendung integrierter aerogeophysikalischer und terrestrischer hydrogeologischer Methoden. Endbericht für den Zeitraum Jän. 1999 bis Feb. 2002. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-012/98-02, 66 Bl., ill., 8 Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv. Nr. A 12314-R, Wien.

KOLLMANN, W. (Projektl.) (2002): EU-Interreg-III-Studie: Wasserwirtschaftliche Untersuchungen im Grenzraum zu Ungarn Bereich St. Margarethen – Siegendorf – Mörbisch / Sopron: Zwischenbericht für den Zeitraum Sept. 2002 bis Nov. 2002. – Bl. ungez., ill., Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 14011-R, Wien.

MARSCH, F.W. & KOLLMANN, W.H. (2002): Dokumentation der Erschließung und Entwicklung der Thermen von Bad Kleinkirchheim. – Bad Kleinkirchheimer Nachrichten, **23/53**, S. 32, Bad Kleinkirchheim.

KOLLMANN, W. (Projektl.) (2003): EU-Interreg-III-Studie: Wasserwirtschaftliche Untersuchungen im Grenzraum zu Ungarn. Bereich St. Margarethen – Siegendorf – Mörbisch / Sopron: Endbericht für den Zeitraum September 2002 bis August 2003. – 19 Bl., 6 Anh., 08–31, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 12998-R, Wien.

KOLLMANN, W. (Projektl.) (2003): Hydroalpina: Geowissenschaftliche Untergrundvalidierung für Ressourcensicherung und Standortbeurteilungen (insbes.: Schutz-, Recharge- u. Dischargegebiete für Trink-, Mineral-, Thermalwassernutzung) im nördlichen Burgenland. Zwischenbericht für den Zeitraum Jänner bis November 2003. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-017/02, 12 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 12999-R, Wien.

KOLLMANN, W. (Red.), FUSKO, M. (Beitr.) & NOWAK, W. (Vorw.) (2003): Gefährdung des Wassers durch Verkehr und Transport. – VCÖ, 44 S., ill., Wien.

KOLLMANN, W.F.H. (2003): A. o. Univ.-Prof. Dr. J.G. Zötl, 25. 8. 1921 – 31. 8. 2001. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **93**, 189–193, http://www.uibk.ac.at/downloads/oegg/Band_93_189_193.pdf, Wien.

KOLLMANN, W.F.H. (2003): Em. a. o. Univ.-Prof. Dr. J.G. Zötl. 24. Juli 1921 – 31. August 2001. – Jb. Geol. B.-A., **143/1**, 17–22, 18–22, Wien.

KOLLMANN, W.F.H. & SAMAN, J. (2003): Magnesium in Water – Key to Advanced Cultures? – In: M. NECHIFOR & P.J. PORR: Magnesium: involvements in Biology and Pharmacotherapy, 56–64, Cluj-Napoca.

HOBIGER, G., KLEIN, P., DENK, W., GRÖSEL, K., HEGER, H., KOHAUT, S., KOLLMANN, W.F.H., LAMPL, H., LIPIARSKI, P., PIRKL, H., SCHEDL, A., SCHUBERT, G., SHADLAU, S. & WINTER, P. (2004): GEOHINT. Österreichweite Abschätzung von regionalisierten, hydrochemischen Hintergrundgehalten in oberflächennahen Grundwasserkörpern auf der Basis geochemischer und wasserchemischer Analysedaten zur Umsetzung der Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG (Geogene Hintergrundgehalte oberflächennaher Grundwasserkörper). Endbericht Oktober 2004. – 97 Bl., ill., Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 13432-R, Wien.

KOLLMANN, W. (Projektl.) (2004): Digitale Erstellung einer hydrogeologischen Karte des Bundeslandes Burgenland im Maßstab 1:200.000 als Basis für eine interaktiv abfragbare Visualisierung der Grundwasserverhältnisse. Endbericht für den Zeitraum April 2002 bis Oktober 2004. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-C-006, 76 Bl., 1 Beil., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 13360-R, Wien.

KOLLMANN, W. (Projektl.) (2004): Digitale Erstellung einer hydrogeologischen Karte des Bundeslandes Burgenland im Maßstab 1:200.000 als Basis für eine interaktiv abfragbare Visualisierung der Grundwasserverhältnisse. Erläuterungen zur hydrogeologischen Karte Burgenland. Stand: Okt. 2004. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-C-006, 135 Bl., ill., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 13494-R, Wien.

KOLLMANN, W. (Projektl.) (2004): Digitale Erstellung einer hydrogeologischen Karte des Bundeslandes Burgenland im Maßstab 1:200.000 als Basis für eine interaktiv abfragbare Visualisierung der Grundwasserverhältnisse. Erläuterungen zur hydrogeologischen Karte Burgenland. Stand: Oktober 2004. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-C-006, 135 Bl., ill., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 16102-R, Wien.

KOLLMANN, W. (Projektl.) (2004): Hydroalpina: Geowissenschaftliche Untergrundvalidierung für Ressourcensicherung und Standortbeurteilungen (insbes.: Schutz-, Recharge- u. Dischargegebiete für Trink-, Mineral-, Thermalwassernutzung) im nördlichen Burgenland: Zwischenbericht für den Zeitraum Dezember 2003 bis Oktober 2004. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-017/02, 17 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 13361-R, Wien.

KOLLMANN, W., MARSCH, F.W. & ZOJER, H. (2004): Alpine thermal geology thermal water utilization in southern Carinthia (Austrian-Italian Border). – In: 32nd International Geological Congress Florence August 20–28, 2004: Field trip guide book, Pre-Congress B14, Volume 1, 16 S., Florence.

KOLLMANN, W., PETITTA, M. & SAMAN, J. (2004): Mineralized water – key to advanced cultures? – In: 32nd International Geological Congress Florence August 20–28, 2004, Abstract, 10 S., Florence.

SCHÖNLAUB, H.-P. (Hrsg.) (2004), MIT BEITR. V. T. CERNAJSEK, A. DAURER, I. DRAXLER, H. EICHBERGER, M. HEINRICH, T. HOFMANN, P. KLEIN, A. KOÇIU, W. KOLLMANN, H.-G. KRENMAYR, G. LETOUZÉ-ZEZULA, K. MOTSCHKA, M. ROCKENSCHAUB, R. ROETZEL, A. SCHEDL, H.P. SCHÖNLAUB & R. SCHUSTER: Außeruniversitäre Forschung in Österreich am Beispiel Geologische Bundesanstalt. – Ber. Geol. B.-A., **60**, 67 S., ill., Wien.

HOBIGER, G., KOLLMANN, W. & SHADLAU, S. (2005): Thermal- und Mineralwässer [Karte] = Thermal and mineral waters. 2.000.000. – Hydrologischer Atlas Österreichs = Hydrological Atlas of Austria. Mit Kartenerläuterungen in deutscher und englischer Sprache, Wien, Österr. Kunst- u. Kulturverl., Adolf Holzhausens Nachf.

HOBIGER, G., KOLLMANN, W. & SHADLAU, S. (2005): Thermal- und Mineralwässer in Österreich mit besonderer Berücksichtigung von Niederösterreich. – In: Barbara Gespräche Payerbach 2005: Wasser – Leben – Gesundheit: Hydrogeologie NÖ Aktuell – Zur Geschichte der Montan- und Erdwissenschaften – Agricola-Jahr 2005: Tagungsband Payerbach, 17. und 18. November 2005, Ber. Geol. B.-A., **67**, S. 18, Wien.

KOLLMANN, W. (Projektl.) (2005): EU-Interreg-III – Fortsetzung: Wasserwirtschaftliche Untersuchungen im Grenzraum zu Ungarn Bereich St. Margarethen – Siegendorf – Mörbisch / Sopron: Endbericht zu Geophysik und Pumpversuchen für den Zeitraum 2004 bis 2005. – 51 Bl., ill., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 13657-R, Wien.

KOLLMANN, W. (Projektl.) (2005): Hydroalpina: Geowissenschaftliche Untergrundvalidierung für Ressourcensicherung und Standortbeurteilungen (insbes.: Schutz-, Recharge- u. Dischargegebiete für Trink-, Mineral-, Thermalwassernutzung) im nördlichen Burgenland: Zwischenbericht für den Zeitraum Oktober 2004 bis November 2005. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-017, 7 Bl., 1 Beil., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 13713-R, Wien.

KOLLMANN, W.H. (2005): Die Thermen von Bad Kleinkirchheim, Blatt 183 Radenthein. – Arbeitstagung Geol. B.-A., 179–181, Wien.

GAMERITH, W., HOFER, J., MARSCH, W., SHADLAU, S. & KOLLMANN, W. (Projektl.) (2006): Hydroalpina: Geowissenschaftliche Untergrundvalidierung für Ressourcensicherung und Standortbeurteilungen (insbes.: Schutz-, Recharge- u. Dischargegebiete für Trink-, Mineral-, Thermalwassernutzung) im nördlichen Burgenland: Endbericht für den Zeitraum Juni 2002 bis Februar 2006. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-017, 44 Bl., ill., Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 13774-R, Wien.

GAMERITH, W., HOFER, J., MARSCH, W., SHADLAU, S., BIEBER, G., HOBIGER, G., JOCHUM, B., KLEIN, P., RÖMER, A. & KOLLMANN, W. (Projektl.) (2006): Hydroalpina: Nachhaltige Koevolution: Landwirtschaft – Wasserwirtschaft unter Berücksichtigung und am Beispiel der Geohydrologie der Parndorfer Platte (Bgd.) Teilabschnitt 1. Ost (Kleylehof): Jahresendbericht für die Phase 1: März bis Dezember 2005. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-018, 92 Bl., ill., Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 13773-R, Wien.

KOLLMANN, W. (2006): Jahresbericht (3. Teil) zum Jahr 2005: Laufende Kontrollmessungen an den Betriebsbrunnen sowie Planung weiterer Maßnahmen. – Ungez. Bl., ill., Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 13721-R, Wien.

KOLLMANN, W.F.H. (2006): Unterirdische Verbreitung Karstwasser führender Gesteine im Burgenland. Bericht für die Phase 1 (Südburgenland I) 2006. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-020, 62 Bl., ill., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 14028-R, Wien.

KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.), BIEBER, G., HOBIGER, G., SCHUBERT, G. & SHADLAU, S. (2006 [?]): Leistungsspektrum / Fachabteilung Hydrogeologie. – 15 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 14191-R, Wien.

HOBIGER, G., KOLLMANN, W. & SHADLAU, S. (2007): Thermal- und Mineralwässer in Österreich = Thermal and Mineral Waters in Austria. – In: T. HOFMANN & H.P. SCHÖNLAUB (Hrsg.): Geo-Atlas Österreich: Die Vielfalt des geologischen Untergrundes, 64–65, enth. Thermal- und Mineralwässer in Österreich [Karte], M. ca. 1:2 Mio., Wien.

KOLLMANN, W. & HOBIGER, G. (2007): Knet-Bericht zum WP 3.1.4. über die Arbeiten bis Jänner 2007 in Bad Kleinkirchheim. – 8 Bl., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 14225-R, Wien.

BIEBER, G., HOBIGER, G., HOFER, J., ITA, A., KLEIN, P., RÖMER, A., SHADLAU, S., SUPPER, R. & KOLLMANN, W. (Projektl.) (2008): EU-Interreg-III – Fortsetzung: Wasserwirtschaftliche Untersuchungen im Grenzraum zu Ungarn Bereich St. Margarethen – Siegendorf: Bericht zu Hydrogeologie und Geophysik sowie Wasserwirtschaftliche Relevanz für den Zeitraum Jan. – Mai 2008. – In: EU-Puszta III, 97 Bl., ill., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 14352-R, Wien.

Erstellt unter Verwendung von:

ZETINIGG, H. & SCHUBERT, G. (2011): Hofrat Univ. Lektor Dr. W.F. Hannes Kollmann zum Gedenken. – Austrian Journal of Earth Sciences, **104**/1, 133–139, Wien.

KOLLMANN, W.F.H. (Projektl.), BIEBER, G., HOBIGER, G., HOFER, J., JOCHUM, B., KLEIN, P., RÖMER, A., SHADLAU, S. & SUPPER, R. (2008): Amt der Burgenländischen Landesregierung, Wasserleitungsverband Nördliches Burgenland, Forschungsprojekt: Hydrogeologisches Untersuchungsprogramm Bereich Pama – Kittsee. Bericht 2007/08. – 86 Bl., ill., Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 14224-R, Wien.

MARSCH, F., SHADLAU, S., BIEBER, G., HOBIGER, G., HOFER, J., JOCHUM, B., KLEIN, P., RÖMER, A., SUPPER, R. & KOLLMANN, W. (Projektl.) (2008): Amt der Burgenländischen Landesregierung / Abt. 9 Wasser- und Abfallwirtschaft, Wasserleitungsverband Nördliches Burgenland: Nachhaltige Koevolution: Landwirtschaft – Wasserwirtschaft unter Berücksichtigung und am Beispiel der Geohydrologie der Parndorfer Platte (Bgl) Teilabschnitt: 3 Mitte (Hochterrasse): Bericht für die Phase 3: August 2007 bis November 2008. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-018, 116 Bl., ill., Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 15668-R, Wien.

KOLLMANN, W.F.H. (2009): Unterirdische Verbreitung Karstwasser führender Gesteine im Burgenland. Bericht für die Phase 3: (Nordburgenland 1) 2009. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-020, 131 Bl., ill., Anh., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 16041-R, Wien.

KOLLMANN, W., BIEBER, G., CORIC, S., HOBIGER, G., MOSHAMMER, B., RABEDER, J., RÖMER, A. & HADFI, J. (2010): Geologische Auswertung von hydrogeologischen Erkundungsbohrungen als Grundlage für eine erfolgreiche Tiefengrundwassererschließung im Neogen des nördlichen Burgenlandes. – Jb. Geol. B.-A., **150**, 351–387, Wien.

GERHARD LETOUZÉ-ZEZULA

Geotechnische und kinematische Analyse des Talzuschubes Gradenbach (Kärnten/Österreich)

STEFAN WEIDNER¹, MICHAEL MOSER² & ERICH LANG³

40 Abbildungen, 12 Tabellen

*Bewegungsanalyse
Massenbewegung
Eggerwiesenkopf
Gradenbach
Talzuschub
Döllach
Kärnten*

*Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 154 Rauris
Blatt 180 Winklern*

Inhalt

Zusammenfassung	18
Abstract	18
Einführung	18
Historischer Rückblick und die Niederschlagskatastrophe 1966	19
Geographischer und geologischer Überblick	20
Geotechnische Verhältnisse und Hangbewegungen	21
Zusammenfassung der Ergebnisse der Refraktionsseismik	21
Verteilung und Art der Festgesteine	22
Verteilung und Art der Lockergesteine	22
Struktur- und hydrogeologische Einheiten	23
Sekundäre Hangbewegungen infolge der tief greifenden Hangdeformation	24
Klimatische Situation	25
Niederschlagsverhältnisse	26
Bergwasserbeschaffenheit und -zirkulation	27
Bergwasserspiegelverhältnisse	28
Einleitung	28
Die Kennzeichen der Bergwasserspiegelverhältnisse	28
Zeitlicher Verlauf des Bergwasserspiegels	32
Zeitreihenanalyse	34
Kinematik der Talzuschubmasse	34
Methodik und Fehlerbetrachtung	34
Betrag und Richtung der Hangbewegung	37
Bewegungsverlauf über die Zeit an der Talzuschubsstirn	44
Kinematik von Teilkörpern innerhalb der Hangdeformation	47
Der Einfluss der Hydrologie auf Betrag und zeitlichen Verlauf der Hangbewegung	50
Die Abhängigkeit der Deformation von den Niederschlägen	50
Die Abhängigkeit der Deformation von den Bergwasserspiegel-Schwankungen	52
Die aktiven Maßnahmen nach der Katastrophe 1966	52
Diskussion der Kinematik hinsichtlich Bewegungsmechanismus und Gleitkörpergeometrie	53
Bewegungsmechanismus	53
Gleitkörpergeometrie	54
Progressiver Bruch	57
Numerische Modellierung	58
Dank	58
Literatur	58

1 STEFAN WEIDNER: Cognitas GmbH, Alte Landstraße 6, 85521 Ottobrunn. stefan.weidner@cognitas.de
 2 MICHAEL MOSER: Universität Erlangen-Nürnberg, Lehrstuhl für Angewandte Geologie, Schloßgarten 5, 91054 Erlangen. moser@geol.uni-erlangen.de
 3 ERICH LANG: Institut für Naturgefahren und Waldgrenzregionen, Hauptstraße 7, 1140 Wien. erich.lang@bfw.gv.at

Zusammenfassung

Talzuschiebe sind tiefgreifende, großflächige Hangbewegungen, die im alpinen Raum oft gesamte Talflanken erfassen. Aufgrund ihrer Ausdehnung ist die Untersuchung aufwendig und nur über lange Perioden zielführend. Zur Klärung der Kinematik und des Bewegungsmechanismus sind neben allgemeingeltend geologischen Aufnahmen besonders hydrologische und geodätische Untersuchungen der verschiedensten Art notwendig.

Der Talzuschiebe Gradenbach umfasst eine Fläche von mehr als 2 km² und wurde aufgrund von verheerenden Murenkatastrophen 1965 und 1966 in den letzten 40 Jahren eingehend untersucht. Neben einer umfassenden geologisch-geotechnischen Beschreibung des Objektes werden umfangreiche Ergebnisse aus Zeitreihenuntersuchungen präsentiert. Außerdem wird auf die klimatischen Verhältnisse, besonders das Niederschlagsgeschehen eingegangen. Die Aktivität der Hangbewegungen steht in sehr engem Zusammenhang mit der Höhe des Bergwasserspiegels und lässt sich gut mittels multipler Regression abschätzen. Von großem Vorteil bei der Untersuchung der gegenseitigen Beziehungen erweisen sich die fast lückenlosen, langjährigen und in kurzen Intervallen aufgezeichneten Messdaten. Die Auswertungen am Talzuschiebe Gradenbach zeigen aber auch auf, wie schwierig es ist, zuverlässige Prognosen für die Hangbewegung trotz der vorliegenden Messreihen zu formulieren.

Das Bewegungsverhalten wird außerdem mit 15 weiteren tiefgreifenden Hangdeformationen in den Alpen verglichen. In einer umfassenden Übersicht werden dafür qualitative und quantitative Parameter, wie z.B. die Geometrie, die Exposition und Hangneigung, die hauptsächlich geologischen Einheiten, die dominierenden Trennflächenscharen sowie die Bewegungsraten über unterschiedlich lange Intervalle zusammengestellt.

Geotechnical and Kinematical Analysis of the Sagging Slope Gradenbach – Carinthia/Austria

Abstract

Sagging of mountain slopes are deep-seated gravitational slope deformations. Owing to their large aerial extent and their destructive impact on torrent regulation dams, reservoirs, road cuttings, tunnels and settlements it is important to understand the kinematics and the mechanism of motions. This data can only be obtained from long time series studies. The results of precipitation, snow melt, run-off, slope water and mass movement are discussed in terms of comprehensive statistical analyses. Time series analysis provides indications of the trends and cyclic parts of the observed data. In more than twentyfive years of study, results have been obtained showing the dimensions and the range of the data, the movement over time and the causes. In addition to morphological, geological and geotechnical parameters as well as geophysical properties of the sagging of the mountain slope "Gradenbach", several aspects of the time-dependence and the relationship to external factors can also be explained.

The activity of the mass movement is in very close relationship with the height of the ground water table and can be well estimated by multiple regressions. The complete data in short intervals over a long period are favourable for the investigations of the connexions between the mutual relations.

Additionally, the movement behaviour is compared with 15 further examples of deep-seated slope deformations in the Alps. For that reason a comprehensive dataset is built up consisting of qualitative and quantitative parameters e.g. geometry, exposition, slope inclination, main geological units, predominant discontinuity sets as well as the surface displacement rates over varying intervals.

Einführung

Talzuschiebe sind großflächige (z.T. mehrere km²) und tiefgreifende (z.T. >100 m Tiefgang) Hangbewegungen. Hierdurch wird eine tiefreichende Deformation der Gebirgshänge bewirkt, wobei es aber nicht zu einem Bruch kommt wie bei Bergstürzen, wo die zumeist nischenförmige Anbruchfläche und die daran anschließende Gleit- und Sturzbahn ausgeprägt sind. Zu beobachten sind diese tief in den Gebirgskörper eingreifenden Massenbewegungen vor allem in Glimmerschiefern, Gneisen und Phylliten. Bei der Betrachtung der verformten Masse als Ganzes bleibt der Zusammenhang gewahrt, doch kann im Maßstab von Felsaufschlüssen eine Auflösung der kontinuierlich erscheinenden Verformung beobachtet werden (ZISCHINSKY, 1969b).

Seit STINY (1942) und AMPFERER (1940) in den 40er Jahren die Probleme der tiefgreifenden Deformation von Gebirgshängen in Form der Bergzerreiße („mountain splitting“) und des Talzuschiebes („sagging of mountain slopes“) zum ersten Mal im Alpenbereich vertieft aufgegriffen haben, sind diese Phänomene vor allem unter geologischen, geomechanischen und kinematischen Aspekten behandelt worden. Schon Stiny wies darauf hin, dass je nach Aktivität im oberen Abschnitt einer tiefgreifenden Deformation Phänomene der Bergzerreiße mit Zugspalten, hangparallelen Mulden, im unteren Teil das Phänomen Talzuschiebe mit konvex gewölbter Hanggeometrie zu beobachten sind. In diesem Sinne ist in Abb. 1 eine schematisierte Darstellung morphologischer Phänomene solcher tiefgreifend in Bewegung befindlicher Gebirgshänge gegeben.

In den Untersuchungen der 1960er und 1970er Jahre wurden vor allem geomorphologische Phänomene tiefreichender Kriechhänge erarbeitet und aufgrund dieser Geländebefunde Aussagen zu Geometrie und den Mechanismen vorgelegt. In jüngerer Zeit wurden an instabilen Talflanken zunehmend geotechnische Teilaspekte untersucht, die u.a. geodätische Vermessungen, geophysikalische Untersuchungen, boden- und felsmechanische und hydrogeologische Kennwerte umfassen. Dies geschah auch häufig infolge der Tatsache, dass die direkten und indirekten Auswirkungen der tiefgreifenden Hangdeformationen auf die alpine Umwelt beträchtlich sind. Durch die andauernde, langsame und tiefgreifende Hangdeformation werden unmittelbar Gebäude, Verkehrswege, (Druck-)Stollen und Tunnel sowie Wildbachverbauungen und Stauwerksanlagen beschädigt oder gar zerstört. Indirekt sind auch die unterhalb gelegenen Siedlungen, z.B. an den Talausgängen und an den Hauptvorflutern durch Vermurung oder Überflutung gefährdet (NEUHAUSER & SCHÖBER, 1970; BONZANIGO, 1988; LEOBACHER & LIEGLER, 1998; TENTSCHERT, 1998; MOSER & WEIDNER, 1998).

In dieser Arbeit sollen die über 20-jährigen Untersuchungsergebnisse des Talzuschiebes Gradenbach/Kärnten mitgeteilt werden, die ein breites Spektrum signifikanter geotechnischer Aspekte umfassen, um besonders die Kinematik einer solchen tiefgreifenden Deformation abzuklären. Dabei wird besonders die zeitliche Variation des Bergwasserspiegels innerhalb des instabilen Terrains und dessen Auswirkung auf die Kinematik beleuchtet.

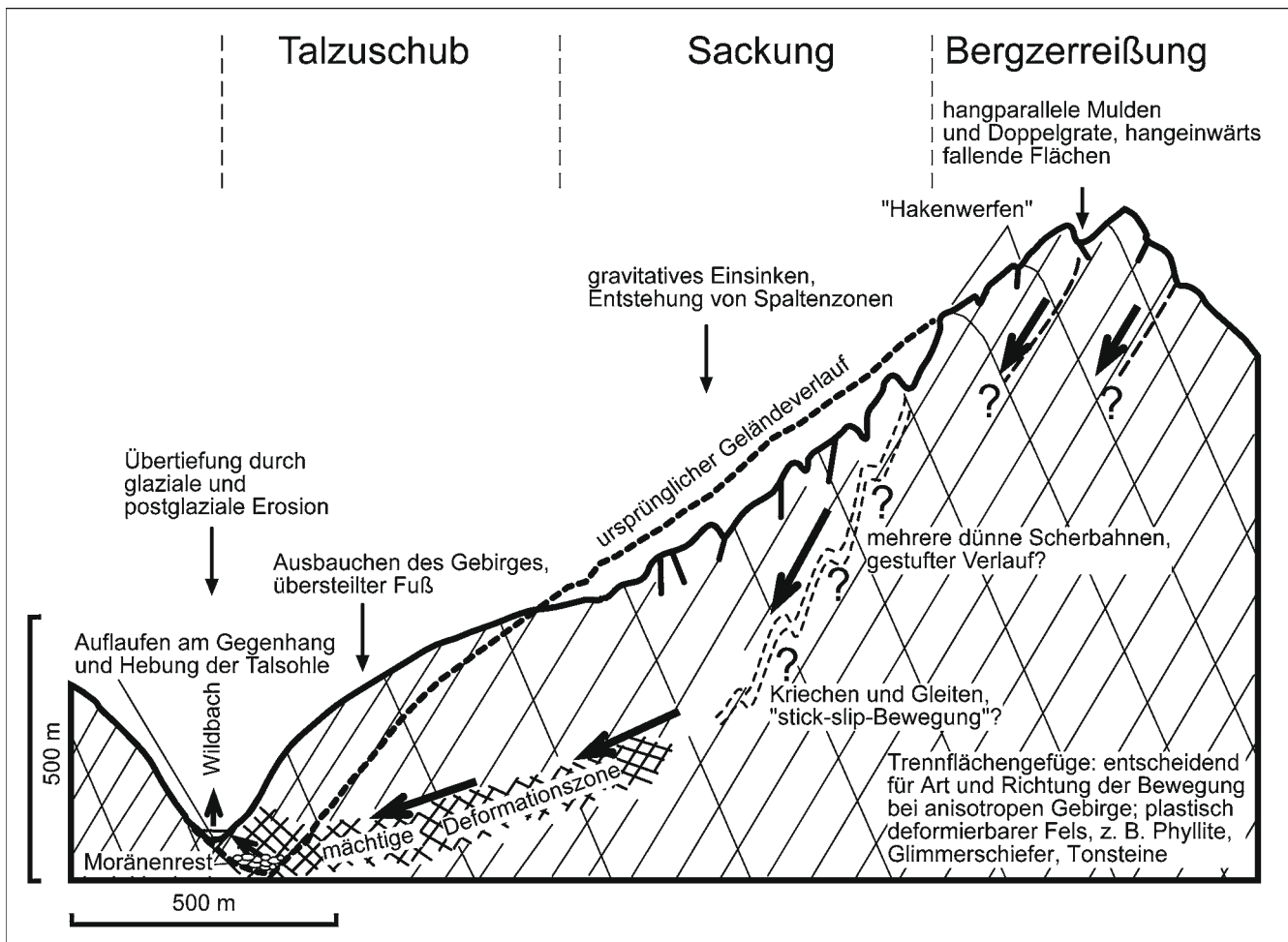


Abb. 1. Schematische Darstellung morphologischer Phänomene und Kennzeichen einer großflächigen, tiefgreifenden Hangdeformation im Finalstadium bei überwiegend einheitlich kompetentem, anisotropem Gebirge. Die morphologischen Veränderungen sind überhöht dargestellt.

Historischer Rückblick und die Niederschlagskatastrophe 1966

Nach den Ausführungen von STRITZL (1971) erfolgte die bäuerliche Besiedlung des Rutschhangs um die Mitte des 18. Jahrhunderts, weshalb mit Sicherheit angenommen werden kann, dass zum damaligen Zeitpunkt keine Bewegungssymptome zu erkennen waren. Andererseits jedoch war unmittelbar nach dem Hochwasser von 1966 am frisch abgeschliffenen Ufer eine Stelle erkennbar, wo eine Felspartie unter Wahrung des Schichtverbandes auf einer Moräne oder einem altem Murenschutt auflagerte. SUDA (1884) berichtet über „bedeutende Verheerungen an Feldern, Wiesen, Uferversicherungen und auch an der am linken Ufer der Möll führenden Landesstraße“ oberhalb von Döllach. Die Möll wurde durch den von rechts einmündenden Gradenbach an das linke Ufer gedrängt, aufgestaut und floss anschließend über höher gelegene Bereiche des linken Ufers. Es dürften nach seiner Ansicht wohl nicht die letzten Verheerungen gewesen sein. Auch künftig würden sie sich wiederholen, sogar in noch stärkerem Ausmaß, wenn keine Gegenmaßnahmen (Bachregulierung, Aufforstung) getroffen würden.

Die ersten überlieferten Rutschbewegungen der SE-Flanke des Eggerwiesenkopfes sollen 1917 nach einem sehr schneereichen Winter aufgetreten sein, und seither dau-

ert diese jüngste Bewegungsperiode an (STRITZL, 1971). Dagegen beschreiben Bilddokumente schon Bewegungen aus den Jahren 1870 und ca. 1880 bis 1885. Im Jahre 1870 sind z.B. im Bereich des Berchtoldgrabens umfangreiche Grabenanrisse sichtbar. In der Schluchtstrecke des Gradenbaches sind Verheerungen bis hinauf zum Waldrand dokumentiert.



Abb. 2. Blick vom Fuß der Talzuschubsstirn auf den Schwemmfächer und der durch die Murenkatastrophe von 1966 zerstörten Ortschaft Putschall. Im Vordergrund sind die nach der Katastrophe neu errichteten Betonsperren.



Abb. 3.
Die z.T. bis zum Giebel eingemurten Häuser von Putschall.
Aufnahme 1968.



Abb. 4.
Blick auf die hohen Uferabbrüche in stark bewegten Serizit- und Chloritphylliten
unterhalb des Berchtold-Gehöftes.
Aufnahme 1969.

Auf einer Postkarte von ca. 1880 bis 1885 und einer Landschaftsfotografie um 1880 (im Gasthaus „Zur Post“ in Döllach) lassen sich umfangreiche Massenbewegungen bis zum Bereich des Siedlungs- und Wirtschaftsgebietes hin- auf erkennen. Außerdem sind Zerstörungen im Bereich des Schwemmkegels bis nach Döllach und Erosionsschäden

am Berchtoldgraben erkennbar. Der Vergleich der Katasterkarte aus dem Jahre 1826 mit einem Luftbild von 1967 von KRONFELLNER-KRAUS (1974) zeigt, dass sich in diesen 141 Jahren einige Punkte bis zu 60 m verschoben haben, was bei Annahme einer kontinuierlichen Bewegung einer Bewegungsrate von ca. 40 cm/a entspricht.

Die ersten Verbauungen wurden in den 30er Jahren vorgenommen. Aus den Jahren 1957, 1965 und 1966 sind Hochwässer überliefert, von denen die beiden letzten zur Zerstörung oder derart schweren Beschädigungen von 15 Häusern der Ortschaft Putschall führten, dass diese aufgegeben werden mussten (Abb. 2, 3). Die Großglockner-Bundesstraße wurde ebenfalls zweimal auf ca. 300 m Länge zerstört. Mindestens eine Million Kubikmeter Murmaterial wurde teils am Schwemmkegel abgelagert, teils in die Möll verfrachtet. Der Schwemmkegel wurde bis zu 18 m über das frühere Niveau aufgebaut (STRITZL, 1971).

In der an den Schwemmkegel anschließenden Schluchtstrecke ergaben sich durch Unterschneidungsprozesse Uferabbrüche mit einer Tieferlegung des Bachbettes um teilweise mehr als 10 m (Abb. 4).

Geographischer und geologischer Überblick

Die kritische Strecke des Talzuschubes Gradenbach liegt am Ausgang des Gradenbaches in das Mölltal, ca. 5 km südlich von Heiligenblut. Das Ausmaß der Hangbewegung umfasst den gesamten Hang von der Grabensohle bis zum Kamm auf einer Breite von ca. 1000 m und einer Fläche von insgesamt über 2 km² (Abb. 5 und 6).

Im Bereich der Schluchtstrecke ergibt sich eine ausgesprochene Asymmetrie der Talflanken. Die rechte Talflanke in der Schluchtstrecke ist sehr steil und weist oberhalb der eigentlichen Steilstufe ein sehr gleichmäßiges Relief von 35° bis 40° auf. Die linke Grabenseite in der Schluchtstrecke ist zunächst durch die aktiven Felsanbrüche übersteilt (z.T. über 50°), weiter hangaufwärts aber nur durchschnittlich ca. 25° geneigt. Das Relief ist sehr unruhig und es wechseln sich immer wieder steile und flache Zonen ab. Auf der Ostseite der Hangbewegung ist ab 1400 m Sh deutlich die Hauptabbrisskante ausgeprägt, die sich bis ca. 1950 m Sh in NNW-Richtung und dann ab 1950 m Sh in NW-Richtung bis in eine Höhenlage von 2150 m Sh hinzieht. Im obersten Bereich weist die Abbruchkante



Abb. 5.
Blick auf den Talzuschub Gradenbach (umrandet). Aufnahme Jakob, F., freigegeben vom BMLV mit ZL13088/362-1.6/86, Aufnahmedatum: 22.09.1986, Flughöhe: 3000 m, Blick nach Norden.

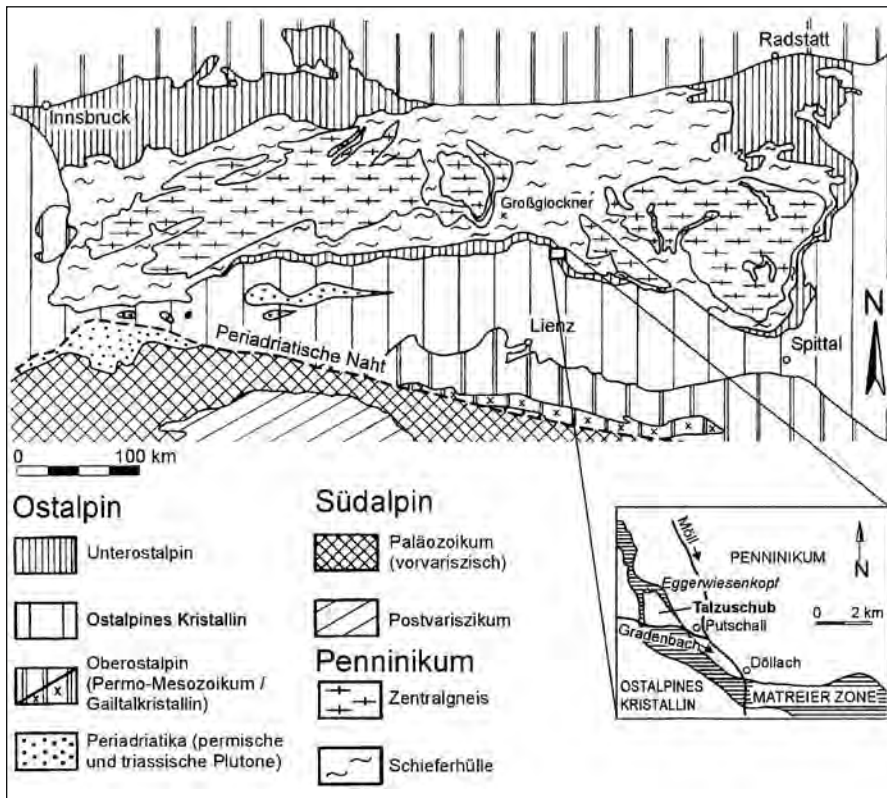


Abb. 6. Geologisch-tektonische Übersichtskarte (mod. nach BECK-MANNAGETTA & MATURA, 1980).

eine Höhe von ca. 40 m auf. Damit unterscheidet sich der Talzuschub Gradenbach sehr deutlich von anderen weniger aktiven Hangbewegungen, bei denen sich die an der Oberfläche ausstreichenden Gleit- und Scherzonen nur durch das Vorhandensein subparalleler Grate und Käme äußern. Die westliche Begrenzung des Talzuschubes ist durch die Überdeckung mit Felssturz- und Moränenmaterial nur mit Hilfe der Überwachung eines Polygonzuges festgestellt worden (KRONFELLNER-KRAUS, 1974).

Der kritische Bereich liegt zur Gänze in den Gesteinsserien der Matreier Zone. An der häufig wechselnden Folge von Phylliten sind vor allem Kalk-Glimmer-Phyllite, Chlorit-Phyllite, Muskowit- und Serizit-Phyllite, Graphit-Phyllite und Quarz-Schiefer beteiligt.

Die Lagerung entspricht in weiten Bereichen des Talzuschubes mit einem Streichen Richtung SE bis ESE und einem Fallen von 30° bis 50° nach SW bzw. SSW der umgebenden Lagerung des ungestörten Gesteinsverbandes der Matreier Zone.

Geotechnische Verhältnisse und Hangbewegungen

Zusammenfassung der Ergebnisse der Refraktionsseismik

Geophysikalische Modelle konnten im Bereich der Talzuschubsmasse schon in den 1980er Jahren vorgelegt werden (BRÜCKL, 1984). Verfeinerte und mit detaillierten geotechnischen Analysen versehene Arbeiten erfolgten ab Ende der 1990er Jahre wiederum von BRÜCKL & BRÜCKL (2006) und BRÜCKL et al. (2006).

Das Ergebnis der Messungen 1984 ist ein seismisches Vierschichtenmodell. Die beiden Querprofile zeigen die Tiefenerstreckung der bewegten Masse, die durchschnitt-

lich bei ca. 100 m liegt. An der östlichen Begrenzung des Talzuschubes tritt kompakter Fels bis auf wenige Meter an die Oberfläche. Die westliche Begrenzung ist weniger deutlich ausgeprägt, da die Auflockerungsschicht hier immer noch ca. 30 m beträgt. Im unteren Teil des Längsprofils und im westlichen Teil des unteren Querprofils wird unbewegtes Gebirge sogar erst in einer Tiefe von 160 bis 170 m erreicht (Abb. 7).

Das geophysikalische Untersuchungsprogramm ab 1998 sah zwei weitere geophysikalische Profile vor. Ein Querprofil wurde im oberen westlichen Bereich in einer Höhe von 1800 m Sh, ein weiteres bei 1500 m Sh ebenso im westlichen Bereich der Talzuschubsmasse angelegt.

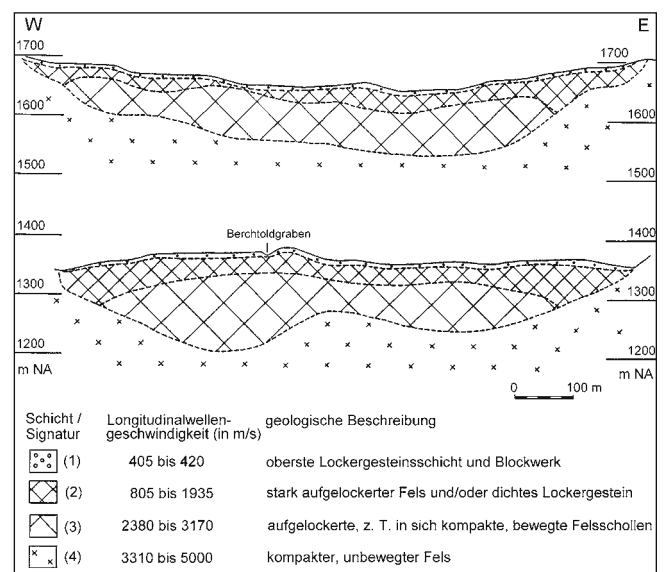


Abb. 7. Refraktionsseismische Querprofile über den Bereich des Talzuschubes (mod. nach BRÜCKL, 1984).

Durch die seismischen Untersuchungen und durch Kenntnis der Tiefenlage der Gleitzone in den Bohrungen Egg 2 (mindestens 130 m) und Gradenbach in der Grabensohle (ca. 30 m) konnte flächendeckend für die Talzuschubsmasse eine Angabe zu Tiefenlage der Gleitzone und zu Fläche und Volumen der bewegten Masse gemacht werden.

Das Modell ergab aufgrund der seismischen Messungen und der beiden Resultate aus den Bohrungen (Egg 2 und Gradenbach) eine Fläche von ca. $1,7 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ und ein Volumen von ca. $121 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ für die bewegte Masse. Dies ergibt eine durchschnittliche Mächtigkeit von 70 m mit teilweise mehr als 120 m, die in den unteren und mittleren Bereichen erreicht wird. Die Genauigkeit der Volumen- und Mächtigkeitsangaben wird mit $\pm 15 \%$ angegeben (BRÜCKL & BRÜCKL, 2006).

Verteilung und Art der Festgesteine

Der Ostteil der Talzuschubsmasse wird von dunkelgrauen Kalk-Glimmer-Phylliten beherrscht, im Gegensatz zum mittleren und westlichen Teil, in dem vorwiegend karbonatfreie Metasedimente der Matrieer Zone (Chlorit-Phyllite, Quarzite und Serizit-Phyllite) vorkommen. Je nach petrologischer Beschaffenheit und Durchtrennungsgrad liegen die Phyllite in einer blätterig-kleinschuppigen bis quadrig-bankigen oder großplattigen technischen Gebirgsfazies vor (Klassifizierung nach MÜLLER, 1963). Untergeordnet sind schmale Marmorzüge in die karbonatführenden Metasedimente eingelagert sowie Späne und Schuppen von Arkosegneis in die karbonatfreien Metasedimente

(Abb. 8). Vereinzelt finden sich Serpentin-Talkschiefer, Dolomitbrekzien und gelbliche Rauwacken, die zu sandigem Grus zerfallen. Die östliche Begrenzung der Talzuschubsmasse besteht zum großen Teil aus Gesteinen des oberen Glockner-Deckensystems mit Karbonatglimmerschiefern. Westlich des Talzuschubes liegt die Deckengrenze zum ostalpinen Schober-Kristallin mit dem Petzeck-Rotkogel-Komplex, der vorwiegend im Bereich des Fleckenkopfes von Granat-Glimmerschiefern und Paragneisen aufgebaut wird (PESTAL et al., 2009). Die Abfolge zeigt überwiegend eine höhere Verbandsfestigkeit als die Phyllite der Matrieer Schuppenzone.

Verteilung und Art der Lockergesteine

Die Festgesteine werden z.T. mit einer Mächtigkeit von mehr als 5 m von Felssturzmaterial, Moränen und fluvioglazialen Sedimenten überlagert. Grobblockiges Felssturzmaterial findet sich bevorzugt an der westlichen Begrenzung der Talzuschubsmasse und stammt aus dem Petzeck-Rotkogel-Komplex des Fleckenkopfes. Weitere, wesentlich geringmächtigere Felssturzmassen sind an Steilabsätze innerhalb der Phyllitverbände gebunden. Eine großflächige und teils mehr als 5 m mächtige Moränenüberdeckung erstreckt sich mit bis zu 400 m Breite entlang der westlichen Begrenzung des Talzuschubes von der Grabensohle bis ca. 1900 m Sh. Ein schmaler Moränenstreifen findet sich auch zwischen 1400 und 1900 m Sh entlang der östlichen Begrenzung der Talzuschubsmasse. Die Verwitterungs- bzw. Hangschuttauflage ist mit vorwiegend weniger als 1 m Mächtigkeit als gering einzustufen.

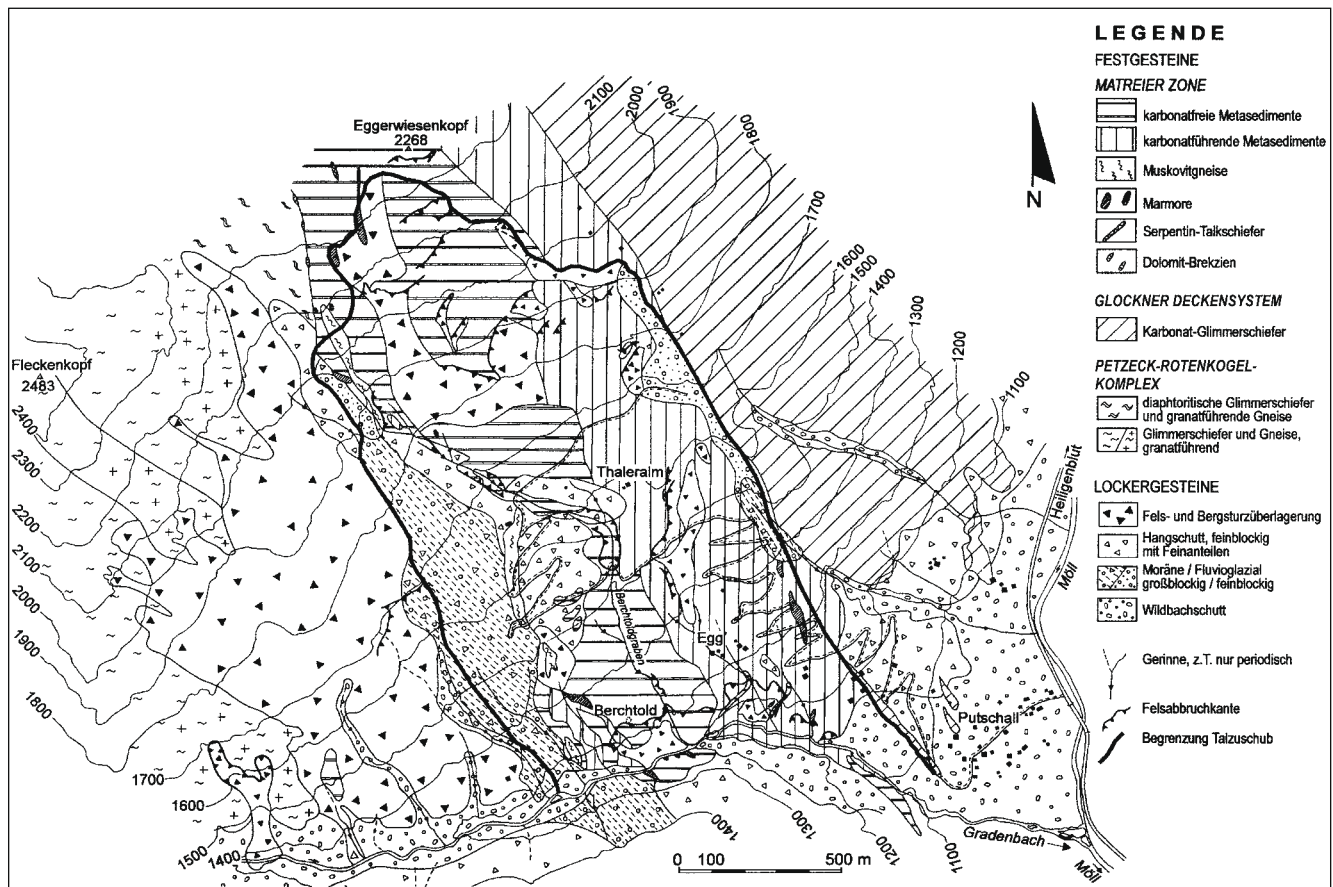


Abb. 8. Geologisch-geotechnische Karte der SE-Flanke des Eggerwiesenkopfes. Zusammengefasst aus den unveröffentlichten Dipl.-Arbeiten von STOLL (1981) und MAZUR (1982).

Struktur- und hydrogeologische Einheiten

Vorbemerkung

Besonders durch die Untersuchungen von ZISCHINSKY (1969a, b) hat sich gezeigt, dass durch tiefgreifende Hangbewegungen Deformationen und damit auch Gefügenderänderungen des ursprünglichen Gebirgsverbandes zu erwarten sind. Die beobachteten strukturellen Veränderungen sind zum großen Teil mit der Position innerhalb ei-

nes mobilen Gebirgskörpers zu sehen. Innerhalb eines potentiell einheitlich teilbeweglichen Gebirgskörpers können Bereiche verschiedener effektiver Teilbeweglichkeit unterschieden werden. Diese effektive Teilbeweglichkeit äußert sich sehr signifikant in einer unterschiedlichen Ausbildung der Kluftkörperform und -größe. Hierdurch werden strukturelle geologische Einheiten geschaffen, die auch hydrogeologisch wirksam sind (Abb. 9).

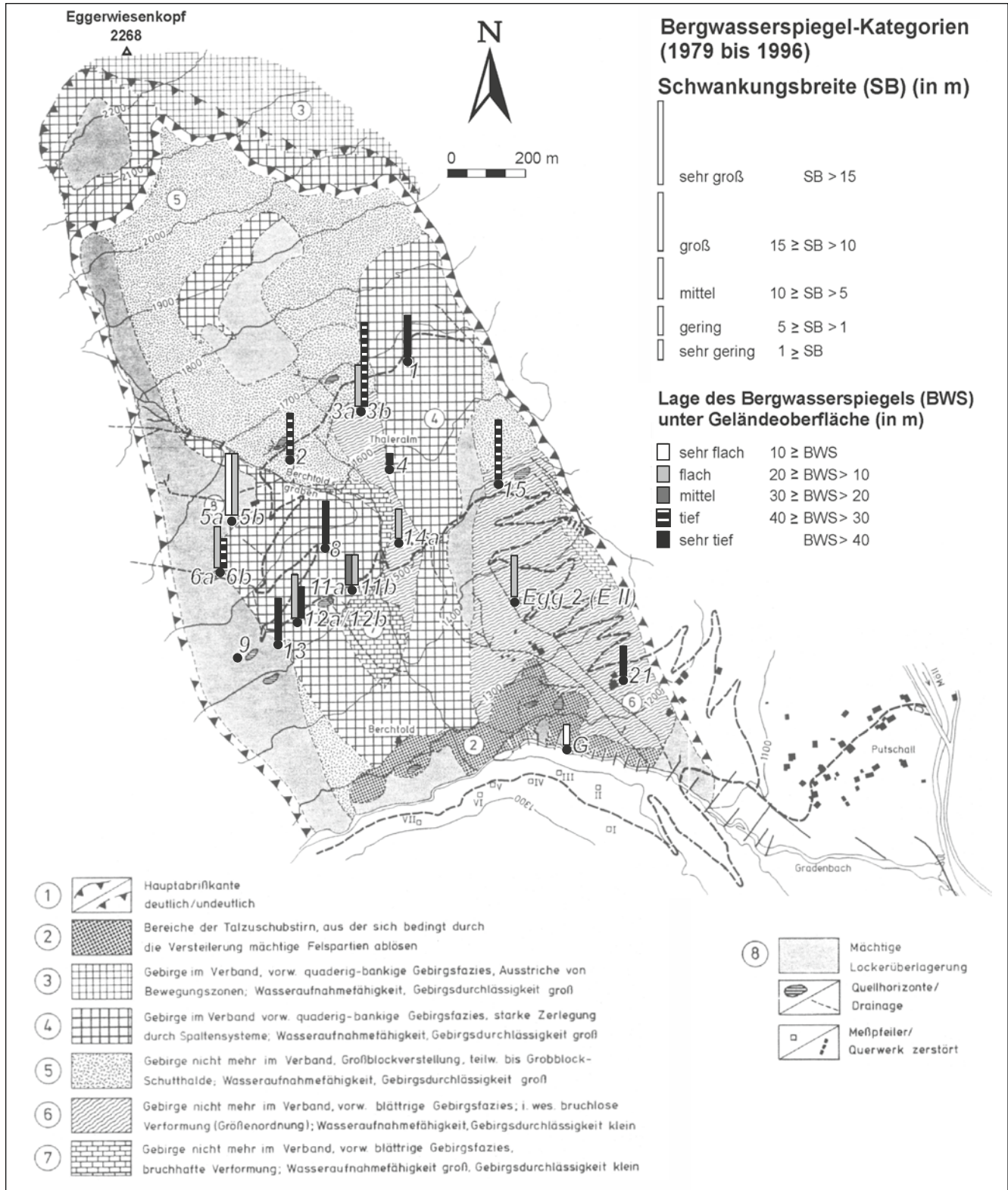


Abb. 9. Strukturgeologische und hydrogeologische Einheiten im Bereich des Talzuschubes.

Zonen oberhalb der Hauptabrissskante

Durch Ausstriche von Bewegungsbahnen liegt ein teilweise sehr stark zerlegter, aber noch im Verband befindlicher Felskörper in quaderig-bankiger Gebirgsfazies vor. Das Öffnen des Gebirgsverbandes äußert sich durch Muldenzonen und kleinere Spaltenzonen, die Ausstriche von Bewegungsbahnen markieren (struktur- und hydrogeologische Einheit 3). Das sich entwickelnde Bruchmuster paust das Trennflächengefüge durch, wobei die Scherklüfte und Störungssysteme (ESE-streichend) des Phyllit-Verbandes für die Auflockerung und die Öffnung des Gebirgsverbandes besonders verantwortlich sind (s. auch Abb. 33). Entsprechend den geotechnischen Verhältnissen ist der Bergwasserspiegel in diesen Zonen sehr tief liegend (mehr als 50 m unter Gelände).

Die Hauptabrissskante

Je nach Intensität der kinematischen Prozesse können hier von steilen Abbrüchen mit lang durchhaltenden Abrisskanten (Bsp. Schuders/Prätigau) über hangparallele Flächen als treppenartige Absätze (Bsp.: Glunzerberg – Bretterwandbach, Matrei/Osttirol) bis hin zu kaum wahrnehmbaren muldenförmigen Depressionen (Bsp.: Schlanitzenalm-Gleitung, Reppwand-Gleitung/Kärnten) alle Erscheinungsformen beobachtet werden. Im Falle des Talzuschubes Gradbach liegt ein deutliches Absetzen des eigentlichen Sackungskörpers mit hohen Anbruchswänden (teilweise bis 30 m) von dem sich nur geringfügig bewegenden anschließenden Gebirgskörper der Kammregion vor (Abb. 10).



Abb. 10. Blick auf den z.T. in ein Schollenmosaik zerlegten obersten Bereich der Talzuschubsmasse unterhalb der deutlich ausgeprägten Hauptabrissskante.

Zonen innerhalb der aktiven Talzuschubsmasse

Besonders unterhalb der Hauptabrissskante kann ein Gebirgskörper beobachtet werden, der durch die Vorgänge der Hangtektonik weitgehend nicht mehr im Verband ist und Großblockverstellung mit großen Spaltenzonen zeigt, wo ein schnelles Versitzen und Abführen der Niederschläge erfolgt (struktur- und hydrogeologische Einheit 5; Abb. 9). Im Mittelteil herrscht ein stark grobblockiger, zerlegter und Spaltenzonen mit mehr als 5 m Breite aufweisender Gebirgskörper vor (struktur- und hydrogeologische Einheit 4). Hier erfolgt ein schnelles Eindringen aber auch einen sofortiger Abtransport der Wässer. Ein deutliches Verdrehen des regionalen Trennflächengefüges ist nicht zu beobachten. Eine Abtrennung von Großschollen erfolgt nach steil stehenden ac-Klüften (120-140/70-90°) und mittelsteil einfallenden Schieferungsflächen (200-230/60-30°), die teilweise als Störungsflächen ausgebildet sind.

Der im Jahre 1981 durchgeführte Markierungsversuch hat gezeigt, dass die hydraulische Wirksamkeit der Zone 4 in größerer Tiefe der Talzuschubsmasse sehr schwer abzuschätzen ist. Durch die hangtektonischen Prozesse wird durch die Mylonitisierung ein erheblicher Feinanteil im Phyllit-Material bereitgestellt, der auch in den stark durch Spalten aufgelockerten Hangpartien zu weniger durchlässigen Zonen in den tieferen Bereichen der Talzuschubsmasse führt. Die Folge davon ist, dass bei Starkniederschlägen oder sehr raschen Schneeschmelzvorgängen (z.B. wie bei den Witterungsverhältnissen vom Jahre 1975) auch in dieser Zone der Aufbau eines hydrostatischen Kluftwasserschubes möglich ist.

Neben den Bereichen mit großer Wasseraufnahmefähigkeit und großer Gebirgsdurchlässigkeit finden sich auch Zonen mit kleiner Wasseraufnahmefähigkeit und kleiner Gebirgsdurchlässigkeit. Diese Zonen sind durch eine feinschluffige Gebirgsfazies mit sehr viel Feinanteil und geringer Spaltenbildung gekennzeichnet. Bevorzugt sind solche Gebirgspartien im unteren Teil der Talflanke zu finden (struktur- und hydrogeologische Einheit 6). Kleinere, derartig ausgebildete und weniger durchlässige Bereiche finden sich auch im Mittelteil der Talzuschubsmasse, die für das Entstehen größerer Quellhorizonte und ebenso für Zonen mit starken Bergwasserspiegelschwankungen verantwortlich sind (s. auch Abb. 14).

Die Talzuschubsstirn

Die morphologische Ausbildung der Stirn ist besonders geprägt worden durch die Hochwasserereignisse der Jahre 1965 und 1966. Es erfolgte nicht nur eine Tieferlegung des Bachbettes in 10-m-Dimension, sondern es bildeten sich auch durch Unterschneidungsvorgänge steile, mit Neigungen von teilweise mehr als 50° höchst anfällige Felshänge. Diese Instabilität äußert sich in immer wiederkehrenden Felsbewegungen der verschiedensten Art (Felsablosungen entsprechend dem Trennflächengefüge, Bildung von z.T. rotationsförmigen Gleitkörpern).

Sekundäre Hangbewegungen infolge der tief greifenden Hangdeformation

Aufgrund der petrographisch-strukturellen Beschaffenheit des Gebirges, der morphologischen Situation und der andauernd wirksamen hangtektonischen Prozesse innerhalb der bewegten Gebirgsmasse lassen sich signifikante se-

kundäre Hangbewegungen feststellen. Besonders davon betroffen sind die Talzuschubsstirn und die Abrissbereiche, sowohl entlang der Hauptabbrisskante als auch entlang untergeordneter Gebirgs-Teilkörper. In der geologisch-geotechnischen Karte sind von den nachfolgend aufgeführten Hangbewegungen nur die größeren Felsanbruchbereiche eingetragene (Abb. 8).

Östlicher Bereich der Talzuschubsstirn

Die Kalkphyllite im östlichen Bereich der Talzuschubsstirn sind nicht mehr im Verband und liegen in einer blätterig-kleinschuppigen technischen Gebirgsfazies vor. Die weiter westlich ausgeprägte Versteilung der Stirn des Talzuschubs ist in diesem Bereich durch einen fast vollständig erfolgten Böschungsausgleich nicht vorhanden. Die Folgen von Kriechbewegungen des hochteilbeweglichen Phyllitverbandes zeigen sich in der z.T. sehr unruhigen Morphologie, wobei sich Oberflächenkriechen und das Gleiten entlang tiefer liegender Bewegungsbahnen überlagern.

Mittlerer Bereich der Talzuschubsstirn

Der zumeist übersteilte Abschnitt der Talzuschubsstirn vom eigentlichen Beginn der Schluchtstrecke bis zur Mündung des Berchtoldbaches in den Gradenbach zeigt linksufrig überwiegend noch das regionale Trennflächenmuster der Matreier Zone, mit einer quaderig-bankigen bis großplattigen Gebirgsfazies. Entsprechend der Stellung der Böschung und der Trennflächenscharen sind Ausgleitungen größerer Felskeile mit einem Volumen von bis zu 100 m³ möglich. Es liegen aber auch hier Gebirgsstrukturen vor, die auf der völligen Auflösung und Entfestigung des Phyllitverbandes aufgrund hangtektonischer Prozesse beruhen. Bei den möglichen Massenbewegungen in solchen entfestigten und beanspruchten Phyllitverbänden treten deutlich deren mechanische Eigenschaften eines schwach bindigen Lockergesteins hervor. Es entwickeln sich rotationsförmige Bruchmuscheln, die, ausgehend von lang durchhaltenden Rissen, durchaus mit den bekannten rotationsförmigen Bruchmuscheln in Lockergesteinen verglichen werden können.

Westlicher Bereich der Talzuschubsstirn

Westlich des Berchtoldbaches, unterhalb des ehemaligen Berchtoldgehöftes, schließt sich eine Zone an, in welcher der Felsverband besonders stark durch die Auswirkungen der Hangtektonik verstellt wurde. Die Veränderungen des Gebirgsverbandes reichen von bruchhaften Deformationen in Form von Knickungen einzelner Schichtstöße des Phyllitverbandes bis hin zu quasi-plastischen Verformungen des hochteilbeweglichen Phyllitverbandes. Zusätzlich entstanden breite Mylonitzonen, die Ausstriche von Bewegungszonen markieren.

Hauptabbrissbereich

Besonders unterhalb der übersteilten Partien der Hauptabbrisskante sind Bereiche mit erheblichen Felssturzablagerungen entwickelt. Die Ablösung von Felskeilen an der Hauptabbrisskante wird durch drei wirksame Trennflächenscharen bestimmt und kann folgendermaßen charakterisiert werden:

- Nachsinken und Vorrücken der obersten, stark in Bewegung befindlichen Bereiche der Talzuschubsmasse entlang der 30 bis 40 m hohen Abrisskante
- Sukzessive Entfernung des Widerlagers der oberhalb befindlichen Bergzerreißungszone
- Öffnen des Felsverbandes entlang der Kluftscharen (K₁ 0/70 bis 40/90), die spitzwinkelig zu der Hauptanbruchfläche ausstreichen
- Abgleiten größerer Felskeile in Richtung der Verschnittlinie (225/40) der Schieferungsflächen mit einer Großkluftschär bzw. direkt auf den Schieferungsflächen.

Die Gleitbewegungen werden durch die Tatsache begünstigt, dass der Reibungswinkel φ_s auf den Schieferungsflächen von serizithaltigen Kalkphylliten nur noch Werte von 9 bis 17 Grad aufweist (MOSER & GLUMAC, 1982). Quarzarme Phyllite mit ausgeprägt graphitischem Charakter weisen nach PÖCHHACKER (1974) einen Reibungswinkel von weniger als 20 Grad auf. Auch die Trennflächen phyllitischer Glimmerschiefer besitzen nach CZECH & HUBER (1990) nur noch ein φ_s von 16 Grad. Bei mylonitisierten oder zerscherter Phylliten, so wie sie auch an der Talzuschubsstirn vorkommen, kann der Reibungswinkel φ_G des (Locker-)Gesteins auch teilweise nur noch 12 bis 14 Grad betragen. Oberhalb der Hauptabbrisskante sind durch die rückschreitenden Auflockerungsprozesse ausgeprägte Spaltenzonen entstanden. Sie sind als Schwächezonen der Ansatzpunkt für die künftige Rückverlagerung der Abrisskante durch weitere Felsgleitungen.

Klimatische Situation

Das Klima des oberen Mölltales und somit auch des Arbeitsgebietes wird stark durch die topographischen Gegebenheiten geprägt, insbesondere durch die hohen Gebirgsstöcke, welche die Täler umrahmen. In den Tallagen wird ein kontinental geprägtes Klima vorgefunden, in den höheren Regionen bis zu den Gipfeln herrschen ausgeglichener klimatische Verhältnisse vor.

Die durchschnittlichen Tagestemperaturen aus dem Zeitraum 1971 bis 1994 liegen im arithmetischen Mittel zwischen Ende November und Anfang März unter 0 °C. In der ersten Februarhälfte ist jedoch ein kurzer Exkurs über diese Marke zu verzeichnen, gefolgt von Kaltluftvorstößen, die zu einer Abnahme der durchschnittlichen Temperatur um 5 °C führen. Von Mitte Februar bis Ende März steigt die Temperatur kontinuierlich von ca. -4 °C auf +5 °C an. In den ersten beiden Aprilwochen ist eine Stagnation zu beobachten. Mitte Mai, eigentlich in der Zeit der sog. Eisheiligen, führt dafür ein besonders rascher und steiler Anstieg von ca. 4 °C auf eine durchschnittliche Tagestemperatur von über 10 °C. Dies ist auch meistens der Zeitraum, ab dem die S-SE-exponierte Bergflanke aper ist. Ein Kälterückfall (Schafskälte) Mitte Juni wird durch NW-Kaltluftvorstöße verursacht. Der Zeitraum mit den höchsten Temperaturen erstreckt sich über etwa 1½ Monate von Anfang Juli bis Mitte August. Die durchschnittlichen Tagestemperaturen liegen in dieser Zeit über 15 bis 18 °C.

Die mittlere langjährige Temperatur zwischen 1971 und 1994 an der Basisstation Egg/Fleißner (Kote 1210 m) liegt bei +6,4 °C. Die höchste mittlere Tagestemperatur wurde am 09.07.1982 mit +29,7 °C gemessen und die niedrigste am 07. 01. 1985 mit -17,5 °C. Zwischen 1971 und 1994

zeigt die Messreihe der mittleren Jahrestemperaturen einen schwachen positiven linearen Trend.

Als besonders warm erwiesen sich die Jahre 1982, 1983, 1989, und 1994 und als besonders kalt die Jahre 1978 und 1980 mit mehr als einem Grad über bzw. unter dem Durchschnitt von +6,4 °C. Die warmen Jahre 1982 und 1983 fallen in den Zeitraum mit der zweithöchsten Sonnenflecken-Relativzahl zwischen 1900 und 1990 (Relativzahlen aus FOUKAL, 1996). Mitte der 1970er Jahre beträgt diese Zahl nur etwa 60 % von der in den Jahren 1982 und 1983, weshalb zwar 1975/1976 eine leichte Erhöhung der mittleren Tagestemperatur festzustellen ist, aber kein ausgeprägtes Maximum vorliegt.

Niederschlagsverhältnisse

Nach FLIRI (1975) weisen Aufzeichnungen der in 1011 m Sh gelegenen Station Döllach, die unweit der Einmündung des Gradenbaches in die Möll liegt, im Januar im Schnitt 39 mm, im Juli dagegen 128 mm Niederschlag aus. Die vergleichbare, durchschnittliche Niederschlagsmenge an der Station Palik, die in einer Höhe von 1950 m Sh etwas oberhalb von Heiligenblut liegt, beträgt im Januar 140 mm und unterscheidet sich damit kaum von der Monatssumme im Juli mit 149 mm. Die Normalzahl des Niederschlags der Station Döllach beträgt nach oben genannter Literatur 873 mm. Angaben zu den langfristigen Niederschlagsverhältnissen in der Region Heiligenblut – Döllach zwischen 1900 und 1972 wurden auch von KRONFELLNER-KRAUS (1974) veröffentlicht. Im (hydrogeologischen) Jahr 1917 (Nov. 1916 bis Okt. 1917) wurden bei beiden Stationen von Nov. 1916 bis Jan. 1917 ca. 600 mm registriert, mehr als drei Mal so viel wie im langjährigen Niederschlagsmittel von 1901 bis 1950. 1917 war das Jahr mit außergewöhnlich ergiebigen Schneefällen im Winter, und es war das Jahr, aus dem nach STRITZL (1971) die ersten Rutschbewegungen an der Eggerwiesenkopf-SE-Flanke überliefert worden sind.

Einen Überblick über die maximalen, die mittleren und die minimalen monatlichen Niederschlagssummen sowie deren Häufigkeit an der Basisstation Egg/Fleißner (auf Kote 1210 m, an der östlichen Begrenzung des Talzuschubes) gibt Abb. 11. Die durchschnittliche Jahresniederschlagssumme (1969 bis 1996) ist höher als die vom Döllach und beträgt 925 mm, mit der größten mittleren Monatssumme

im Juli (123 mm) und der größten Monatssumme im Oktober 1993 (305 mm). Das Tagesmaximum betrug 115 mm (25.11.1990; Schneefall bis ins Tal). Das Histogramm der Niederschlagshäufigkeiten (Monatssummen) ist linkssteil, das heißt, die Häufigkeiten sind zu niedrigen Niederschlagssummen hin verschoben. 50 % der monatlichen Niederschlagssummen sind geringer als 65 mm und 90 % geringer als 155 mm. Die größte Besetzungszahl wurde für die Klasse 35 bis 55 mm mit 14,3 % ermittelt, der Mittelwert liegt bei 78 mm/Monat und die Standardabweichung beträgt 53 mm.

Über die gesamte Talflanke zeigt sich eine Zunahme der Niederschläge mit steigender Höhenlage. So werden nach KRONFELLNER-KRAUS (1974) und KIEFER (1983) bei den auf 1500 m Sh und 1650 m Sh gelegenen Stationen Berchtold und Wirt-Maraun etwa die 1,1- bis 1,2-fachen und bei der Station Illenalm auf 1890 m Sh ca. die 1,6-fachen Niederschlagssummen der Station Egg gemessen (aus Mittelwerten der Jahre 1970 bis 1972). Eine weitere, sehr detaillierte Auswertung der Niederschlagsverhältnisse, der Methodik und Messgenauigkeit geben LANG & HAGEN (1999). In ihre Auswertungen einbezogen sind auch die vier Sommer-Messstationen Berchtoldgraben (1500 m Sh), Wirth-Maraun (1660 m Sh), Gradenalm Kasern (1720 m Sh) und Eggerwiesenkopf (2150 m Sh). Mit diesen Messstellen ließ sich die Höhenabhängigkeit der Niederschlagssummen – jedoch nur für die Sommermonate – feststellen. Bis zu einer Monatssumme von ca. 200 mm Niederschlag ist eine Zunahme mit der Höhe zu verzeichnen und darüber eine Abnahme. Unter Beachtung der ermittelten Häufigkeiten der Monatsniederschlagssummen für das Sommerhalbjahr (Mai bis Oktober) der Jahre 1969 bis 1996 werden an der Basisstation somit für rund 96 % der gefallenen Niederschlagssummen zu geringe Werte aufgezeichnet. Für Niederschlagssummen bis 50 mm (15 % der Sommerniederschläge) in 1210 m Sh ist eine Zunahme um mehr als den Faktor 1,3 in 2150 m Sh festzustellen. Für Niederschlagssummen bis 100 mm (rund 60 % der Sommerniederschläge) bedeutet dies noch eine Zunahme um mehr als den Faktor 1,1. Neben den zu geringen Niederschlagssummen bei Schneefall, die gerätebedingt im Winter am Regensammler der Basisstation gemessen werden, wirkt sich somit auch die Höhenabhängigkeit der Niederschläge nachteilig auf

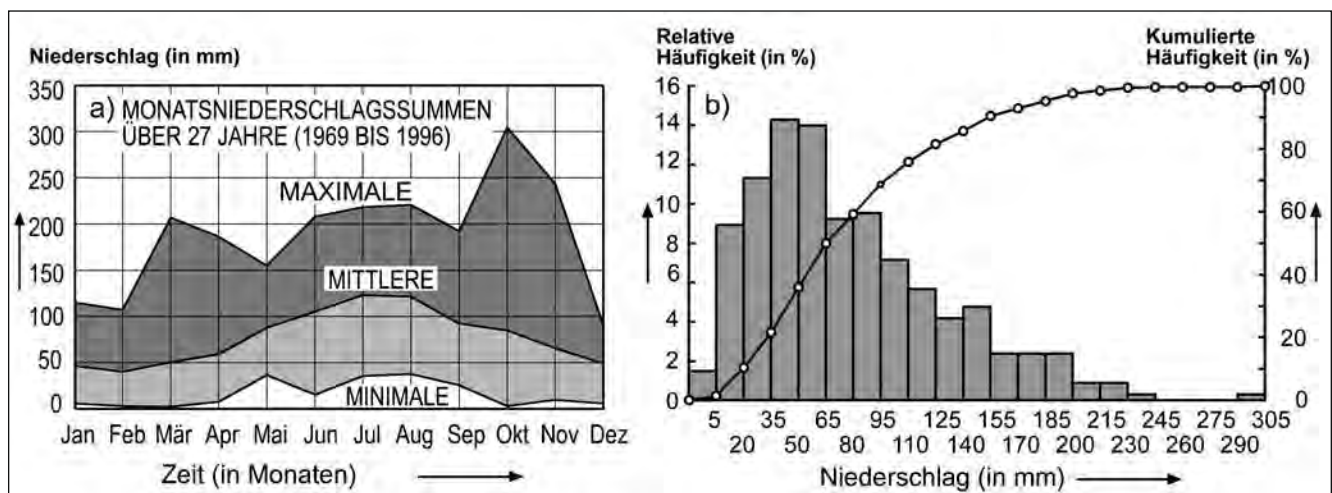


Abb. 11. a) Jahresgang der monatlichen Niederschlagssummen sowie b) deren Histogramm und Summenhäufigkeit an der Station Egg/Fleißner zwischen 1969 und 1996. Die Lage der Messstelle kann Abb. 13 entnommen werden.

die Auswertung zur Ermittlung des Zusammenhanges zwischen den Niederschlägen und der Hangbewegung aus.

Die Ergebnisse der ausführlichen Untersuchungen der Niederschlags- und Abflussverhältnisse im Bereich des Talzuschubes wurden von GAO (1997), GAO et al. (1997) und LANG & HAGEN (1999) vorgelegt.

Bergwasserbeschaffenheit und -zirkulation

Im Rahmen der hydrogeologischen Untersuchungen wurden in den Jahren 1981 bis 1982 die physikalische und hydrochemische Beschaffenheit (pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur sowie Gesamthärte, Chlorid, Sulfat, SiO_2) der Quellwässer untersucht. Ergänzend wurde ein

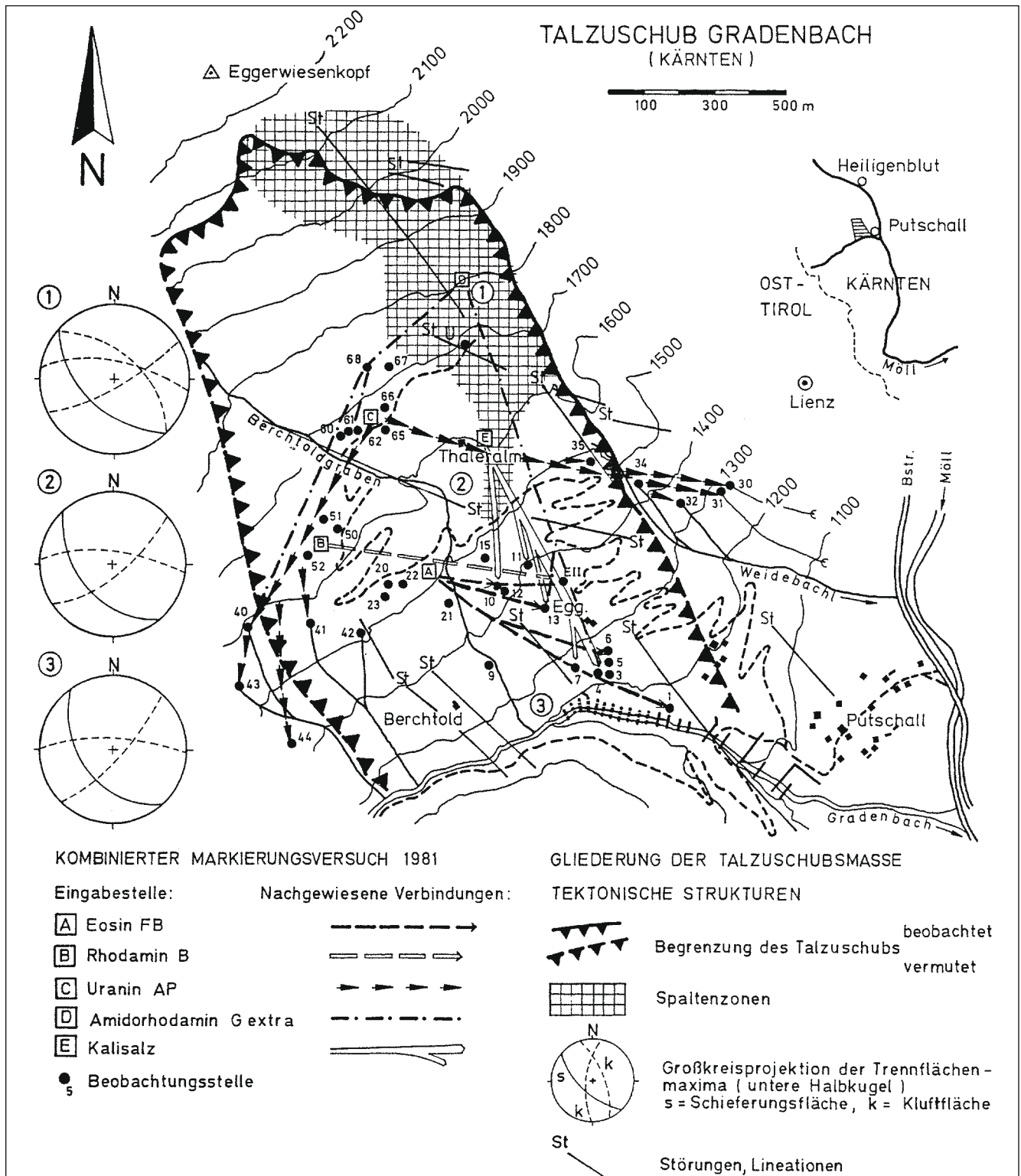


Abb. 12. Bergwasser-Abzugsbahnen innerhalb der tiefgreifenden Hangdeformation. Ergebnisse des kombinierten Markierungsversuches von 1981 (aus MOSER & KIEFER, 1988). Die Hauptentwässerungsbahnen orientieren sich an den vorgegebenen tektonischen Trennflächenscharen und verlaufen Richtung SW und ESE sowie nach S-SE entlang von Trennfugen in der Hauptverschiebungsrichtung, welche durch den Talzuschub geschaffen wurden.

umfassender Multi-Tracer-Versuch (Färbe- und Salzungsversuche) durchgeführt, um Angaben über die Verweilzeit der Niederschlagswässer und benutzte Abzugsbahnen innerhalb des bewegten Massenkörpers zu erhalten. Außerdem sollten gesicherte Anhaltspunkte zu den Auswirkungen auf die Kinematik gewonnen werden. Insbesondere sollte der hydraulischen Wirksamkeit der einzelnen Bewegungsflächen und der durch Gebirgszerreißung entstandenen Spaltenzonen nachgegangen werden. Aufgrund der Bergwasserbeschaffenheit konnten vier Bezirke mit unterschiedlichen Lösungsinhalten bestimmt werden. Die Grenzen zwischen diesen hydrochemisch ermittelten Bereichen konnten zum Teil auf engstem Raum gezogen werden, in einzelnen Fällen existiert eine Überlappung zweier Bezirke. Die maximale Gesamtmineralisation der Quellwässer liegt zwischen 3 und 22 mmol(eq)/L. In allen Bezirken ist das Calciumion das vorherrschende Kation und das Hydrogencarbonat- und das Sulfation sind die vorherrschenden Anionen (MOSER & KIEFER, 1988).

Die aufgrund der hydrochemischen und -physikalischen Untersuchungen vermutete Verbindung der hydrochemischen Bezirke II (im zentralen Bereich des Talzuschubes) und IV (östlicher äußerer Randbereich) wurde durch die Ergebnisse des Markierungsversuchs bestätigt, ebenso die unterschiedliche Orientierung der Entwässerung der beiden Wasserstockwerke im östlichen Teil des Talzuschubes. Für das tiefere Stockwerk zeigt dieser Bereich eine ESE-ausgerichtete Entwässerung entlang von Störungen und Klüften mit geringer Öffnungsweite und einer Abstandsgeschwindigkeit von bis zu 10 m/d. Oberflächennah konnte die Entwässerung innerhalb der stark zerlegten Kalkphyllite nach Süden mit Geschwindigkeiten von über 60 m/d nachgewiesen werden.

Eine weitere nachgewiesene Richtung für den Abzug der Tracer verläuft etwa parallel zu einer zweiten Trennflächenschar, die NE-SW streicht. Die Geschwindigkeiten aus den Hauptdurchgängen ergaben einheitlich für die an Trennflächen gebundenen Wasserbahnen einen Wert zwischen 2 und 10 m/d sowohl im mittleren als auch im unteren Teil des Talzuschubes.

Die zurückgewonnene Menge der eingesetzten Tracer war gering und wird zum einen darauf zurückgeführt, dass jeweils nur ein Teil des eingedrungenen Wassers in den Quellen der Talzuschubsmasse wieder zutage tritt. Zum anderen wurde auch eine Verweilzeit des Bergwassers im Gebirge von bis zu mehreren Jahren durch Tritiummessungen belegt (ZOJER & ZÖTL, 1975). Als hydrogeologisch wirksamste Parameter innerhalb der Talzuschubsmasse erwiesen sich die Haupttrennflächenscharen in ESE-WNW-streichender Richtung zusammen mit Störungssystemen, die ebenfalls den Abzug der Tracer nach Osten ermöglichen und über den gesamten beobachteten Bereich hinweg den Verlauf der subterranean Entwässerung beeinflussen (Abb. 12).

Bergwasserspiegelverhältnisse

Einleitung

Im Talzuschubsbereich wurden in den Jahren 1979 und 1980 für die Erkundung der Bergwasserverhältnisse insgesamt 16 Pegelbohrungen abgeteuft. Sechs der Pegel wurden für die Beobachtung unterschiedlicher Bergwas-

serstockwerke als sog. Stufenpegel ausgebaut. Aufgrund der bedingten Zugänglichkeit des Geländes und der zu erwartenden Teufenlage des Bergwasserspiegels wurden die Pegel nur bis zur Mitte des Talzuschubes errichtet (ca. 1230 m Sh bis 1680 m Sh). Die genaue Lage und Bezeichnung wird aus Abb. 13 ersichtlich. Von den ursprünglich vorhandenen 22 Beobachtungspiegeln konnten Ende der 1990er Jahre nur noch 15 als „beprobbar“ bezeichnet werden. Die Gründe dafür sind die seit Beginn der Messreihe trockenen Pegel 9 und 14b, mutwillige Zerstörung der Pegel 5a und 5b durch Dritte, ein Hochwasserereignis im Juli 1981, bei dem die Messstelle „Gradenbach“ zerstört wurde, und die Hangdeformation (Pegel Egg 2 und Pegel 21). Die größte Teufe mit rd. 130 m erreichte die primär als Inklinometermessstelle vorgesehene Bohrung Egg 2. Für alle weiteren Messstellen lag die Aufschlussteufe zwischen -28 m und -50 m.

Genauere Angaben über Höhenlage, Endteufe der Bohrung, Filterstrecke und statistische Maßzahlen für die einzelnen Messstellen können der Tab. 1 entnommen werden. Nach der rund 16-jährigen Messdauer liegen etwa 7300 Messwerte von allen Pegeln für den Parameter Bergwasserspiegel (im Folgenden auch als BWS bezeichnet) vor. Die Messungen erfolgten in Intervallen von etwa zwei Wochen und liefern somit einen sehr detaillierten Einblick in die Bergwasserverhältnisse besonders im unteren Bereich des Talzuschubes (WEIDNER, 2000).

Im Bereich von Talzuschüben wird das Gebirge großräumig durch die andauernden hangtektonischen Prozesse bewegt und verstellt. Von bevorzugten Spaltenströmungen, wie sie vor allem in den oberen Anrissbereichen der Talzuschübe, aber auch parallel an unterschiedlich tief greifenden Bewegungsbahnen beobachtet werden können, bis hin zu Porenströmungen in den stark aufgelösten Gesteinsbereichen, können alle Übergänge der Wasserzirkulation beobachtet werden (HÖTZL & MOSER, 1992). Die Verteilung durchlässiger und undurchlässiger Bereiche trägt nach MÜLLER-SALZBURG (1992) wesentlich zur Unstetigkeit von Bergwasserspiegellagen bei, wodurch wasserführende Bereiche an trockene Bereiche grenzen können. Für die zuverlässige Beurteilung der Bergwasserverhältnisse sind neben den Bergwasserspiegelmessungen auch Tracerversuche unerlässlich, die zusätzlich zu den ortsgelunden Daten nach HÖTZL & MOSER (1992) Kenntnisse über Folgendes liefern:

- Herkunft der Wässer im Gleitkörper,
- Tiefgang der Wasserzirkulation,
- Durchgängigkeit der Drainfunktion einzelner Spaltensysteme,
- Unterirdische Rückstaubereiche und hydraulischen Zusammenhang der einzelnen Tiefenbereiche.

Die Kennzeichen der Bergwasserspiegelverhältnisse

Vorbemerkung

Durch das aus finanziellen Gründen limitierte Messintervall von mehr als zwei Wochen ergibt sich eine nicht genau quantifizierbare Unschärfe. Besonders Bergwasserspiegel-Maxima wurden hierdurch oftmals nicht genau erfasst (sowohl der Zeitpunkt als auch der Wert), da der BWS besonders im Frühjahr z.B. in den Messstellen 3b und 15 sprunghaft ansteigt. In den Wintermonaten macht sich

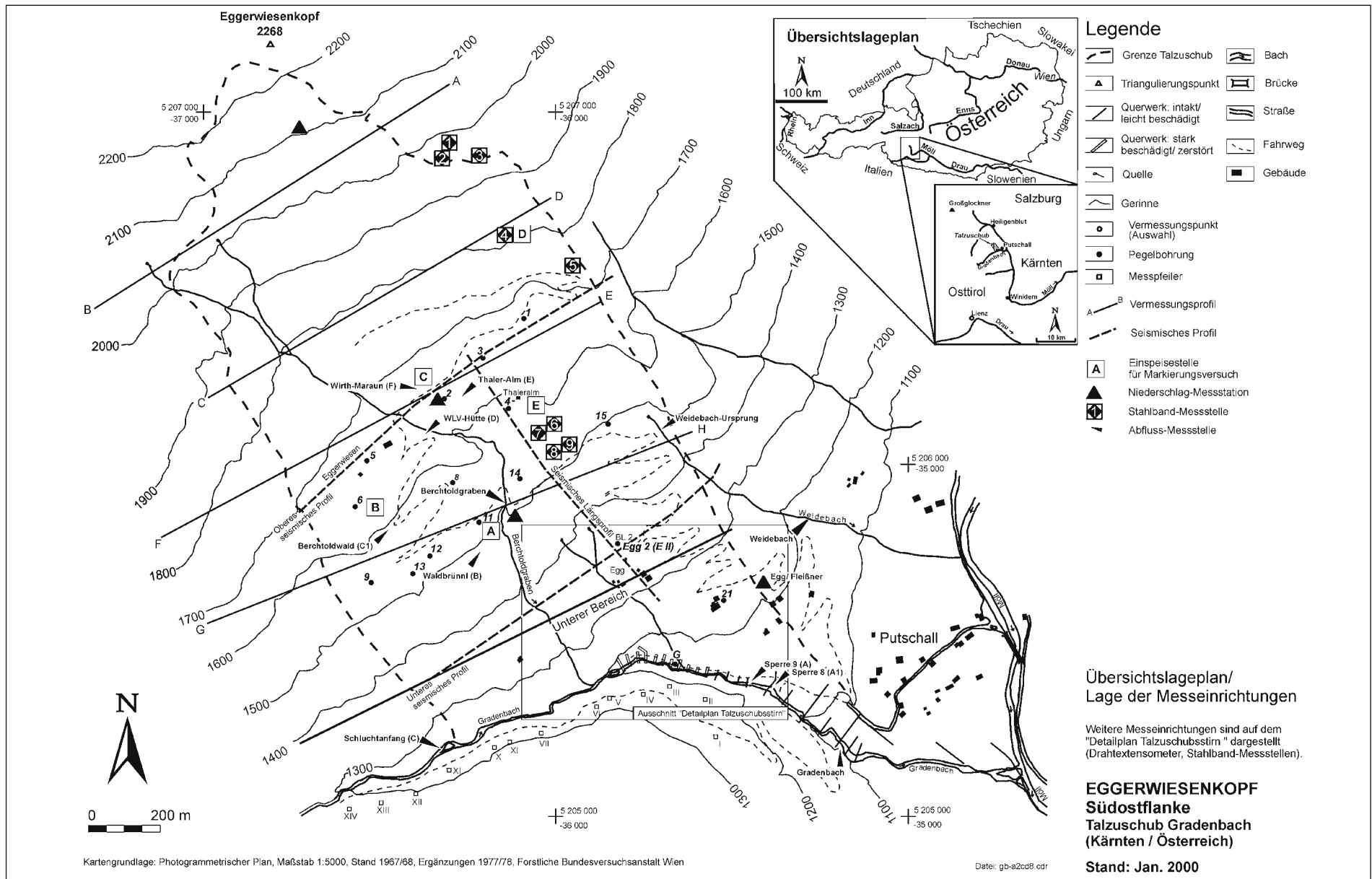


Abb. 13.

Übersichtslageplan.

Lage der geodätischen Messbereiche, der seismischen Profile, der Einspeisestellen für den Multi-Tracer-Versuch, der Niederschlags- und Abflussmessstellen sowie der Stahlband-Messstellen.

Die Messeinrichtungen an der Talzschubsstirn sind in Abb. 18 dargestellt.

Messst. Nr.	H m Sh	ET m	FB m	FE m	Messbeginn	Messende	Max. m	Min. m	V m	\bar{x} m	S m	n
1	1680	-50	-38	-50	1979	1996	-40,04	-48,89	8,85	-47,50	1,0446	422
2	1650	-50	-26	-38	1979	1996	-27,59	-35,23	7,64	-31,87	1,3481	423
3a	1630	-45	-11	-21	1979	1996	-7,82	-16,70	8,88	-13,41	1,8163	396
3b	1630	-45	-35	-45	1979	1996	-18,62	-38,54	19,92	-33,99	2,9843	418
4	1580	-50	-40	-50	1979	1996	-48,97	-49,43	0,46	-49,14	0,0630	409
5a	1640	-28	-12	-17	1979	1986	-5,12	-15,17	10,05	-9,45	3,0038	165
5b	1640	-28	-20	-28	1979	1986	-5,67	-16,61	10,94	-12,23	2,9984	165
6a	1630	-46	-6	-16	1980	1996	-9,37	-14,42	5,05	-13,26	0,5040	404
6b	1630	-46	-36	-46	1980	1996	-31,63	-36,05	4,42	-34,56	0,4832	411
8	1570	-48	-38	-48	1980	1996	-38,22	-43,67	5,45	-40,74	0,8014	417
11a	1520	-32	-22	-32	1980	1996	-19,99	-22,07	2,08	-21,26	0,3057	418
11b	1520	-32	-7	-17	1980	1996	-10,80	-15,47	4,67	-14,00	1,4369	407
12a	1520	-48	-13	-23	1980	1996	-16,00	-22,54	6,54	-19,19	1,3047	417
12b	1520	-48	-38	-48	1980	1996	-43,30	-47,89	4,59	-46,34	1,0721	414
13	1510	-50	-39	-49	1980	1996	-38,04	-45,91	7,87	-41,62	1,6550	419
14a	1530	-50	-21	-31	1979	1996	-13,90	-16,07	2,17	-15,30	0,3500	424
15	1490	-50	-39	-49	1979	1996	-25,03	-36,61	11,58	-33,44	2,1335	421
21	1220	-50	-40	-50	1979	1992	-42,65	-46,07	3,42	-44,47	0,9315	310
Egg 2	1365	-129	k.A.	k.A.	1980	1996	-6,98	-15,85	8,87	-11,02	1,5047	395
G.	1230	-50	k.A.	k.A.	1980	1981	-3,57	-4,29	0,72	-3,89	0,2142	34

Tabelle 1.

Messstellenübersicht für den Bereich „Talzuschub Gradenbach“ und charakteristische Werte der Bergwasserspiegellage.

Die Tiefenangaben beziehen sich auf das Geländeniveau.

H	Höhenlage Ansatzpunkt der Bohrung	\bar{x}	Arithmetischer Mittelwert	ET	Endtiefe
S	Standardabweichung	FB	Tiefe Filterbeginn	n	Anzahl der Messwerte
FE	Tiefe Filterende	G.	Messstelle Gradenbach	V	Variationsbreite
k.A.	keine Angabe verfügbar	Die Messstellen 9 und 14b sind „trocken“.			

dieser negative Einfluss des dafür zu langen Messintervalls wesentlich weniger bemerkbar, da ab November bis März bei geringer Schwankungsbreite meistens ein langsames, stetiges Abfallen des BWS zu beobachten ist.

Für die Kennzeichnung der Bergwasserspiegelverhältnisse an den 20 Messstellen wurden jeweils über den gesamten Beobachtungszeitraum der arithmetische Mittelwert \bar{x} , das Minimum und das Maximum, die Variationsbreite V , die Standardabweichung S und die Anzahl n der Messwerte berechnet (Tab. 1). Die Datengrundlage bilden 7289 BWS-Messwerte der Jahre 1979 bis 1996. An den Messstellen 5a, 5b, 21 und Gradenbach (G.) liegen deutlich kürzere Messreihen vor als an den verbleibenden 16 Messstellen.

Der Mittelwert

Der Mittelwert für die Bergwasserspiegellage ist für den betrachteten Gebirgsausschnitt erwartungsgemäß sehr unterschiedlich und liegt zwischen -3,89 m bei der Messstelle Gradenbach und -49,14 m bei M 4. Im Bereich von M 9 wird bis -50 m kein Bergwasser angetroffen. Eine Ausnahme bezüglich des Bergwasserspiegels ist beim Stufenpegel 14 vorzufinden: der tiefere Pegel ist „trocken“, der flachere Pegel dagegen erschließt Bergwasser. Bei der Mehrzahl aller Messstellen liegt der mittlere Bergwasserspiegel tiefer als 30 m unter Geländeniveau (s. auch Abb. 14).

Die Variationsbreite und die Standardabweichung

Die Bergwasserspiegelschwankungen, charakterisiert durch die Variationsbreite V und die Standardabweichung S , lassen im untersuchten Zeitraum ebenso sehr starke räumliche Unterschiede erkennen.

Die größte Variationsbreite mit 19,92 m wurde bei M 3b gemessen, gefolgt von M 15 mit 11,58 m. Extrem geringe Schwankungen wurden mit $V = 0,46$ m bei M 4 festgestellt. Bei 14 der 20 Messstellen schwankt der Bergwasserspiegel im Beobachtungszeitraum zwischen 1 und 10 m.

Die Standardabweichung ist ein genaueres Maß für die Streuung um den Mittelwert und liegt zwischen 0,06 m bei M 4 und 3 m bei M 5a und M 5b. Am häufigsten liegen für die Standardabweichung des Bergwasserspiegels Werte unter 2 m vor.

Die Stärke der Bergwasserspiegelschwankungen ist sowohl von der Wasseraufnahmefähigkeit als auch der Gebirgsdurchlässigkeit abhängig. Aufgrund der lang andauernden hangtektonischen Prozesse am Talzuschub Gradenbach entwickelten sich unterschiedliche strukturen-geologische Einheiten mit entsprechenden hydraulischen Eigenschaften, die ihrerseits wiederum starken Einfluss auf das Bewegungsverhalten und die Hangstabilität besitzen (Näheres s. Kap. „Struktur- und hydrogeologische Einheiten“).

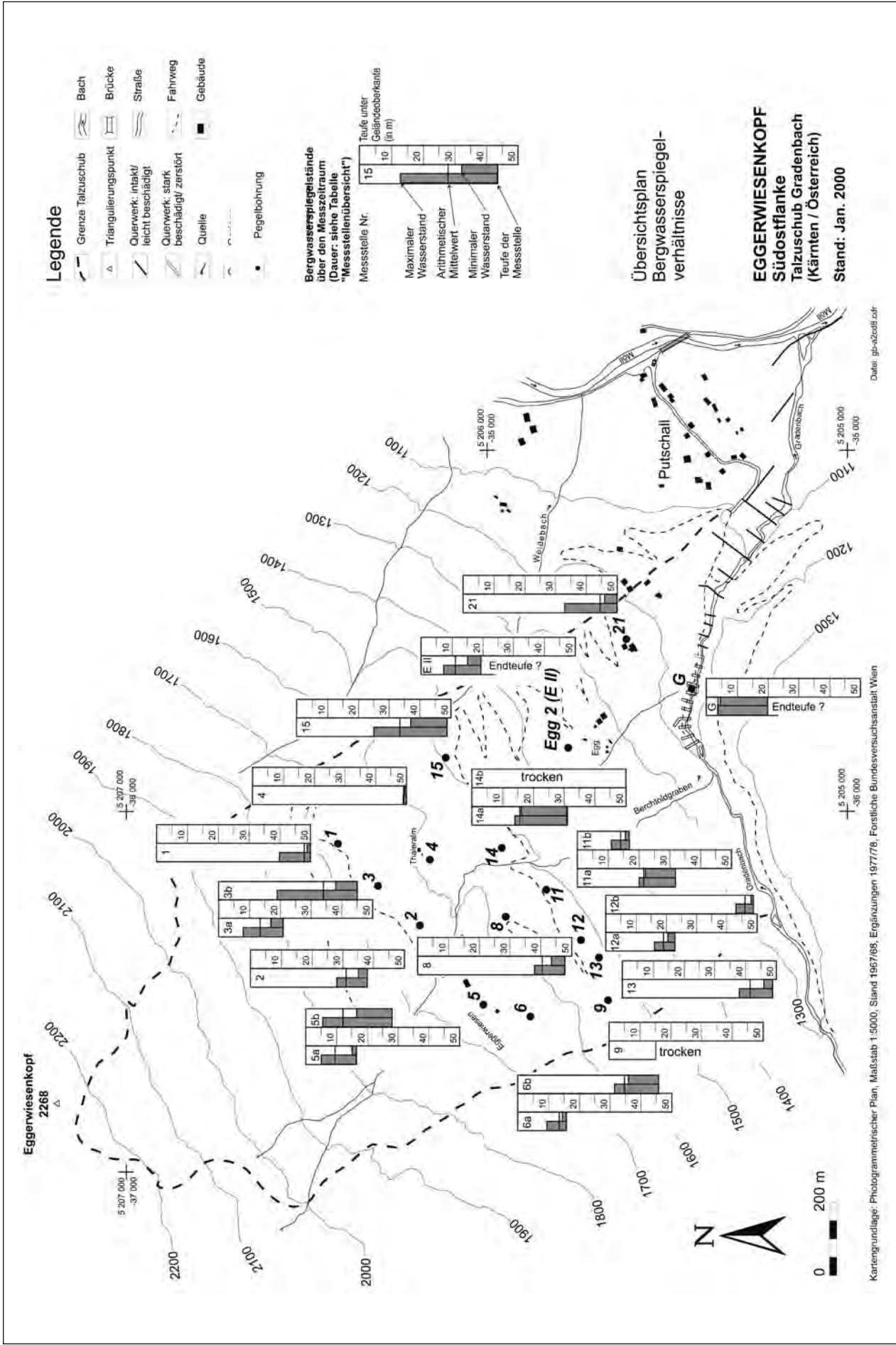


Abb. 14. Übersichtsplan der Bergwasserspiegel-Verhältnisse.

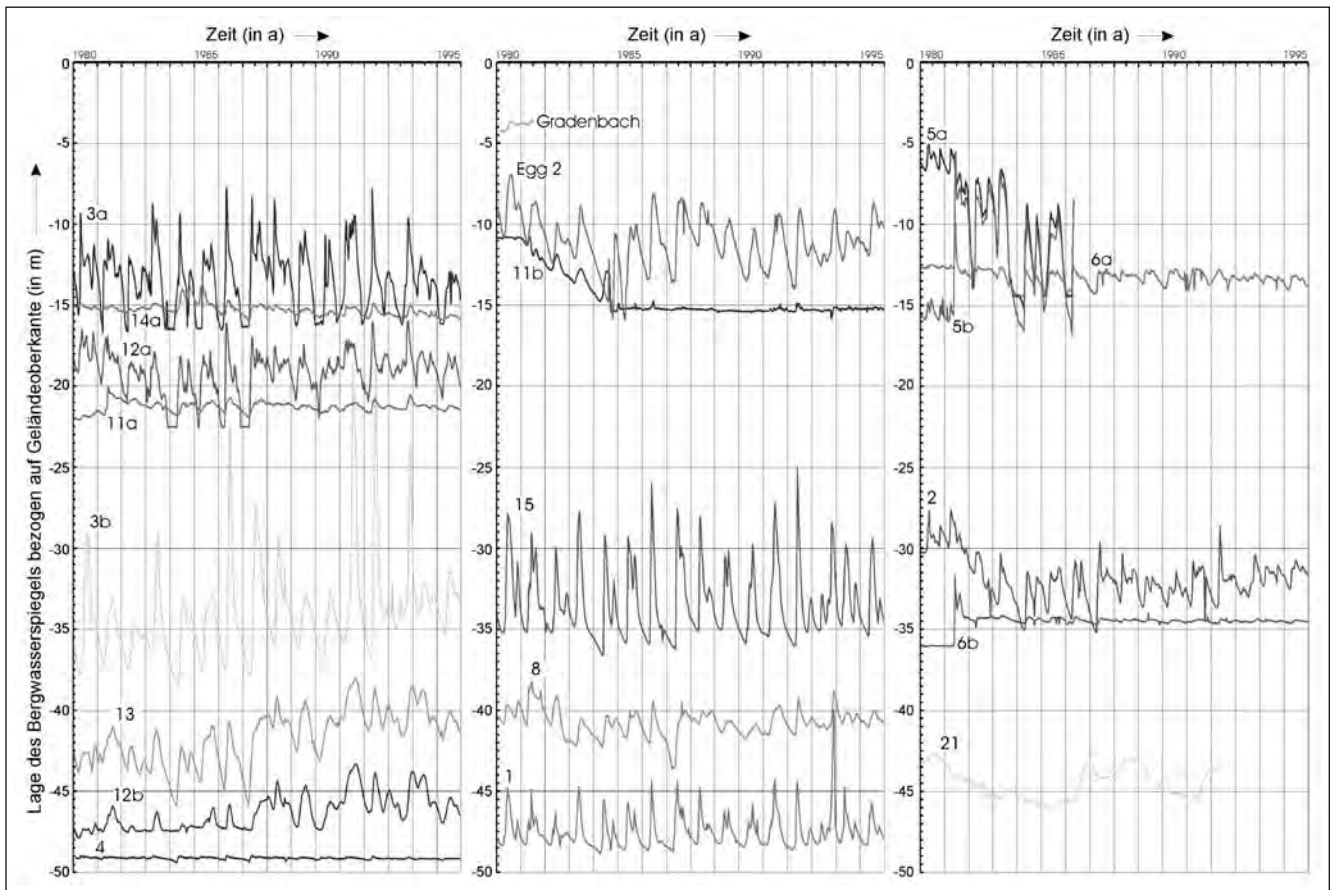


Abb. 15. Bergwasserspiegel-Ganglinien zwischen 1980 und 1995 in allen 20 Pegeln.

Zeitlicher Verlauf des Bergwasserspiegels

Anhand der vorliegenden Zeitreihen lässt sich die Bergwasserspiegel-Lage hinsichtlich jahreszeitlichem Verlauf (saisonale Schwankungen), langfristigem Trend, periodischem Anteil und Zufallsanteilen charakterisieren. Diese Größen werden maßgeblich durch die Art, Verteilung und Höhe der Niederschläge, deren Möglichkeit, in den Untergrund einzudringen und die Gebirgsdurchlässigkeit bestimmt (WEIDNER, 2000).

Der tatsächliche Verlauf des Bergwasserspiegels (Abb. 15) für die Jahre 1980 bis 1995 lässt Jahre geringerer und stärkerer Variationsbreite erkennen. So sind bei einer überwiegenden Anzahl von Messstellen besonders niedrige Bergwasserspiegelstände in den Jahren 1982, 1984, 1985, 1989 und 1990 zu erkennen. Auffällig ist außerdem das be-

sonders ausgeprägte und tiefe Absinken im Herbst 1983 bis Frühling 1984 und im Herbst 1986 bis Frühling 1987. Letzteres ist jedoch nicht so stark ausgeprägt.

Überdurchschnittlich hohe Bergwasserstände sind in den Jahren 1980, 1981, 1983, 1986, 1987, 1991, 1992 und 1993 zu beobachten.

Die Auswirkungen solcher Maximal- bzw. Minimal-Bergwasserstände auf Einsetzen, Intensität und Verlauf der Hangbewegung werden in Kap. „Der Einfluss der Hydrologie auf Betrag und zeitlichen Verlauf der Hangbewegung“ beschrieben.

Durch „Stapelung“ der Messwerte der Jahre 1980 bis 1995 und Projektion auf ein Kalenderjahr können sowohl Extremwerte als auch die Variationsbreite der BWS-Schwan-

Monat	Mittlerer BWS-Höchststand Anzahl	Mittlerer BWS-Tiefststand Anzahl	Bezeichnung der zugehörigen Messstelle Nr. ¹⁾
März	-	14	1, 2, 3a, 4, 5a, 5b, 6a, 8, 11a, 12a, 12b, 13, 14, 15
April	-	4	3b, 6b, 21, Egg 2
Mai	6	-	2, 3a, 4, 5a, 6a, 12a
Juni	8	-	1, 5b, 6b, 8, 11a, 12b, 13, 15
Juli	4	-	3 b, 14, 21, Egg 2

Tabelle 2.

Jahreszeitliches Auftreten mittlerer Bergwasser-Höchst- und -Tiefststände an den unterschiedlichen Messstellen. Beobachtungszeitraum: 1980 bis 1995.

¹⁾ Die Messstelle Gradenbach ist wegen der kurzen Messdauer nicht enthalten, ebenso nicht Messstelle 11b, bei der seit 1985 ein nahezu konstanter BWS ohne saisonale Schwankungen gemessen wurde.

kungen verdeutlicht werden. Auf jeden Monat entfällt eine entsprechende Anzahl von Werten, deren arithmetisches Mittel als „Monatsmittelwert“ für die Charakterisierung saisonaler Schwankungen (Minimum und Maximum) verwendet wird (Abb. 16). Der jahreszeitliche Verlauf des Bergwasserspiegels ist im Bereich des Talzuschubes i. d. R. durch das Auftreten eines Minimums im März oder April,

gefolgt von einem fröhsommerlichen Maximum in den Monaten Mai bis Juli, gekennzeichnet. Aus Tab. 2 wird ersichtlich, dass bei den meisten Messstellen (14 von 20) der Tiefststand im März erreicht wird und der Höchststand im Juni (8 von 20 Messstellen). Außerdem ist der Zeitraum, in dem die Bergwassertiefststände erreicht werden, kürzer und einheitlicher als der für die

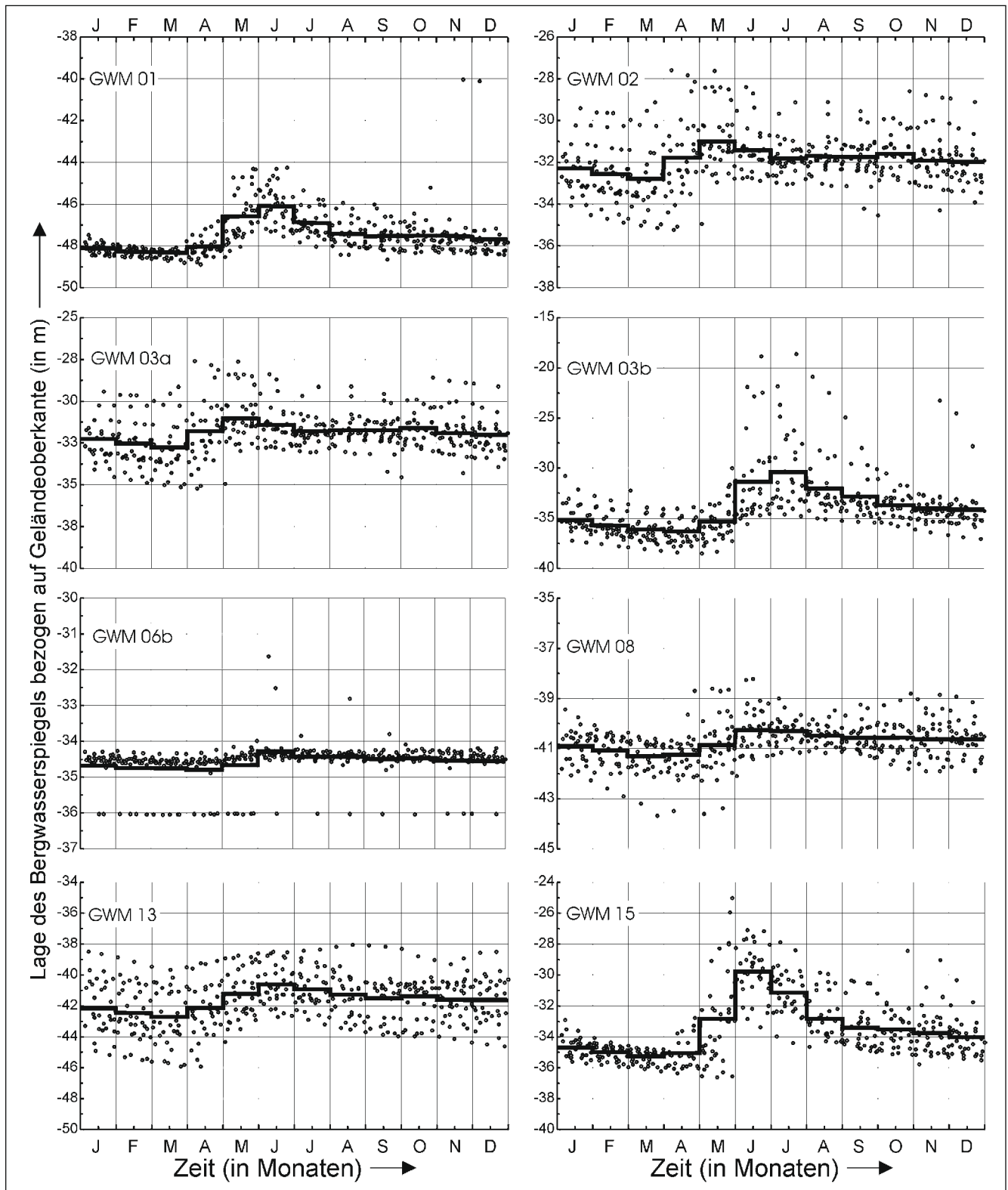


Abb. 16. Saisonaler Verlauf des Bergwasserspiegels an ausgewählten Messstellen. Dargestellt sind die einzelnen Messwerte (Kreise) und das jeweilige Monatsmittel (Linie). Datengrundlage: Bergwasserspiegelstände der Jahre 1980 und 1995.

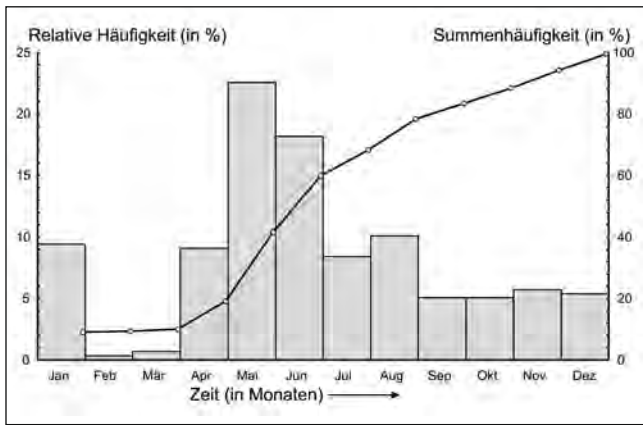


Abb. 17.
Histogramm und Summenhäufigkeit der gemessenen Bergwasserspiegel-Maxima zwischen 1980 bis 1995.

Bergwasserhöchststände. Diese Beobachtungen lassen sich auf die klimatischen Verhältnisse (Frost in den Wintermonaten) zurückführen, nämlich die Fixierung der Niederschläge als Schnee und Eis (siehe Kap. „Der Einfluss der Hydrologie auf Betrag und zeitlichen Verlauf der Hangbewegung“).

Zwischen dem Monat mit mittlerem BWS-Minimum und dem mit mittlerem BWS-Maximum liegen somit höchstens ein bis drei Monate, in denen der Bergwasserspiegel entsprechend ansteigt, und sieben bis neun Monate, in denen er wieder auf den mittleren Tiefststand abfällt. Bei etwa der Hälfte der Messstellen kann anhand der Monatsmittelwerte ein zweites relatives Maximum im Oktober beobachtet werden, das jedoch wesentlich schwächer ausgeprägt ist als das Maximum im Frühsommer. Einen detaillierten Überblick über den saisonalen Verlauf des Bergwasserspiegels für ausgewählte Messstellen gibt Abb. 16.

Eine weitere Möglichkeit, saisonale Charakteristiken aufzuzeigen, bietet die Auswertung der BWS-Maxima. Dazu wurden die jährlich gemessenen BWS-Maxima aller Messstellen (ohne Messstelle Gradenbach) hinsichtlich des zeitlichen Auftretens ausgewertet (Abb. 17). Für den betrachteten Zeitraum von 1980 bis einschließlich 1995 liegen für jeden Monat nahezu gleich viele Messungen vor. Am häufigsten wurden BWS-Maxima im Mai gemessen, gefolgt von den Monaten Juni und August. Auf die Monate Februar und März entfallen zusammen nur 3 der insgesamt 297 gemessenen Maxima. Das Histogramm für die Bergwassermaxima besitzt neben dem absoluten

Maximum im Mai ein relatives Maximum im August, welches aus den höchsten mittleren Monatsniederschlags-summen, gemessen im Juli, herrührt.

Zeitreihenanalyse

Durch die mathematisch-analytische Zerlegung der vorliegenden BWS-Zeitreihen, deren einzelne Anteile Funktionen der Zeit darstellen, lassen sich Trend, periodischer Anteil und Zufallsanteile berechnen.

Nach LANGGUTH & VOIGT (1980) können daraus wichtige Informationen gewonnen werden, die vor allem die Ermittlung des langfristigen, periodischen und stochastischen Verhaltens einer Zeitreihe und den Vergleich der Zeitreihenkomponenten unterschiedlicher Zeitreihen betreffen.

Bei den Zeitreihen kommen danach sowohl positive als auch negative lineare Trends vor, die jedoch überwiegend gering ausgeprägt sind. Über den Zeitraum von ca. 15 Jahren werden dabei Veränderungen des BWS-Mittelwertes bis zu 3,9 m (M 13) registriert (Tab. 3).

Messstelle Nr.	Veränderung des BWS-Mittelwertes m	Zeitintervall a
1	+0,3	16,1
2	-1,5	16,3
3b	+3,2	16,3
8	-0,2	15,9
13	+3,9	15,9
14	-0,6	15,9
15	<0,01	15,9

Tabelle 3.
Veränderungen der mittleren Bergwasserspiegel-Höhenlage im angegebenen Zeitintervall. Ermittlung der Werte aus der Trendgleichung (linearer Trend).

Kinematik der Talzuschubsmasse

Methodik und Fehlerbetrachtung

Am Talzuschub Gradenbach wurden für die Erfassung der Verschiebung des Gebirges über die Zeit sowohl geodätische Messungen, photogrammetrische Auswertungen, GPS-Messungen, Stahlbandmessungen als auch Drahtextensometermessungen durchgeführt. Die unterschiedlichen Methoden weisen die nachfolgend beschriebenen Charakteristika auf.

Messbereich	Höhenlage m Sh	Messzeitraum a	Messbeginn	Messende	Anzahl der Messpunkte
PGZ A-B	2050 bis 2100	22,16	21.05.1969	19.07.1991	12
PGZ C-D	1760 bis 1910	22,27	21.05.1969	27.08.1991	18
PGZ E-F	1650 bis 1850	14,84	14.09.1976	17.07.1991	26
PGZ G-H	1470 bis 1770	7,76	14.10.1976	18.07.1984	28
PGZ SP ¹⁾	1130 bis 1200	9,72	22.10.1974	10.07.1984	16
Unterer Bereich	1210 bis 1500	23,02	15.07.1968	23.07.1991	46
KP ²⁾ Unterer Bereich	1160 bis 1410	18,96	28.10.1972	15.10.1991	20

Tabelle 4.
Übersicht über die Messbereiche, die längsten Messintervalle und die Anzahl der Messpunkte.

1) PGZ SP: Polygonzug über Sperrern im Bachbett

2) Kontrollpunkte: die Kontrollpunkte entsprechen ausgewählten Punkten im Unteren Bereich.

Geodäsie

Das Bewegungsverhalten des Talzuschubes wurde flächenhaft mittels Geodäsie untersucht. Zu diesem Zweck wurden von der Forstlichen Bundesversuchsanstalt, Wien fünf Vermessungsprofile (Polygonzüge, PGZ) in verschiedenen Höhenlagen und ein Objektpunktnetz im unteren Bereich angelegt, welche zusammen rd. 150 vermarkte Einzelpunkte umfassen. Die ersten Messungen erfolgten vor allem aus Überwachungszwecken bereits im Jahre 1968. In den Folgejahren wurde das Messnetz erweitert und zu den anfänglich gemessenen Horizontalverschiebungen ab 1974 auch Vertikalverschiebungen gemessen. Aus dem 23-jährigen Messzeitraum zwischen 1968 und 1991 liegen mehr als 2600 Datensätze vor. Die Lage der Vermessungsbereiche wird aus Abb. 13 ersichtlich. Eine Zusammenstellung über Höhenlage, Messzeitraum und Anzahl der Messpunkte gibt Tab. 4.

Die Messungen erfolgten überwiegend in einem Intervall von einem Jahr. Der Polygonzug A-B wurde jedoch 1984 aus dem jährlichen Messprogramm genommen und danach nur noch einmal im Jahr 1991 gemessen. Die Kontrollpunkte im unteren Bereich wurden bis 1984 etwa fünf- bis neunmal und bis zum Ende des Messprogramms zwei- bis dreimal jährlich gemessen.

Über die Messunsicherheit lassen sich keine exakten Angaben machen. Aufgrund von Erfahrungswerten liegt die erreichbare Punktgenauigkeit im günstigsten Fall bei $\pm 0,5$ bis ± 1 cm. Diese Werte können jedoch im hochalpinen Bereich meistens nicht erreicht werden. Aus den Vermes-

sungsunterlagen lassen sich weitere Hinweise auf den Betrag der Messunsicherheit entnehmen. Danach dürfte sie für die Mehrzahl der Werte ± 1 bis ± 2 cm betragen, jedoch wurde in Einzelfällen auch auf Abweichungen von mehreren Zentimetern hingewiesen.

Photogrammetrischen Messungen

Durch Vergleich der DTM (digital terrain model) herrührend von den Orthophotos von 1962 und 1996 konnten Aussagen zu den räumlichen Bewegungsvektoren und zu den Höhenunterschieden der Geländeoberfläche gemacht werden. Wie hervorgehoben wird, liegt die Genauigkeit im Falle des Talzuschubes Gradenbach nur im m-Bereich. Die geostatistische Analyse der Bewegungsvektoren innerhalb der Talzuschubsmasse ergab einen stochastischen Anteil von 2,9 m für die horizontale und 2,1 m für die vertikale Komponente (BRÜCKL et al., 2006).

GPS-Messungen

Die GPS-Messungen erfolgten im Zeitraum von 1999–2004. Das GPS-Netz bestand aus 2 Referenzstationen und 4 Überwachungspunkten auf der Talzuschubsmasse in verschiedenen Höhenlagen (Bereich A bis D), wobei im Zeitraum von 5 Jahren 11 Messkampagnen durchgeführt wurden (BRÜCKL et al., 2006).

Bei einer Standardabweichung von 2 bis 3 mm erlaubte dies auch kontinuierliche Messungen über kürzere Zeiträume.

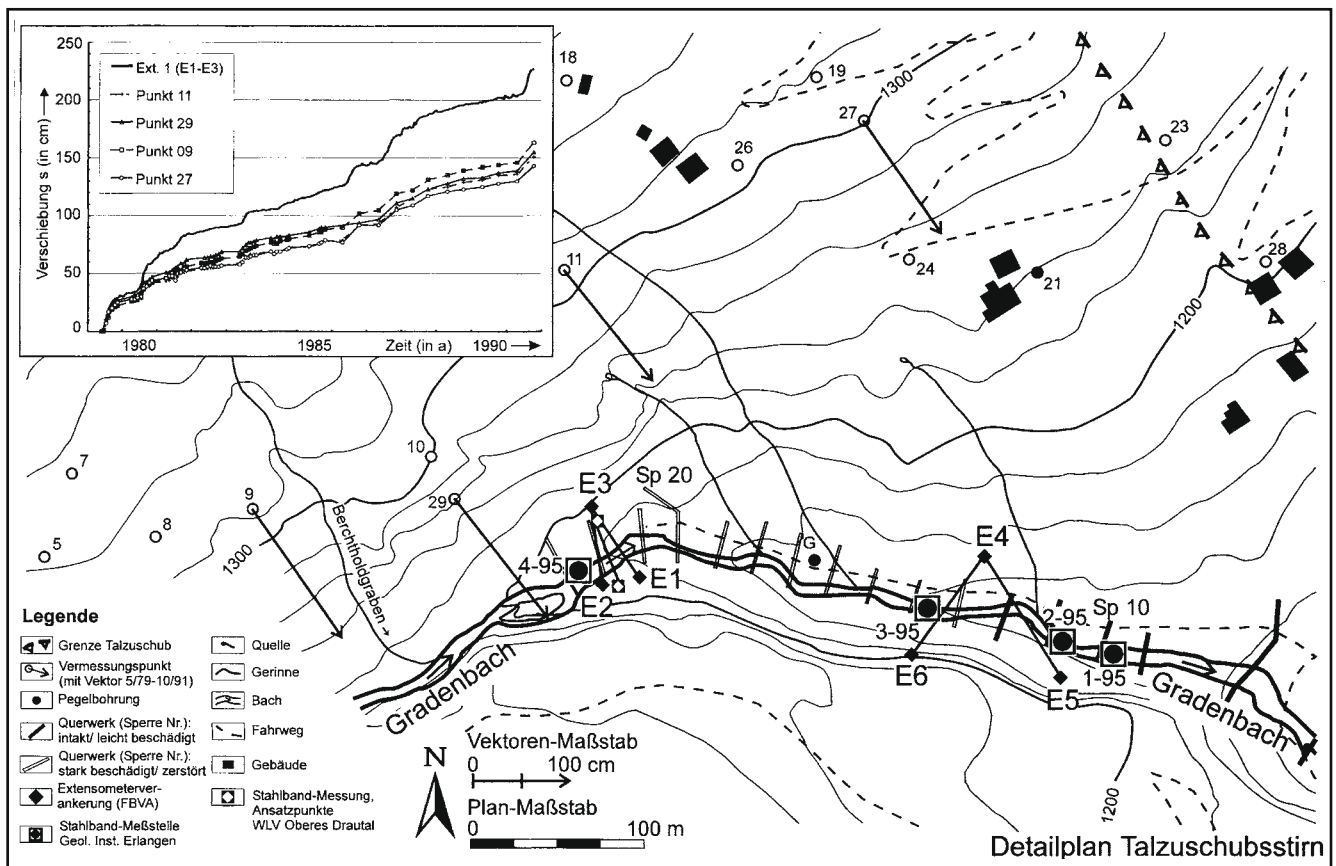


Abb. 18. Detailplan der Talzuschubsstirn mit der Lage der Messpunkte zwischen östlicher Talzuschubsbegrenzung und Berchtoldbach sowie kumulativen Verschiebungen geodätischer Messpunkte und des Drahttextensometers E1 (E1–E3).

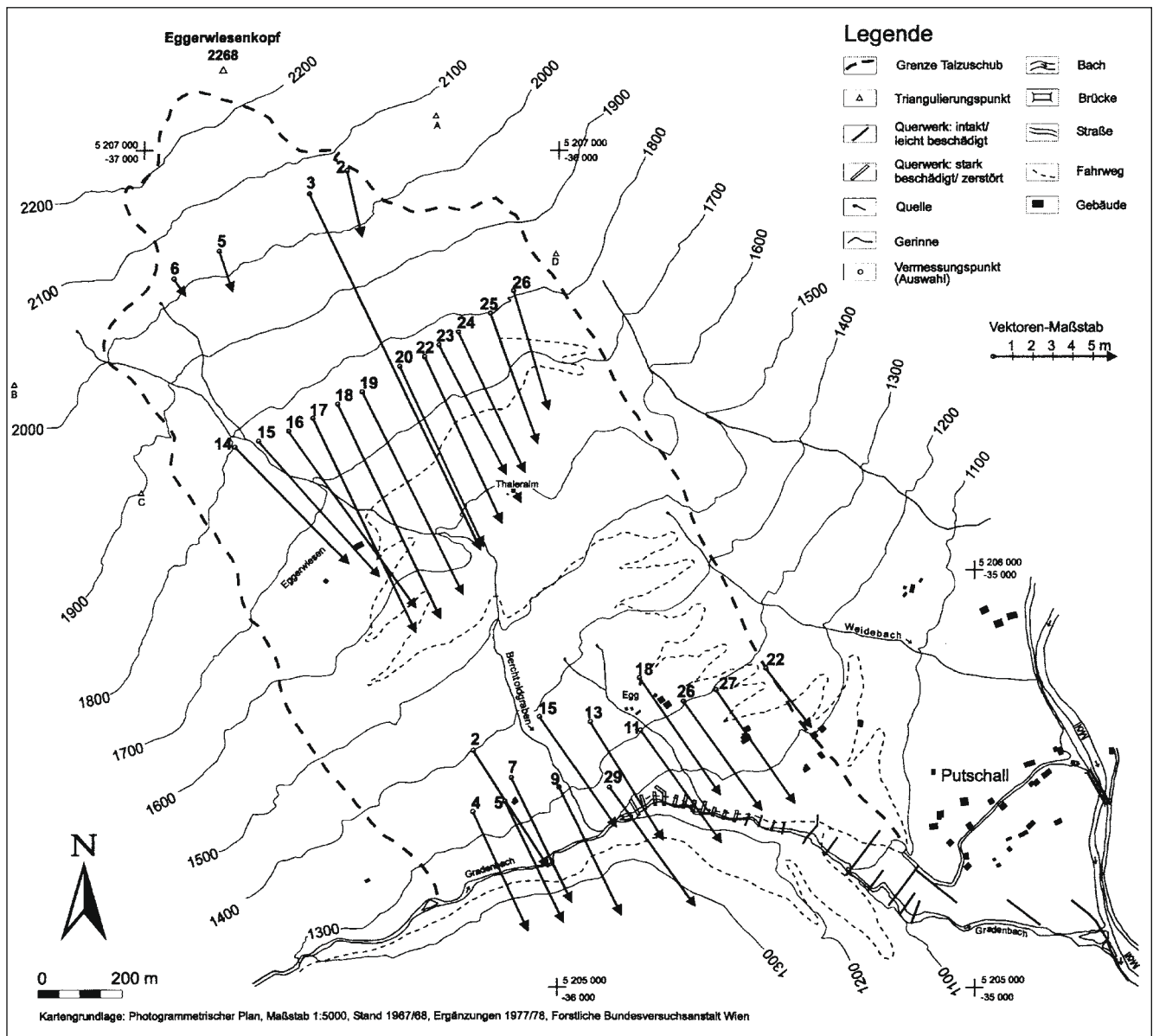


Abb. 19. Ebene Verschiebungsvektoren (Summenvektor von 1969 bis 1991) für ausgewählte Punkte der unterschiedlichen Vermessungsbereiche. Oben: Polygonalzug A–B, Mitte: Polygonalzug C–D, unten: Unterer Bereich.

Stahlbandmessungen

Mit dem Stahlbandmaß können in kurzen Intervallen Relativverschiebungen zwischen einzelnen Punkten in verschiedenen Bereichen der Talzuschubsmasse gemessen werden, vor allem an Spaltenzonen und an der Talzuschubsstirn. Die Wildbach- und Lawinenverbauung, Gebietsbauleitung Oberes Drau- und Mölltal, führt seit 1972 solche Messungen an der Talzuschubsstirn durch. Dazu wird ein Stahlbandmaß mit konstanter Vorspannung verwendet. Die Messunsicherheit liegt bei entsprechender Berücksichtigung der Temperatur unter ± 1 cm (Lage der Messstelle, siehe Abb. 18). Sowohl an der Talzuschubsstirn als auch in weiteren Teilbereichen des Talzuschubes (Spaltenzonen im mittleren und oberen Bereich) werden seit 1987 vom Lehrstuhl für Angewandte Geologie in Erlangen Verschiebungsmessungen mittels Präzisions-Stahlbandmaß (Soil Instruments, Typ MKII) durchgeführt. Damit können auch sehr geringe Verschiebungen mit einer Messunsicherheit von weniger als ± 1 mm aufgezeichnet werden (Lage: siehe Abb. 13 und Abb. 18).

Drahtextensometermessungen

Für die Aufzeichnung des Zeit-Verschiebungs-Verhaltens des Gebirges an der Talzuschubsstirn wurden 1979/1980 von der Forstlichen Bundesversuchsanstalt, Wien, zwei Drahtextensometermessstellen mit insgesamt vier Invardrähten zwischen der orographisch linken instabilen Talflanke und der orographisch rechten „stabilen“ Talflanke eingerichtet. Bei zwei in Richtung der Hangbewegung angebrachten Messstrecken wurden die Bewegungen kontinuierlich mittels SEBA-Bandschreiber aufgezeichnet. Die Lage der Messeinrichtungen (E1 bis E6) ist auf Abb. 18 ersichtlich. Da bei diesem Messverfahren, ebenso wie bei den Stahlbandmessungen, keine absoluten, sondern nur relative Verschiebungsbeträge aufgezeichnet werden, sind diese Beträge meistens geringer als die tatsächlichen. Die Drähte für die kontinuierliche Aufzeichnung wurden etwa in Richtung 150 Grad, entsprechend der Hauptverschiebungsrichtung des Talzuschubes, über das Gradental geführt. Da die Hangbewegung zu einer einseitig gerichteten

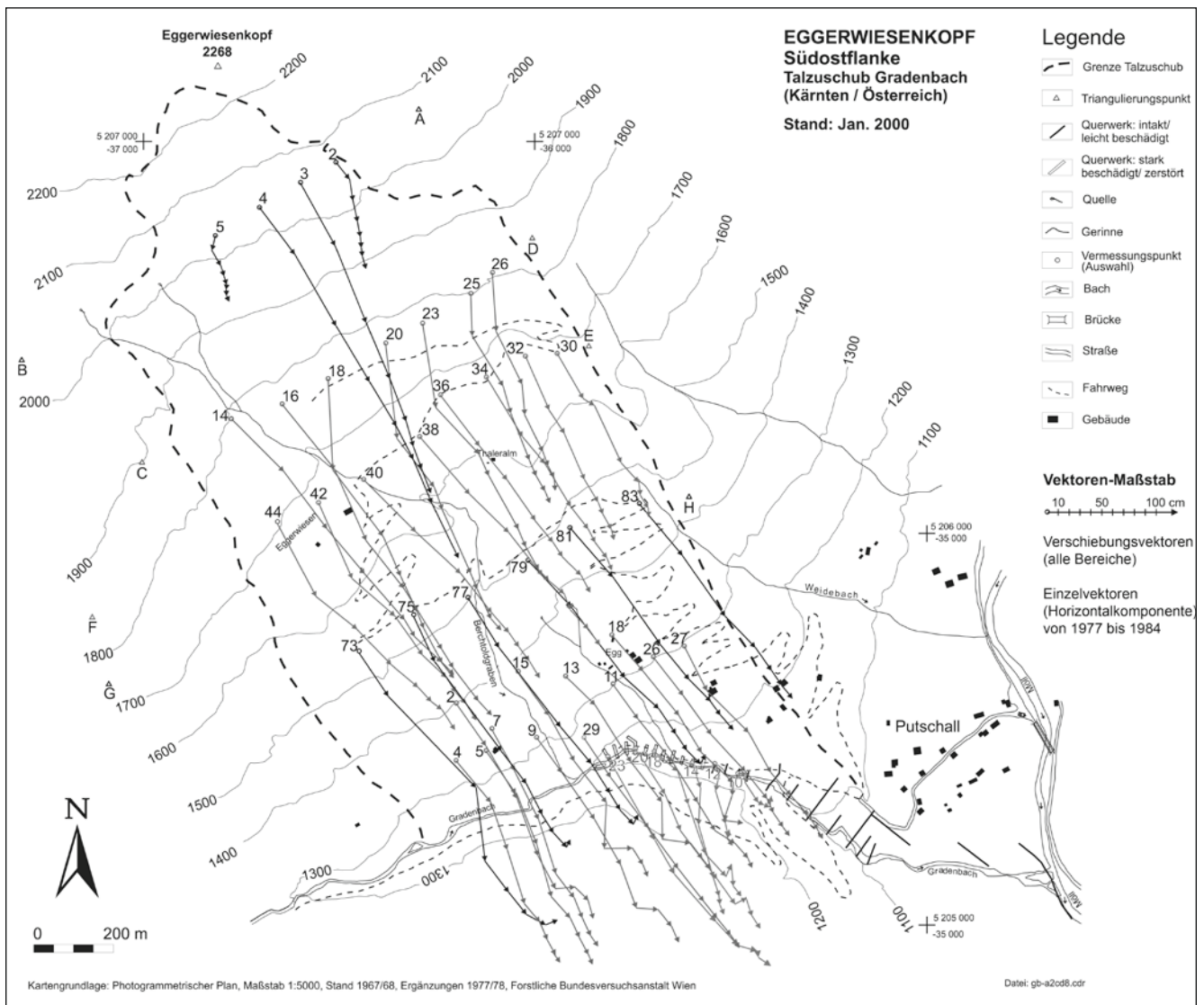


Abb. 20. Bewegungsvektoren (Horizontalkomponente) zwischen 1977 und 1984. Dargestellt sind die zusammengesetzten Einzelvektoren der jährlichen Vermessungen. Bei den Punkten 81 und 83 lag die Verschiebung zwischen 1983 und 1984 unterhalb 5 cm und ist deshalb nicht dargestellt.

ten Verschiebung in diese Richtung führt, lassen sich eventuelle Störungen in der Registrierung – verursacht durch äußere Einflüsse wie Wind, Regen oder Eis am Draht – leicht erkennen, da die Richtung der durch diese Einflüsse hervorgerufenen Drahtbewegung der Hangbewegung immer entgegengesetzt ist. Durch eine Zunahme der Lufttemperatur kann durch die Ausdehnung des Drahtes trotzdem eine Verschiebung vorgetäuscht werden. Dieser Effekt wurde jedoch durch die Verwendung eines Invardrahtes und durch Ablesung der Drei-Uhr-Werte minimiert.

Für einen Draht der Länge 50 m und eine Temperaturdifferenz von 25 K berechnet sich für Extensometer 1 eine Längenänderung von ca. 1,1 mm. Dieser Wert liegt damit in der Größenordnung der Ablesegenauigkeit der Bandschreiber-Aufzeichnungen.

Die kontinuierlichen Aufzeichnungen mittels Drahtextensometer erfordern einen hohen personellen Einsatz, um Ausfälle, bedingt durch Steinschlag, Sturm oder Lawinen so gering wie möglich zu halten. Stillstandzeiten lassen sich aber nicht gänzlich ausschließen, was wiederum zu insge-

samt geringeren gemessenen als tatsächlich stattgefundenen Verschiebungsbeträgen führen kann.

Über einen Zeitraum von zehn Jahren (Juli 1979 bis Oktober 1989) zeigt sich zwischen geodätisch gemessener räumlicher Verschiebung des Verankerungspunktes E 3 von 174 cm und der mittels Extensometer 1 aufgezeichneten Verschiebung von 179 cm eine nur im Bereich der Messunsicherheit liegende Differenz von 5 cm. Die Übereinstimmung des Gesamtverschiebungsbetrages der beiden Messverfahren unterstreicht die Genauigkeit der Messergebnisse.

Betrag und Richtung der Hangbewegung

Für die Auswertung des Betrages und der Richtung der Hangbewegung und für die Angabe der Geschwindigkeitsverhältnisse standen geodätische Vermessungen der Forstlichen Bundesversuchsanstalt, Wien, photogrammetrische Messungen und GPS-Messungen zur Verfügung (BRÜCKL et al., 2006).

Messbereich	Punkt Nr.	Intervall	DS cm	DZ cm	DR cm	Richtung Grad	Neigung Grad
PGZ A-B	3	1969 bis 1977	1484	--a)	--a)	154	--a)
PGZ A-B	4	1969 bis 1977	886	--a)	--a)	152	--a)
PGZ C-D	17	1969 bis 1977	905	--a)	--a)	150	--a)
PGZ C-D	18	1969 bis 1977	918	--a)	--a)	154	--a)
UB	29	1969 bis 1977	547	--a)	--a)	144	--a)
PGZ A-B	3	1977 bis 1984	310	-214	376	157	-35
PGZ A-B	4	1977 bis 1984	372	-267	458	150	-36
PGZ C-D	17	1977 bis 1984	178	-114	217	152	-35
PGZ E-F	43	1977 bis 1984	124	-80	148	140	-33
PGZ E-F	45	1977 bis 1984	132	-63	146	135	-25
PGZ G-H	73	1977 bis 1984	151	-73	168	145	-26
UB	44	1977 bis 1984	224	-114	252	155	-27
UB	2	1977 bis 1984	116	-57	130	147	-26
UB	29	1977 bis 1984	119	-24	121	144	-11
PGZ SP	SP 23	1977 bis 1984	123	+80	16	142	+33
PGZ A-B	3	1977 bis 1991	497	-332	598	158	-34
PGZ C-D	17	1977 bis 1991	287	-195	347	152	-34
PGZ E-F	38	1977 bis 1991	206	-92	229	140	-24
UB	2	1977 bis 1991	187	-88	207	147	-25
UB	29	1977 bis 1991	193	-39	197	143	-11
Längstes Messintervall							
PGZ A-B	3	1969 bis 1991	1979	--a)	--a)	154	--a)
PGZ C-D	17	1969 bis 1991	1192	--a)	--a)	150	--a)
PGZ C-D	18	1969 bis 1991	1192	--a)	--a)	154	--a)
PGZ E-F	38	1976 bis 1991	247	-103	268	140	-23
PGZ G-H	73	1976 bis 1984	178	-84	197	140	-25
UB	29	1969 bis 1991	740	--a)	--a)	144	--a)
UB	29	1968 bis 1991	767	--a)	--a)	144	--a)
PGZ SP	SP 23	1974 bis 1984	--a)	+320	--a)	--a)	--a)
Maximale Verschiebungen zwischen 1974 und 1975 (größte Jahresbeträge)							
PGZ A-B	3	18.06.1974 bis 08.07.1975	833	-720	1101	151	-41
PGZ C-D	18	18.06.1974 bis 08.07.1975	583	-304	657	156	-28
UB	12	16.07.1974 bis 06.08.1975	306	--a)	--a)	146	--a)
UB	29	16.07.1974 bis 06.08.1975	300	--a)	--a)	145	--a)
UB	43	16.07.1974 bis 06.08.1975	800	--a)	--a)	154	--a)

Tabelle 5.

Maximale Verschiebungsbeträge und -richtungen in unterschiedlichen Messbereichen.

Betrag DS der Horizontalkomponente und Betrag DZ der Vertikalkomponente des Raum-Vektors DR sowie dessen Richtung und Neigung.

a) Im betrachteten Zeitraum nicht gemessen.

Die geodätischen Messungen

Die Resultate der Vermessungen zwischen 1968 und 1978 wurden bereits im Detail von KRONFELLNER-KRAUS (1974, 1978a, b) veröffentlicht. In weiteren Arbeiten (KRONFELLNER-KRAUS, 1980, 1990) wird die zeitliche Entwicklung anhand ausgewählter Punkte dargestellt und Schlussfolgerungen gezogen über die Kinematik der Hangbewegung sowie deren Abhängigkeit von den Niederschlägen und die Wirksamkeit der verwirklichten Oberflächen-Entwässerungen.

Da alle Messwerte eine Funktion der Zeit darstellen, sind Vergleiche der Verschiebungsvektoren miteinander nur zielführend, wenn für die betrachteten Punkte Werte aus gleichen Zeitintervallen verwendet werden. Die Vermessungen erstreckten sich jedoch über mehrere Wochen, weshalb diese Forderung nur mit Einschränkung erfüllt werden kann. Bei der Betrachtung von Summenvektoren über mehrere Jahre verringert sich der Einfluss eines

unterschiedlichen Zeitintervalls entsprechend mit zunehmender Anzahl der Jahre. Summenvektoren über lange Zeiträume sind somit gut für Vergleiche geeignet. In den ersten Jahren wurde jeweils nur die Horizontalkomponente des Raumvektors bestimmt. Bei den nachfolgenden Ausführungen handelt es sich deshalb, soweit nicht extra erwähnt, immer um den Verschiebungsbetrag dieser Komponente. Die Richtung (gegen Nord) der Horizontalkomponente entspricht der in die horizontale Ebene projizierten Richtung des Raumvektors, der zudem eine Neigung gegen diese Ebene besitzt.

Aufgrund der Vielzahl der Messpunkte erfolgen stellvertretend für die einzelnen Messbereiche Vergleiche an ausgewählten Einzelpunkten. An der Mehrzahl dieser Punkte wurden die jeweils größten Verschiebungsraten gemessen. Sie sind deshalb von besonderem Interesse.

Das längste vorliegende Zeitintervall, das es ermöglicht, Punkte aus mehreren Bereichen des Talzuschubes mitei-

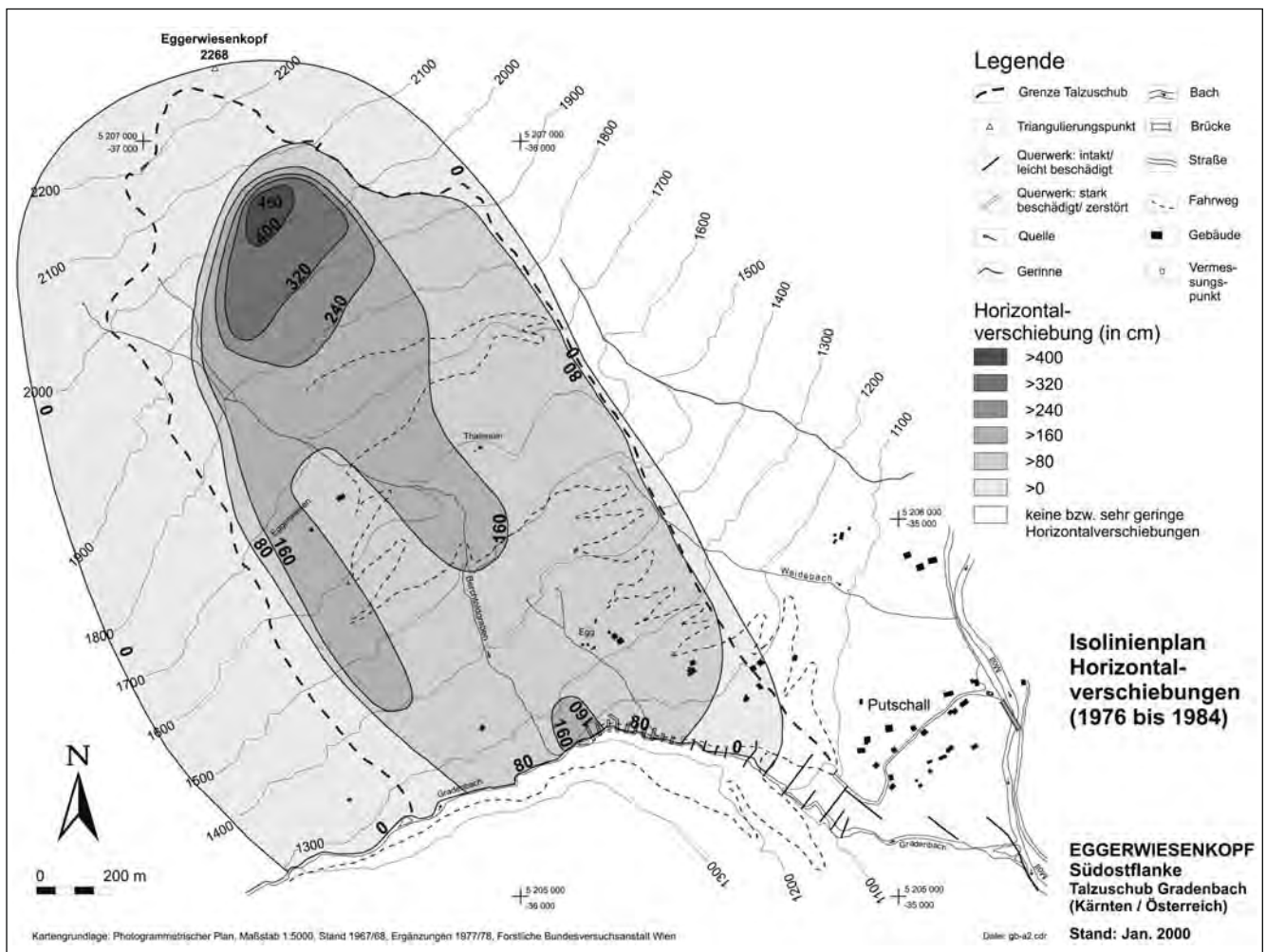


Abb. 21. Isolinienplan der Horizontalverschiebungen zwischen 1976 und 1984.

ander zu vergleichen, beträgt 22 Jahre (1969 bis 1991). Punkt 3 im Polygonzug (PGZ) A–B wies für diesen Zeitraum mit 19,79 m den größten Verschiebungsbetrag auf. Bei den Punkten 17 und 18 in PGZ C–D wurden dagegen nur 11,92 m und bei Punkt 29 im unteren Bereich (UB) nur 7,39 m gemessen. Auf Abb. 19 sind die Summenvektoren für den Zeitraum von 1969 bis 1991 dargestellt. Es ist zu erkennen, dass nur im Querprofil PGZ C–D der Verschiebungsbetrag von zentralen zu randlichen Bereichen hin deutlich abnimmt. In den zentralen Bereichen des Talzuschubes nehmen die Verschiebungsbeträge von oben nach unten hin ebenfalls ab.

Messbereich	Punkt Nr.	Verschiebungsanteil (bezogen auf Punkt 3) %
PGZ C–D	17	60
PGZ E–F	38, 43, 45	40 bis 42
PGZ G–H	77, 78	40
PGZ G–H	73	49
Unterer Bereich	2, 29	37 bis 38
Unterer Bereich	44	72
PGZ SP	23	39

Tabelle 6. Prozentuale Verschiebungsanteile von Messpunkten bezogen auf die Verschiebung von Punkt 3 (PGZ A–B).

Die maximalen Verschiebungsbeträge und -richtungen in den unterschiedlichen Messbereichen und in unterschiedlichen Zeitintervallen können Tab. 5 entnommen werden.

Die Auswertungen zeigen, dass die Verschiebungsrate über den gesamten Zeitraum (1969 bis 1991) – abgesehen von jährlichen Schwankungen – rückläufig war. Der überwiegende Anteil von etwa 75 % an der Gesamtverschiebung zwischen 1969 und 1991 wurde schon in den Jahren 1969 bis 1977 registriert, mit einem ausgeprägten Maximum im Jahre 1975 (etwa 40 % der Gesamtverschiebung!). Im Anschluss, zwischen 1977 und 1991, fielen 60 % der Verschiebung in diesem Intervall auf die erste Hälfte (1977 bis 1984). Aus diesem Zeitraum (1977 bis 1984) liegen für alle Messbereiche Verschiebungsvektoren im Jahresintervall vor und sind für ausgewählte Punkte in Abb. 20 dargestellt.

Die größte Verschiebungsrate über ein Jahr (06/1974–07/1975) wurde mit 8,33 m in horizontaler Richtung, dies entspricht 11,01 m im Raum, an Punkt 3 in PGZ A–B gemessen. Bezogen auf die Verschiebungsraten dieses Punktes über längere Zeiträume lassen sich für die unterschiedlichen Höhenlagen des Talzuschubes die prozentualen Verschiebungsanteile ablesen (Tab. 6). Abb. 21 zeigt einen Isolinienplan der Horizontalverschiebungen zwischen 1976 und 1984.

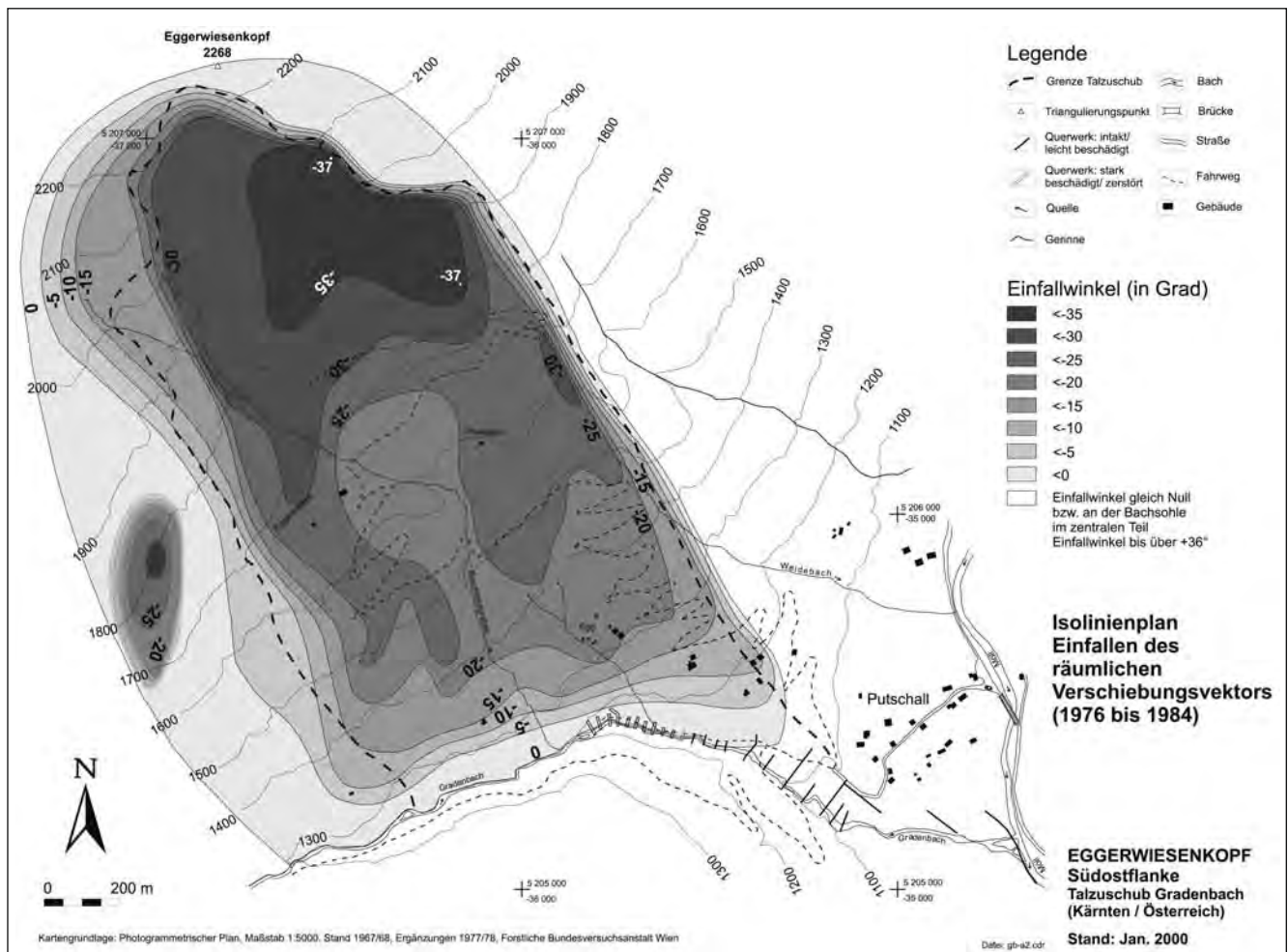


Abb. 22. Isolinienplan Einfallen des räumlichen Verschiebungsvektors (gegen die Horizontale) zwischen 1976 und 1984. An der Bachsohle treten aufgrund der Hebungen positive Einfallwinkel auf.

Die Abnahme der Verschiebungsrate („Stauchung“) in den unteren Bereichen führt dort zur Volumenzunahme der bewegten Masse und damit zu einer gewissen „Aufbau- chung“.

Ein vom Gesamtbild deutlich abweichendes Ergebnis liefert Punkt 44 des unteren Bereiches und Punkt 73 in PGZ G–H. Die Punkte befinden sich im westlichen Bereich in 1500 bis 1550 m Sh, einem bewegungsanfälligen Moränenbereich und bewegen sich lokal verstärkt. Für Punkt 44 (in Kombination mit dem an gleicher Stelle verloren gegangenen Punkt 43) ergibt sich zwischen 1970 und 1988 ein sehr großer Verschiebungsbetrag von 18,29 m (zur Lage von Punkt 73, siehe Abb. 20; Punkt 44 des Unteren Bereiches ist nicht abgebildet).

Die in kurzen Intervallen erfolgte Vermessung einzelner „Kontrollpunkte“ im Unteren Bereich (Abb. 20) liefert zusätzlich zu den Drahtextensometer-Aufzeichnungen Erkenntnisse über den zeitlichen Verlauf der Hangbewegung (Abb. 23). Danach trifft der an Extensometer 1 registrierte Bewegungsverlauf tendenziell für den überwiegenden Teil dieses Bereiches zu und dokumentiert die etwa zeitgleich stattfindende Verschiebung. Jedoch ist an allen Kontrollpunkten der über 12,5 Jahre aufgezeichnete räumliche Verschiebungsbetrag deutlich niedriger als der an Extensometer 1 gemessene. Die Differenz beträgt 64,3 cm, verglichen mit Punkt 9, und 84,3 cm, verglichen mit Punkt 27. Die zeitgleich an Extensometer 1 registrierte Gesamtverschiebung betrug 227,3 cm (Abb. 23). Für die

Messbereich	Durchschnittliche Richtung Grad	Durchschnittliche Neigung Grad
PGZ A–B	150 bis 160	-40 bis -30
PGZ C–D	150 bis 160	-40 bis -30
PGZ E–F	140 bis 150	-30 bis -20
PGZ G–H	140 bis 150	-30 bis -20
Unterer Bereich	140 bis 150	-20 bis -10
PGZ SP	140 bis 150	+20 bis +30

Tabelle 7. Durchschnittliche Richtung und Neigung der Vektoren in den untersuchten Messbereichen (für die Messintervalle siehe Tab. 4).

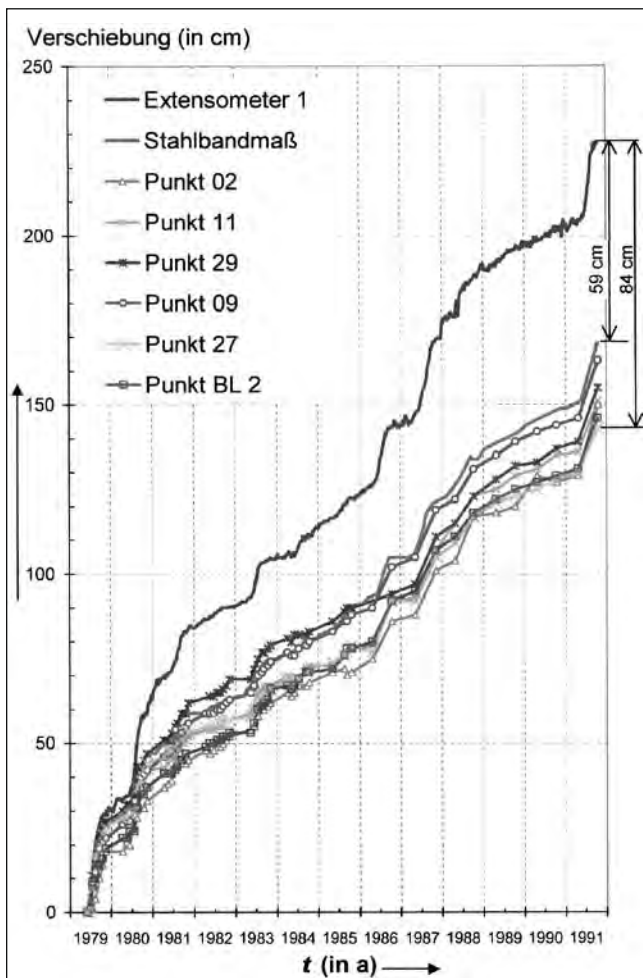


Abb. 23. Kumulative Verschiebung (räumliche Komponente) der geodätischen Kontrollpunkte im unteren Bereich des Talzuschubes im Vergleich mit den am Drahtextensometer E1 und an der Stahlband-Messstrecke registrierten Verschiebungen zwischen 1979 und 1991 (zur Lage von Punkt BL 2 (entspricht Egg II), siehe Abb. 13; von Punkt 2, siehe Abb. 19; alle anderen Punkte sind in Abb. 18 dargestellt).

an Extensometer 1 gemessenen wesentlich größeren Verschiebungsraten gibt es noch keine Erklärung. Da auch an der Stahlbandmessstelle, die in unmittelbarer Nähe der Drahtextensometermessstelle liegt, Bewegungsraten wie an den Kontrollpunkten festgestellt wurden, ist die an Extensometer 1 gemessene Verschiebungsrate möglicherweise als „zu groß“ einzustufen.

Die Richtung der Punktverschiebung und damit die der Hangbewegung wird stark durch die morphologischen Gegebenheiten bestimmt. Durch die Exposition der Talflanke nach SE bis ESE erfolgt bereits eine Vorgabe der möglichen Verschiebungsrichtung. Die statistische Auswertung aller gemessenen Verschiebungsrichtungen liefert die in Tab. 7 aufgelisteten mittleren Richtungen und Neigungen der Vektoren. Die Einzelergebnisse streuen stark, besonders in den Randbereichen des Talzuschubes. Die Richtung und Neigung von Vektoren einzelner Punkte sind in Tab. 5 angegeben. Insgesamt zeigt sich eine Veränderung der durchschnittlichen Richtung der Vektoren nach SE von 155 Grad im oberen auf 145 Grad im unteren Bereich des Talzuschubes. Die durchschnittliche Neigung nimmt von etwa -37 Grad im oberen auf -20 Grad im unteren Bereich ab (Abb. 22).

Die stereographische Projektion der Vektoren in das Schmidt'sche Netz veranschaulicht die oben beschriebenen Sachverhalte (Abb. 24).

Summarisch betrachtet entspricht die Haupteinfall-Richtung der Talflanke etwa der Verschiebungsrichtung der Vektoren. Die Richtungsunterschiede in den Messbereichen könnten deshalb schon ausschließlich auf dieser Übereinstimmung beruhen und nicht – wie auch vermutet – geologisch-tektonisch begründet sein. Die von oben nach unten abnehmende Neigung der Vektoren kann nicht auf rein morphologische Gegebenheiten zurückgeführt werden. Wie aus Abb. 25 zu entnehmen ist, weist die Talflanke im oberen Bereich eine durchschnittlich flachere Hangneigung auf als die Neigung der Vektoren (deutlich zu erkennen bei P 16 und P 41). Im unteren Bereich ist dage-

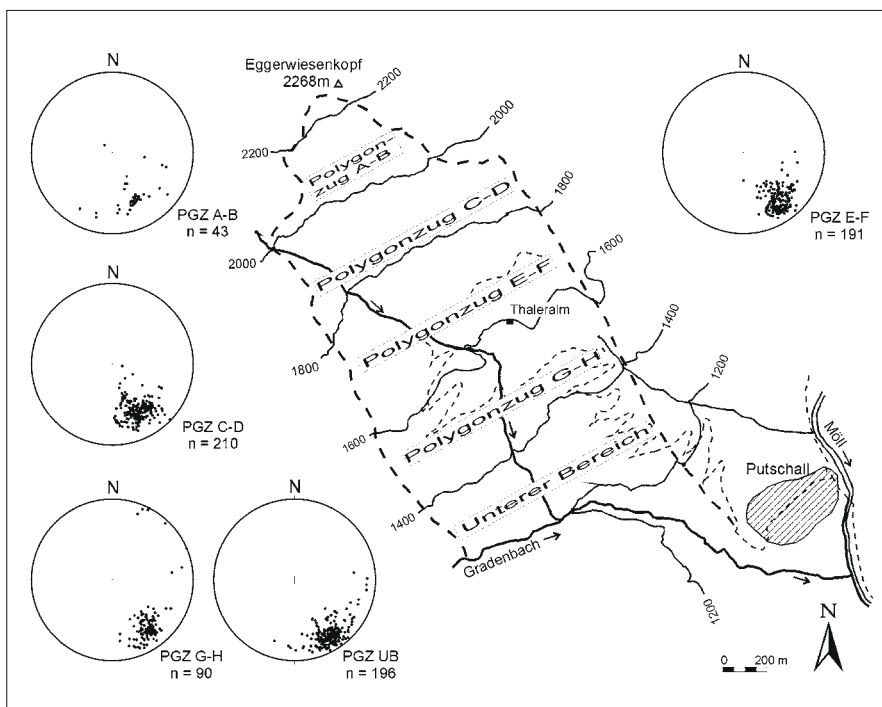


Abb. 24. Projektion der Verschiebungsvektoren in das Schmidt'sche Netz (untere Hälfte der Lagenkugel). Es wurden nur Punkte verwendet, die auf der Talzuschubsmasse liegen und plausible Werte (keine Hebungen, geringe Richtungsschwankungen) aufweisen.

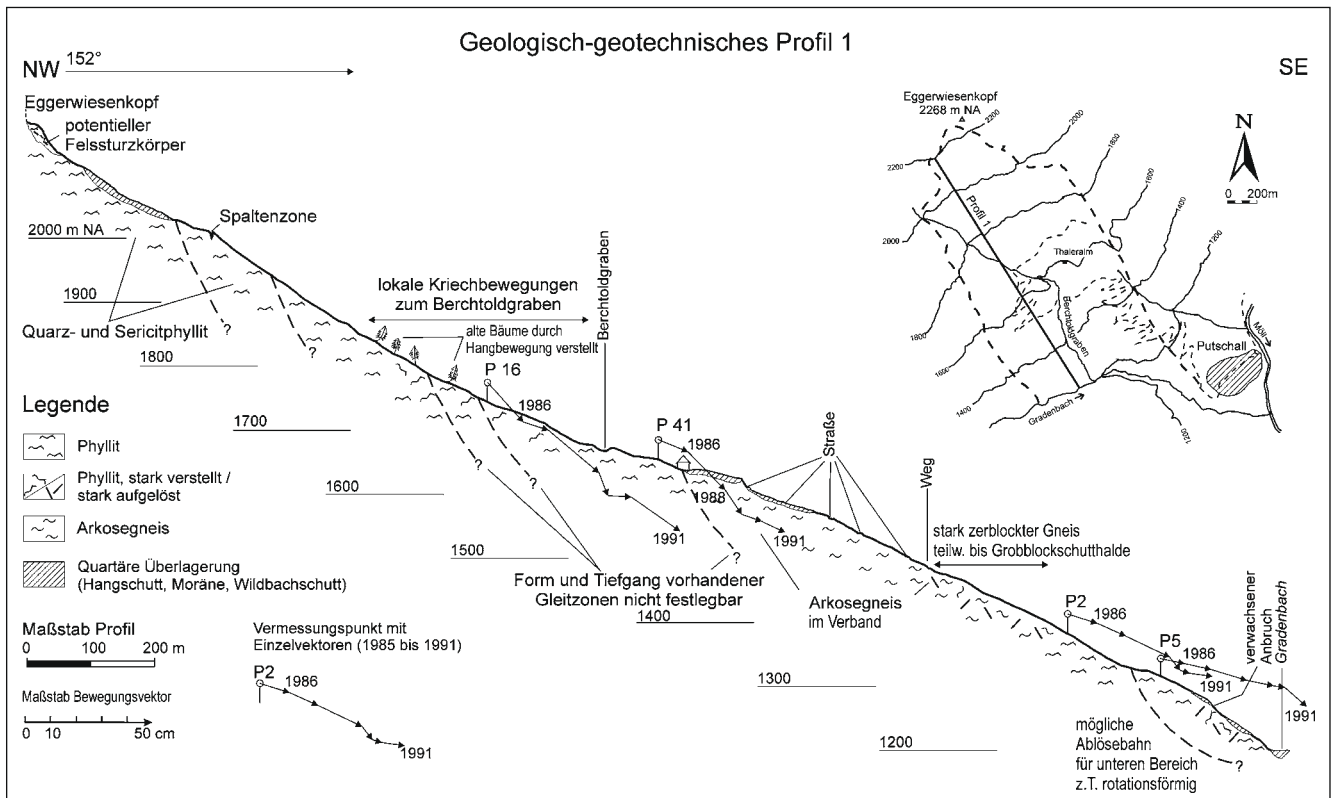


Abb. 25. Geologisch-geotechnisches Profil westlich des Berchtoldgrabens.

gen die Neigung der Vektoren flacher als die Hangneigung (P 2 und P 5). An der Grabensohle treten sogar Hebungen auf, die zwischen 1974 und 1984 an Sperre 23 3,20 m betragen. Der zwischen 1977 und 1984 gemessene durchschnittliche Summenvektor war dementsprechend mit +30 Grad geneigt, d.h. nach schräg oben gerichtet.

Auf die Art und die Tiefenlage der Gleitzonen des Talzschubes wird in Kap. "Diskussion der Kinematik hinsichtlich Bewegungsmechanismus und Gleitkörpergeometrie" genauer eingegangen.

Die photogrammetrischen Messungen

Der horizontale Bewegungsvektor

BRÜCKL et al. (2006) geben für vier Bereiche, in denen auch GPS-Messungen durchgeführt wurden, Bewegungsbeträge für die Horizontalkomponente an (Tab. 8):

Bereich A, 1370 m: Unterer Bereich der Talzschubsmasse; geringe oberflächliche Aktivität (z. B. keine Spaltenbildung)

Bereich B, 1640 m: Mittlerer Bereich Thaleralm; geringe oberflächliche Aktivität

Bereich C, 1760 m: Oberer westlicher Bereich; oberflächliche Kriecherscheinungen

Bereich D, 1820 m: Oberer östlicher Bereich; Zerklockung durch ausgeprägte Spaltenbildung.

Für die vier Bereiche ergeben sich im Zeitraum 1962–1996 folgende Bewegungsbeträge der Horizontalkomponente und der daraus abgeleiteten Geschwindigkeiten (Beträge und Geschwindigkeiten der geodätischen Messperiode 1969–1991 in Klammern):

Bereich A: 17,8 m → 52 cm/a (7,0 m → 31 cm/a)

Bereich C: 21,8 m → 64 cm/a (11,7 m → 53 cm/a)

Bereich D: 16,8 m → 50 cm/a (6,0 m → 27 cm/a).

Bereich	Länge			Höhe			Neigung	
	Photo. m	GPS m	Verhältnis	Photo. m	GPS m	Verhältnis	Photo. (°)	GPS (°)
A	17,8	1,016	≈2	-8,7	-0,258	≈4	26	14
B	19,4	1,153	≈2	-10,6	-0,437	≈3	28,5	38
C	21,8	1,589	≈1,5	-13,6	-0,717	≈2	32	24
D	16,8	0,876	≈2	-12,3	-0,637	≈2	36	36

Tabelle 8. Horizontalvektor und Neigung des räumlichen Bewegungsvektors aus photogrammetrischen Messungen (1962–1996) und GPS-Messungen (1999–2003); mod. n. BRÜCKL et al. (2006). Anmerkung „Verhältnis“: Verhältnis photogrammetrischer zu GPS-Messung errechnet bei 34 Jahren.

Der räumliche Bewegungsvektor

Beim Vergleich der Neigung der räumlichen Bewegungsvektoren von 1962–1996 mit dem Isolinienplan des Einfallens des räumlichen Bewegungsvektors aus geodätischen Messungen für den Zeitraum 1976 bis 1984 zeigt sich eine gute Übereinstimmung (Abb. 22).

Beide Messperioden zeigen im oberen Bereich stärker einfallende Bewegungsvektoren (ca. 35°), dagegen in den unteren Zonen flacher geneigte Bewegungsvektoren. Genaue Werte für einzelne Bereiche können der Tab. 8 entnommen werden.

Die Auswertung der digitalen Geländemodelle erbrachte zur Höhenänderung folgende Ergebnisse (BRÜCKL et al., 2006):

- Durch die Höhenunterschiede der Geländeoberfläche ergibt sich eine Volumenabnahme von $2,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ für die Periode von 1962 bis 1996, wobei besonders die oberen Bereiche von 1700 m aufwärts eine negative Bilanz aufweisen.
- Etwas schwierig sind die lokal im mittleren und unteren Bereich der Talzuschubsmasse auftretenden relativ hohen positiven Höhenänderungen zu interpretieren. BRÜCKL et al. (2006) weisen in diesem Zusammenhang auf die Genauigkeit der photogrammetrischen Auswertungen der 1960er Jahre hin, die nur im Meter-Bereich liegt.

Die GPS-Messungen

Aus der Tabelle ergeben sich für die Bereiche A bis D für die Horizontalkomponente und Geschwindigkeit folgende Werte:

Bereich A: 1,016 m → 25cm/a

Bereich B: 1,153 m → 28 cm/a

Bereich C: 1,589 m → 40 cm/a

Bereich D: 0,876 m → 22 cm/a.

Diskussion zu den Bewegungsbeträgen und Geschwindigkeiten in verschiedenen Zeiträumen:

- Bei Betrachtung der Bewegungsbeträge bzw. der Geschwindigkeiten für einzelne Bereiche in verschiedenen Zeitintervallen fallen die großen Unterschiede auf.
- Durchaus verständlich ist, dass innerhalb bestimmter kurzer Zeiträume die Geschwindigkeiten nur etwa die Hälfte großer Zeitintervalle betragen. Bei Betrachtung von Zeitabschnitten in den 1980er und 1990er Jahren werden die großen Bewegungsbeträge von 1975 und 1977 nicht berücksichtigt.
- Der Unterschied der langzeitlichen photogrammetrischen (1962–1996) zu den geodätischen Messungen (1969–1991) ist wesentlich schwieriger zu erklären, da in beiden Perioden die ausgeprägten Beschleunigungsphasen der 1970er Jahre integriert sind.
- Die geodätisch gemessenen Horizontalbewegungen über einen Zeitraum von 22 Jahren legen die Vermutung nahe, dass aufgrund von gegebenen Messungenauigkeiten der photogrammetrischen Auswertung die Horizontalkomponente für den Zeitraum 1962 bis 1991 etwas zu groß ist. Es zeigt aber auch, dass bei solchen tiefgreifenden Hangbewegungen die Analyse nur kleiner Zeitabschnitte den wirklich auftretenden Bewegungsgrößen und den daraus zu folgernden Baumaßnahmen

und Sanierungskonzepten nicht immer gerecht werden kann.

- Basierend vorwiegend auf den photogrammetrischen Auswertungen werden Gleit- und Kriechraten (KR) für die letzten 50 Jahre mit 0,6 m/a angegeben (BRÜCKL & BRÜCKL, 2006). Für die Kriech- und Gleitrate seit Beginn der Bewegung nach dem Rückzug des Eises (KR_{15000} BP) wird in diesem Zusammenhang die Beziehung $0,006 \text{ m/a} < KR_{15000} < 0,012 \text{ m/a}$ aufgestellt.

Auch wenn die Bewegungsraten für 50 Jahre sicher etwas zu hoch angesetzt sind, so fällt doch das große Verhältnis KR_{50} zu KR_{15000} auf. Es wird gefolgert, dass eine einsetzende Beschleunigung erst in neuerer Zeit erfolgt und die Talzuschubsmasse sich im Initialstadium befindet.

Letztgenannte Aussage lässt sich aus morphologischen und geotechnischen Aspekten nur schwierig vertreten. Vielmehr legt die morphologische Ausbildung mit Einsackungen im oberen Teil und hohen Abrisskanten und ausgeprägten Vorwölbungserscheinungen im unteren Bereich eher ein Finalstadium nahe. Dies unterstreicht auch die

Parameter	Extensometer 1 (E1)
Messbeginn	14.05.1979
Messende	18.09.1994
Anzahl der Werte	5606
Mittelwert / cm	0,05098
Median / cm	0
Minimum / cm	-8,2
Maximum / cm	8,4
Variationsbreite / cm	16,6
Standardabweichung	0,41317
Stichprobenvarianz	0,17071
Kurtosis	84,63580
Schiefe	-0,17589
Summe 14. 05. bis 31. 12. 1979 / cm	31,8
Jahressumme 1980 / cm	33,9
Jahressumme 1981 / cm	20,2
Jahressumme 1982 / cm	6,3
Jahressumme 1983 / cm	14,2
Jahressumme 1984 / cm	8,9
Jahressumme 1985 / cm	9,8
Jahressumme 1986 / cm	20,5
Jahressumme 1987 / cm	25,9
Jahressumme 1988 / cm	21,7
Jahressumme 1989 / cm	5,6
Jahressumme 1990 / cm	6,0
Jahressumme 1991 / cm	25,2
Jahressumme 1992 / cm	36,3
Jahressumme 1993 / cm	10,7
Summe 01. 01. bis 18. 09. 1994 / cm	8,8
Gesamtsumme / cm	285,8

Tabelle 9.
Statistische Kennwerte der Aufzeichnungen an Extensometer 1.
Datengrundlage: tägliche Relativverschiebungen.

Zeitraum	Zeit t d	Verschiebung s cm	Geschwindigkeit v cm/d	Bemerkung
1980				
01.01.-14.02.	45	2,9	0,064	
15.02.-31.05.	107	1,6	0,015	Minimum ¹⁾
01.06.-30.09.	122	23,4	0,192	
01.07.-30.09.	92	21,1	0,229	
01.07.-15.09.	77	19,5	0,253	
14.07.-08.08.	26	9,9	0,381	Maximum ¹⁾
24.07.	1	1,5	1,5	1-Tages-Maximum
01.10.-31.12.	92	6	0,065	
01.01.-31.12.	366	33,7	0,092	Jahresbetrag
1981				
01.01.-14.02.	45	3	0,067	
15.02.-06.05.	81	2,8	0,035	
07.05.-05.10.	152	13,4	0,088	Maximum
30.07.	1	1	1	1-Tages-Maximum
06.10.-31.12.	87	1	0,011	Minimum
01.01.-31.12.	365	20,2	0,055	Jahresbetrag
1990				
23.12.	1	1,6	1,6	1-Tages-Maximum
01.01.-31.12.	365	6	0,016	Jahresbetrag
1991				
01.01.-15.06.	166	2,5	0,015	
16.06.-15.09.	92	21,6	0,235	
01.07.-18.08.	49	15,4	0,314	Maximum
29.08.	1	1,8	1,8	1-Tages-Maximum
16.09.-31.12.	107	1,1	0,01	Minimum
01.01.-31.12.	365	25,2	0,069	Jahresbetrag
1992				
01.01.-01.04.	49	2,2	0,024	
02.04.-20.05.	49	3,3	0,067	
21.05.-27.07.	68	28,1	0,413	
01.06.-05.07.	34	18	0,529	Maximum
10.06.	1	3,4	3,4	1-Tages-Maximum
28.07.-31.12.	157	2,7	0,017	Minimum
01.01.-31.12.	366	36,3	0,096	Jahresbetrag
1993				
01.01.-31.07.	212	5,5	0,026	
25.01.	1	1,4	1,4	1-Tages-Maximum
01.08.-19.11.	111	1,4	0,013	Minimum
20.11.-31.12.	42	3,6	0,086	Maximum
01.01.-31.12.	365	10,7	0,029	Jahresbetrag

Tabelle 10.

Verschiebungsbeträge s und durchschnittliche Geschwindigkeiten v an der Talzuschubsstirn.

Datengrundlage: tägliche Relativverschiebungen der Jahre 1980, 1981, 1990–1993 an Drahtextensometer 1.

¹⁾ Maximum und Minimum beziehen sich nur auf die in der Auswertung berücksichtigten Intervalle innerhalb des Beobachtungsjahres.

starke Zerblockung, Spaltenbildung und die Auflösung in Teilgleitkörper (HERMANN, 1997).

Bewegungsverlauf über die Zeit an der Talzuschubsstirn

Ergebnisse der Drahtextensometermessungen

Wie bereits in Kap. „Methodik und Fehlerbetrachtung“ beschrieben, wurden an der Talzuschubsstirn die Ver-

schiebungen mit zwei quasi-kontinuierlich registrierenden Drahtextensometern gemessen (zur Lage siehe Abb.18). Da bei Extensometer2 keine plausiblen Daten vorliegen, werden für die detaillierte Auswertung und die Prüfung kausaler Zusammenhänge zwischen externen Faktoren und der Hangbewegung nur die Aufzeichnungen des Extensometers1 verwendet. Für die statistischen Berechnungen lagen die Messwerte als Zeit-Verschiebungs-Wertepaare im Tagesintervall vor.

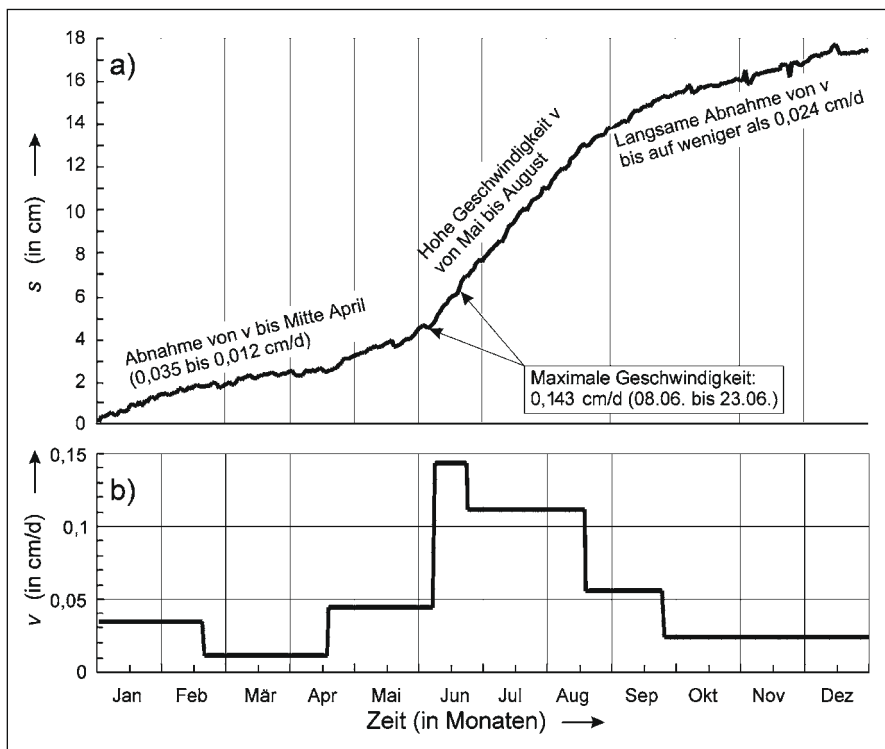


Abb. 26. Durchschnittliches jahreszeitliches Bewegungsverhalten an der Talzuschubsstirn. a) Kumulative Verschiebung; b) Durchschnittliche Verschiebungsraten (linear interpolierte Teilstücke). Datengrundlage: Tägliche Relativverschiebungen an Drahtextensometer 1 (1980 bis 1993).

Für rechenintensive Auswertungen wurden Mittelwerte über zwei oder mehrere Tage eingesetzt. Durch diese Maßnahme werden zudem auch die z.T. witterungsbedingten starken Tagesschwankungen ausgeglichen. In Tab. 9 gehen jedoch die unveränderten Tageswerte für die Zusammenstellung der Ergebnisse der Drahtextensometer-Aufzeichnungen ein. Die kumulative Verschiebung an Extensometer 1 über den gesamten Messzeitraum wird aus Abb. 23 ersichtlich. Wie Vergleiche mit den Verschiebungsraten an den geodätischen Kontrollpunkten (Kap. „Betrag und Richtung der Hangbewegung“) und an der Stahlband-Messstelle („Ergebnisse der Stahlbandmessungen“ in diesem Kap.) zeigen, sind die am Drahtextensometer gemessenen Verschiebungsraten möglicherweise aus bisher nicht bekannten Gründen etwas zu hoch.

Detailauswertung für bestimmte Jahre

Für die Jahre 1980, 1981 und 1990 bis 1993 wurden die Verschiebungsbeträge und die daraus resultierenden Verschiebungsgeschwindigkeiten einer genaueren zeitlichen Einordnung unterzogen. Die Ergebnisse verdeutlichen die Variationsbreite der jährlichen Hangbewegung (Tab. 10).

In den Jahren 1980, 1981, 1991 und 1992 werden insgesamt sehr hohe Verschiebungsbeträge registriert (s. auch Tab. 9). Durch die abschnittsweise Auswertung zeigt sich auch, dass ein unterer Grenzwert für die Verschiebungsgeschwindigkeit bei etwa 0,01 cm/d, das entspricht 3,65 cm/a, liegt. Die durchschnittliche Verschiebungsgeschwindigkeit und damit die entsprechende kumulative Verschiebung von 5,6 cm im Jahr 1989 und 6 cm im Jahr 1990 ist nicht ganz doppelt so groß wie dieser berechnete untere Grenzwert. Signifikante Maxima für den Zeitraum von einem Tag liegen zumeist um mehr als eine Zehnerpotenz über den maximalen Verschiebungsraten für bestimmte Zeitabschnitte.

Die aus den maximalen Verschiebungsraten ermittelten Geschwindigkeiten variieren zwischen 0,3 cm/d und 0,53 cm/d, woraus sich bei Hochrechnung (Annahme: lineares Bewegungsverhalten) auf ein ganzes Jahr theoretisch Beträge von rd. 110 cm/a bzw. 193 cm/a berechnen lassen würden. Solche hohen Verschiebungsraten wurden aber nach 1975 am Talzuschub Gradenbach nicht mehr beobachtet. Zudem ist nach den vorliegenden Ergebnissen die Annahme eines linearen Bewegungsverhaltens nicht korrekt, zeigt aber, dass sogar noch wesentlich höhere Beträge möglich sind (Abb. 27b).

Zeitlich betrachtet fällt die Mehrzahl der Abschnitte mit hohen Verschiebungsraten auf die Monate Juni bis August und die Abschnitte mit den niedrigsten Raten auf den Zeitraum zwischen September und April. Diese starke jahreszeitliche Abhängigkeit der Hangbewegung wurde am Talzuschub Gradenbach schon frühzeitig erkannt (z.B. MOSER & GLUMAC, 1982). Das durchschnittliche jahreszeitliche Bewegungsverhalten zwischen 1980 und 1993 kann veranschaulicht werden, wenn alle Messwerte in ein Kalenderjahr projiziert werden und für jeden Tag der arithmetische Mittelwert berechnet wird. In Abb. 26a ist die daraus ermittelte kumulative Verschiebung und in Abb. 26b für charakteristische Abschnitte dieser Kurve durchschnittliche Verschiebungsrate dargestellt. Ab Ende Januar zeigt sich im Mittel ein Rückgang der Bewegungsrate auf ein Minimum mit etwa 0,01 cm/d (Mitte Februar bis Mitte April). Bis Anfang Juni werden durchschnittlich 0,044 cm/d registriert.

Die maximale durchschnittliche Bewegungsrate mit 0,143 cm/d wird nur für zwei Wochen erreicht. Die Bewegungsrate hält sich im Anschluss bis Mitte August mit 0,111 cm/d auf hohem Niveau und fällt bis zum Jahresende sogar noch unter die Bewegungsrate vom Jahresbeginn. Weitere von MOSER (1993) veröffentlichte Resultate hinsichtlich des Bewegungsablaufes an der Talzuschubsstirn lassen sich mit dieser neuen Auswertung bestätigen und weiter

präzisieren. Als Grundlage dafür dienen die Drahtextensometermessungen zwischen 1979 und 1994 sowie die Stahlbandmessungen zwischen 1972 und 1995.

Danach beträgt der untere Grenzwert für die Hangbewegung an der Talzuschubsstirn 0,01 cm/d bzw. 3,6 cm/a. Der Maximal-Wert wurde im Jahre 1992 mit 36,3 cm/a gemessen. Im Jahre 1975 wurden jedoch an der Stahlbandmessstelle 352 cm/a registriert, was einem Vielfachen der mit dem Drahtextensometer zwischen 1979 und 1994 gemessenen jährlichen Bewegungsraten entspricht. Die Größenordnung der Verschiebungsrates an der Talzuschubsstirn liegt im Zeitraum von 1972 bis 1995 somit zwischen 3,6 cm/a und 352 cm/a (s. dazu „Ergebnisse der Stahlbandmessungen“ in diesem Kap.).

Zeitlich fallen Perioden mit hohen Verschiebungsraten fast ausschließlich auf die Monate Juni bis August. Es kann somit ein zyklisch-regressives Verhalten festgestellt werden, das auf jahreszeitlichen Einflüssen beruht (Bergwasserspiegelniveau, Mächtigkeit der Schneedecke und zeitlicher Verlauf des Abschmelzens im Frühjahr) sowie auf selteneren Niederschlags-Extremereignissen (vgl. auch Kap. „Der Einfluss der Hydrologie auf Betrag und zeitlichen Verlauf der Hangbewegung“). In den oberen und mittleren Bereichen des Talzuschubes wird, wie das morphologische Bild bereits zeigt, überwiegend ein Öffnen des Gebirges festgestellt. Die Bewegungsrates sind jedoch geringer, als aufgrund der beobachteten Zerrungsstrukturen vermutet werden könnten. Im Gegensatz dazu steht der untere Bereich mit einer „Stauchung“ der Zuschubsmasse, welche bereits an der Zerstörung der Querwerke abgelesen werden können.

Die Zeit-Verschiebungskurve von Extensometer 1 weist mit Ausnahme „elastischer Verformung“ und „Bruch“ die typischen Bestandteile klassischer Kriechkurven auf: primäres, sekundäres und tertiäres Kriechen. Jedoch führte das tertiäre Kriechen (Beschleunigung) bisher nicht zum Bruch (Versagen großflächiger Böschungsbereiche bzw. der Talflanke), sondern ging immer wieder in ein primäres und sekundäres Kriechen über.

Ergebnisse der Stahlbandmessungen

Mit relativ geringem Aufwand lassen sich an der Talzuschubsstirn auch Verschiebungsmessungen mit dem Stahlbandmaß durchführen. Die zeitliche Auflösung der Hangbewegung ist aber aufgrund des längeren Messintervalls von zwei bis vier Wochen nicht so gut wie die der Drahtextensometermessungen. Dennoch lassen sich bezüglich des Bewegungsverhaltens in Abhängigkeit von der Zeit sehr ähnliche Resultate erzielen.

Erste Ergebnisse der Stahlbandmessungen zwischen 1972 und 1982 wurden bereits von MOSER & KIEFER (1988) veröffentlicht. Der zeitliche Ablauf der Bewegung wurde von MOSER (1993) genauer beschrieben. Dabei zeigte sich bei Betrachtung eines ein-jährigen Zeitabschnittes ein differenziertes saisonales Bild, das sich in Wintergeschwindigkeiten mit ca. 0,02 cm/d, in Fröhsommergeschwindigkeiten mit 0,4 cm/d und in Spätsommer- und Herbstgeschwindigkeiten mit ca. 0,05 cm/d aufgliedern ließ. Etwas detailliertere Angaben dazu lassen die Ergebnisse der Drahtextensometermessungen zu (s. „Ergebnisse der Drahtextensometermessungen“ in Kap. „Bewegungsverlauf über die Zeit an der Talzuschubsstirn“). Die nachfolgenden Auswertungen dienen nun vor allem dem

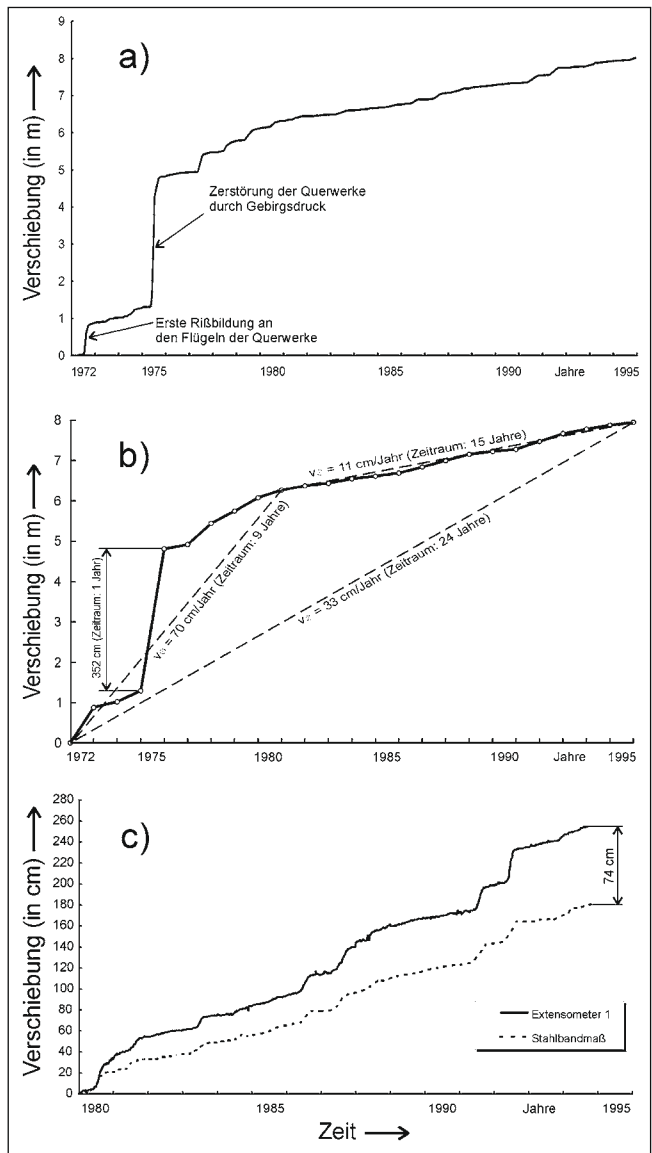


Abb. 27. Ergebnisse der Stahlbandmessungen an der Talzuschubsstirn. a) Zeitlicher Verlauf der Verschiebung (Messintervall ca. zwei Wochen); b) Kurve aus jährlichen Verschiebungssummen mit Berechnung der Verschiebungsrates für unterschiedlich lange Zeitintervalle; c) Vergleich der kumulativen Verschiebung der Bandschreiberaufzeichnungen an E1 mit der an der Stahlbandmessstelle (10-Jahres-Intervall). Insgesamt ist die gemessene Verschiebung mit dem Stahlmaßband um 74 cm geringer als die mit dem Drahtextensometer.

Vergleich der Drahtextensometer-Aufzeichnungen mit den Ergebnissen der Stahlbandmessungen bezüglich der zeitlichen Auflösung und der registrierten Verschiebungsrates.

Im Zeitraum von Anfang April 1972 bis Ende Dezember 1995 (rd. 24 Jahre) wurde mittels Stahlbandmessungen ein Gesamtverschiebungsbetrag des Gebirges und damit einhergehend eine Verringerung des Grabenquerschnittes von 8,03 m festgestellt (Abb. 27). Die größten Beträge wurden 1975 mit 352 cm und 1972 mit 88 cm erreicht. Ein Teil der bis 1971 fertiggestellten armierten Betongrundschnellen zeigte bereits 1972 erste Risse und wurde 1975 z.T. zerstört. In Abb. 27a und Abb. 27b ist ersichtlich, dass sich seit 1980 eine gewisse Beruhigung der Hangbewegung eingestellt hat und durchschnittlich eine Verschiebungsrates von ca. 11 cm/Jahr gemessen wird. Verglichen mit den Messungen an Drahtextensometer 1 wird mittels

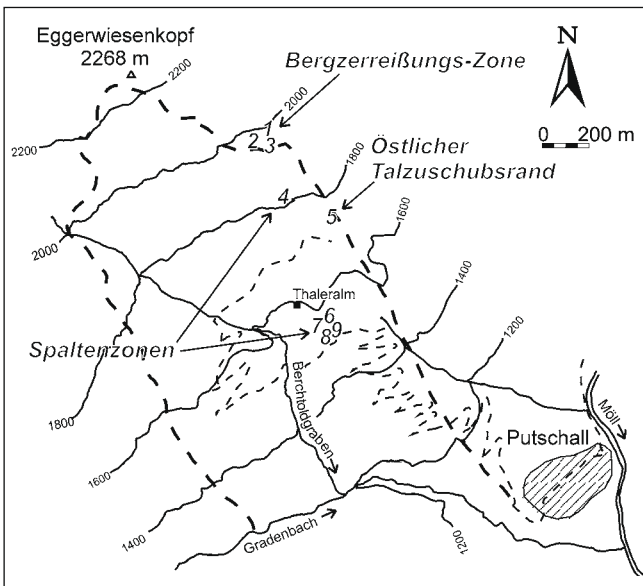


Abb. 28.
Lage der Prazisionsstahlband-Messstellen M1 bis M9.

Stahlbandmaß über einen Zeitraum von zehn Jahren ein um 74 cm geringerer Verschiebungsbetrag festgestellt (Abb. 27c).

Die Ergebnisse der Stahlbandmessungen unterstreichen die Richtigkeit der Drahtextensometermessungen (Extensometer 1) bezüglich des zeitlichen Verlaufes, da mit beiden Methoden „Ruhephasen“ und „aktive Phasen“ in gleicher Weise registriert werden. Außerdem besteht zwischen den Daten beider Messmethoden trotz des unterschiedlichen Absolutbetrages ein enger bis streng funktionaler linearer Zusammenhang mit einem Pearson'schen Korrelationskoeffizienten von $r = 0,999$. Mit dem Stahlband-

maß wurde im gleichen Zeitraum (1980 bis 1994) jedoch eine um 28,5 % geringere kumulative Verschiebung gemessen als mit dem Drahtextensometer (Abb. 27c). Der Absolutbetrag der gemessenen Hangbewegung an Extensometer 1 ist zwar durch geodätische Vergleichsmessungen z.T. abgesichert, dennoch wurden sowohl an den geodätischen Kontrollpunkten im unteren Bereich (s. Abb. 18) als auch mit dem Stahlbandmaß zwischen 1980 und 1991 eine etwa 60 bis 70 cm geringere kumulative Verschiebung festgestellt. Für die große Abweichung der Verschiebungsbeträge an Extensometer 1 von den über den gesamten unteren Talzuschubsbereich repräsentativen Beträgen gibt es bislang noch keine plausible Erklärung.

Kinematik von Teilkörpern innerhalb der Hangdeformation

Lage der Messstellen

Die Mobilität von Teilkörpern innerhalb der Hangdeformation wurde mittels Prazisionsstahlbandma untersucht. Die Lage der nachfolgend besprochenen Messstellen ist aus Abb. 28 ersichtlich.

Spaltenzonen zwischen 1500 und 1850 m Sh

In den oberen und mittleren Bereichen des Talzuschubes wird, wie das morphologische Bild bereits zeigt, überwiegend ein ffnen des Gebirges festgestellt. Im Bereich von Messstrecke 4 (oberer Bereich der Talzuschubsmasse) sind z.B. ausgeprägte Spalten mit bis zu zehn Metern Tiefe vorhanden. Aufgrund des morphologischen Befundes war demnach eine hohe Bewegungsrate innerhalb dieses Abschnitts zu erwarten. Jedoch ist der dort gemessene relative Verschiebungsbetrag von 12 mm (1 mm/a) in einer mit ca. 30° streichenden Spalte seit 1987 sehr gering und spiegelt nicht das vorhandene morphologische Bild wider (Abb. 29).

An den Messstellen 6 bis 9 im mittleren Bereich des Talzuschubes, südöstlich der Thaleralm, werden ebenfalls nur

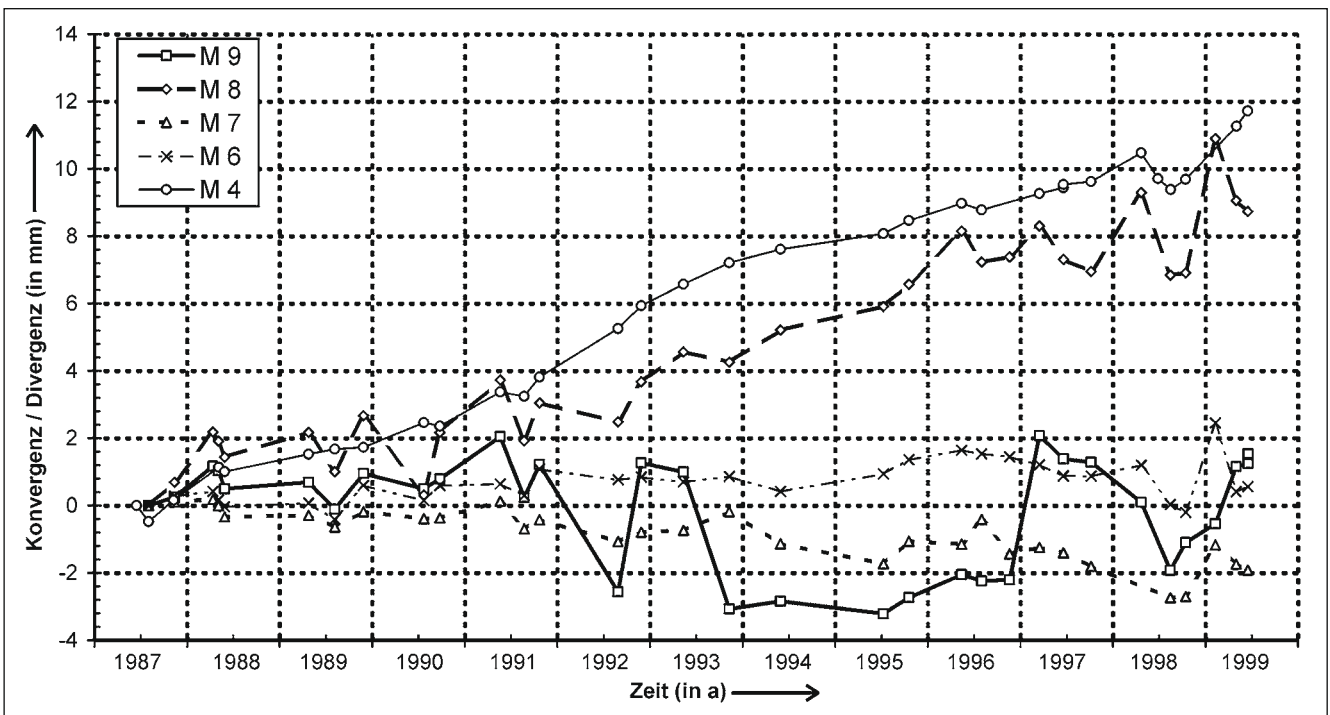
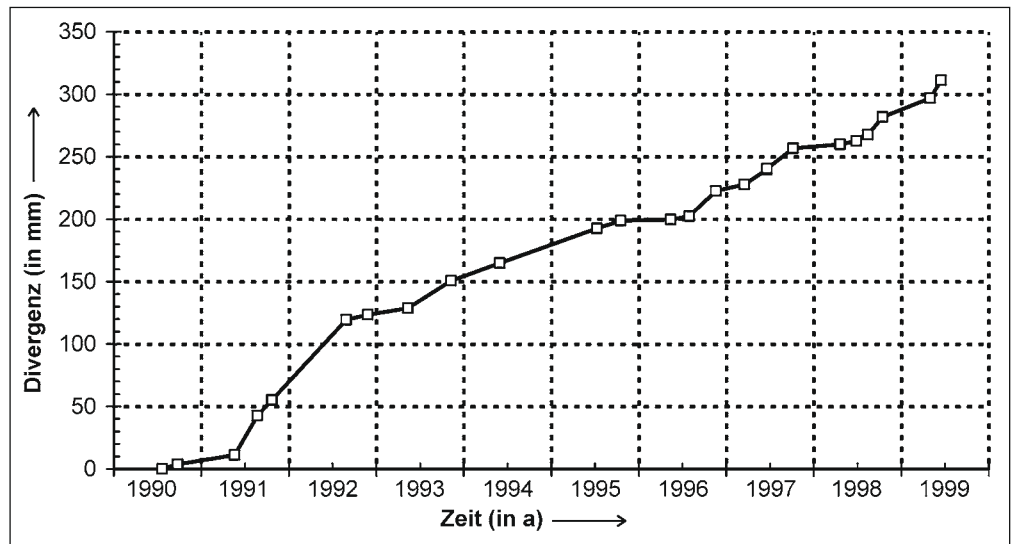


Abb. 29.
Ergebnisse der Präzisions-Stahlbandmessungen im Bereich von Spaltenzone verschiedener Teilkörper des Talzuschubes zwischen 1500 und 1850 m Sh.

Abb. 30.
Ergebnisse der Präzisions-Stahlbandmessungen an der östlichen Abrisskante des Talzuschubes bei 1750 m Sh (Strecke 5; Streichen 14°, Neigung -26°).



sehr geringe Bewegungen gemessen, trotz der dort stark ausgeprägten, mit etwa 50° streichenden Spalten bzw. Ablösezonen und des unterhalb anschließenden Steilabsatzes. Die größten Bewegungen mit ca. 9 mm können bei Messstelle 8 registriert werden, die sich unmittelbar oberhalb des Steilabsatzes bei 1500 bis 1550 m Sh befindet und eine etwa 10 m lange, 2 bis 4 m tiefe und 3 m breite Spalte überspannt. Bei den Messstellen 6, 7 und 9 liegen die relativ ungerichteten Bewegungen seit 1987 unter ± 4 mm. Die Bewegungsraten sind innerhalb des Beobachtungszeitraumes auch hier wiederum viel geringer, als es aufgrund der vorhandenen Zerrungs- und Ablösestrukturen zu erwarten gewesen wäre.

Die Ergebnisse weisen – in Kombination mit den geodätisch ermittelten Verschiebungsbeträgen – darauf hin, dass sich die Hauptbewegungen in sehr tief liegenden Bewegungszonen abspielen. Das darüber liegende, oberflächennahe Gebirge folgt diesen tief liegenden Bewegungen, ohne selbst in jüngster Zeit eine eigene Bewegungsaktivität zu zeigen.

Östliche Begrenzung bei 1750 m Sh

An der östlichen Talzuschubsbegrenzung auf ca. 1750 m Sh befindet sich Messstrecke 5. Mit dieser Messstrecke ist es möglich, die Relativbewegung zwischen der randlichen Talzuschubsmasse und dem unbewegten, stabilen Gebirge festzustellen. An M 5 konnten deshalb – im Gegensatz zu den Messstrecken 4, 6, 7, 8 und 9 – deutliche Verschiebungen von 315 mm in 9 Jahren gemessen werden (Abb. 30). Dies entspricht einer durchschnittlichen Bewegungsrate von 35 mm/a für diesen Zeitraum. Andeutungsweise gibt es Phasen größerer und geringerer Bewegungsaktivität, die weitgehend mit denen an der Talzuschubsstirn übereinstimmen (z.B. hohe Aktivität in 1991 und 1992; geringere Aktivität in den folgenden Jahren). Auch der an der Talzuschubsstirn festgestellte Jahreszyklus ist, soweit es die unregelmäßigen Messwerte erlauben, ansatzweise zu erkennen.

Die Hauptabbrisskante

Wie die Aufnahmen seit den Jahren 1975 gezeigt haben, ist die Aktivität der Hauptabbrisskante insgesamt als gering einzustufen. Eine deutliche Veränderung fand im westlichen

Bereich nördlich des Quellbereiches des Berchtoldbaches im Spätherbst 2005 statt. In sehr feinblättrigen Phylliten entwickelte sich im Streichen des Gebirgsverbandes (ca. 150°) eine Rutschungszunge in einer Höhenlage von 2040

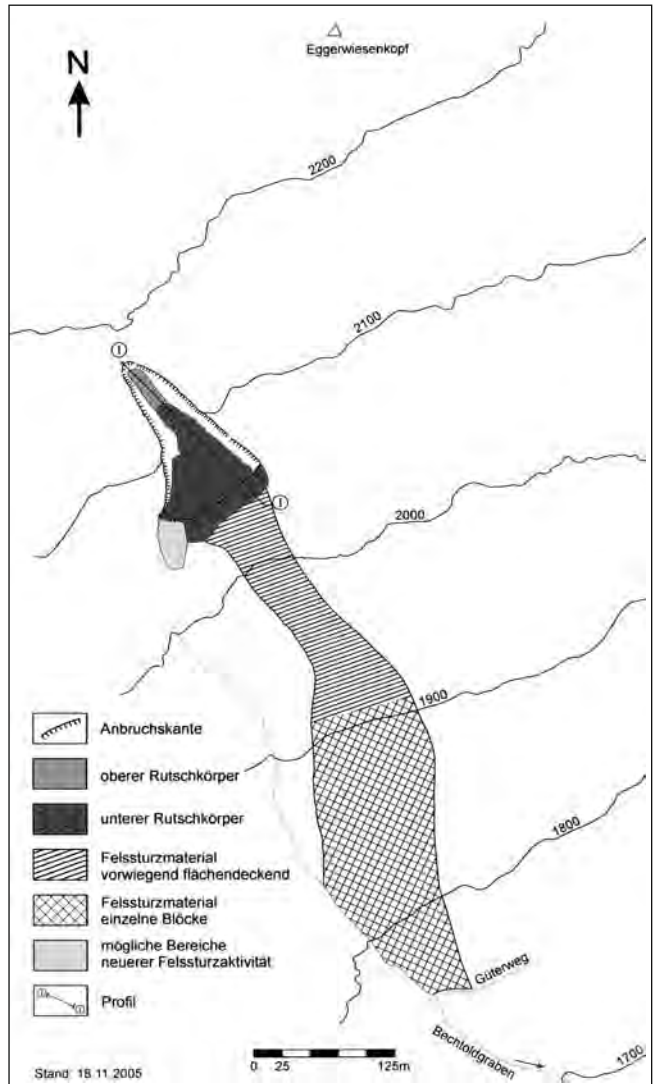


Abb. 31.
Rutschungs- und Felssturzareal an der Hauptabbrisskante südwestlich des Eggerwiesenkopfes.



Abb. 32.
Durch Blockschlag zerstörter Lärchenwald in ca. 1850 m Sh.

bis 2130 m Sh mit einem Volumen von ca. 30.000 m³. Die übersteilte Stirnfront (ca. 45°) des unteren Rutschungskörpers wies zum Teil eine blockige Gebirgsfazies auf, so dass Blöcke im m³-Bereich bereitgestellt werden konnten.

Letztgenannte Konstellation bewirkte eine Felssturzzone, die mit einzelnen Blöcken bis zum Niveau des Güterweges in ca. 1760 m Sh reichte (Pauschalgefälle ca. 30°). Die Breite des Felssturzareals betrug im oberen Bereich 40–50 m, im unteren Geländeabschnitt ab ca. 1900 m Sh bis zu 100 m (Abb. 31).

Der Lärchenbestand wies z. T. massive Beschädigungen auf (Abb. 32).

Bergzerreißung oberhalb der Hauptabrissskante (1950 bis 2000 m Sh)

Oberhalb der östlichen Hauptabrissskante wird nur in der direkt oberhalb anschließenden Spalte (Messstrecke 3) eine deutliche Ablösung festgestellt (Abb. 33). Die Spalte ist schon im Luftbild von 1967 erkennbar und hat sich seit 1987 mit einer nahezu konstanten Bewegungsrate von 6,5 mm/a verbreitert. In noch weiter von der Hauptabrissskante entfernten, parallel dazu verlaufenden Spaltenzonen fanden im Beobachtungszeitraum von 1987 bis 1999 (12 Jahre) dagegen nur unmerkliche Bewegungen von insgesamt weniger als 1 mm statt (Messstrecken 1 und 2). Da an diesen Spalten auch keine frischen Anbrucherscheinungen zu beobachten sind, befindet sich das Gebirge in diesem Bereich seit 1987 in Ruhe.

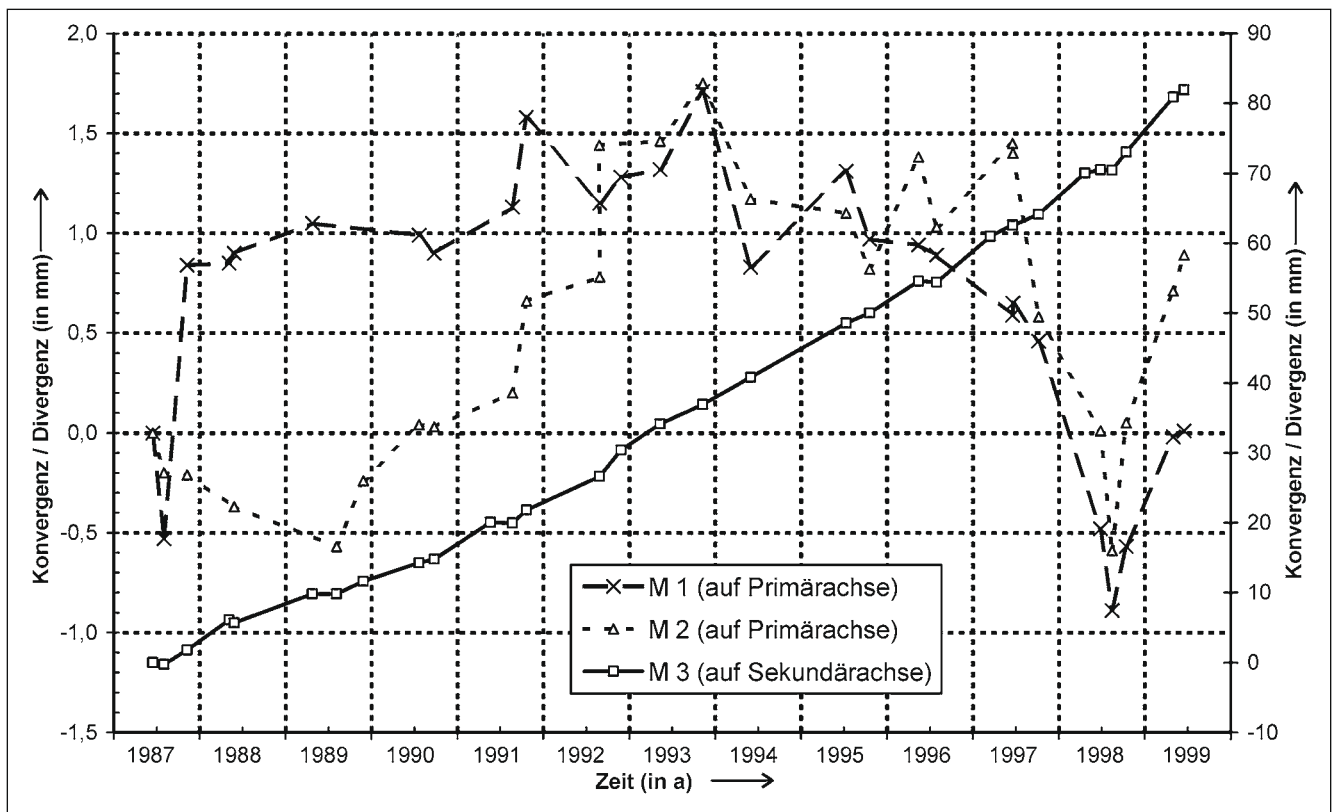


Abb. 33.
Ergebnisse der Präzisions-Stahlbandmessungen oberhalb der Hauptabrissskante des Talzuschubes bei 2000 m Sh.

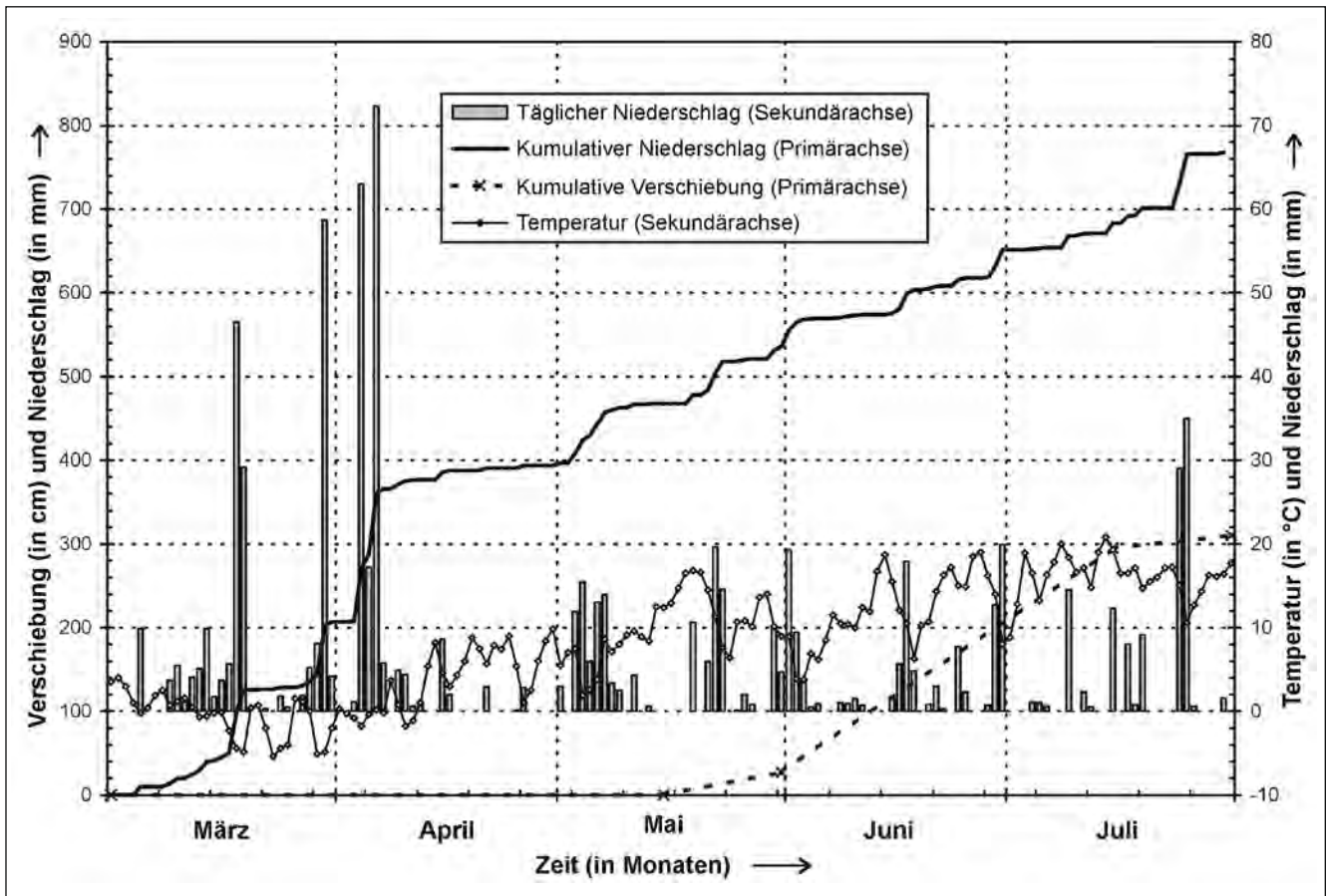


Abb. 34. Tägliche Niederschläge, berechnete kumulative Niederschläge, tägliche mittlere Lufttemperaturen (Station Egg/Fleißner) und kumulative Verschiebung an der Stahlbandmessstelle im Jahre 1975.

Der Einfluss der Hydrologie auf Betrag und zeitlichen Verlauf der Hangbewegung

Die Auswertung der Beziehungen zwischen den Niederschlägen, dem Bergwasserspiegel und der Hangbewegung sind aufgrund der Größe des Untersuchungsgebietes sehr schwierig. So ist zu bedenken, dass die Niederschläge nicht überall gleichmäßig verteilt oder in gleicher Art (z.B. als Regen oder Schnee) niedergehen. Die Durchlässigkeit des Gebirges variiert stark aufgrund dessen Inhomogenität. Außerdem können die in kurzen Intervallen benötigten Verschiebungsmessungen für die Untersuchung zeitlicher Zusammenhänge mit vertretbarem Aufwand nur an der Talzuschubsstirn durchgeführt werden.

Nachfolgend wird zum einen versucht die zeitlichen Zusammenhänge zwischen den hydrologischen Faktoren und der Deformation aufzuzeigen, wobei das Hauptinteresse auf den Zusammenhängen zwischen dem Bergwasser und der Hangbewegung liegt. Zum anderen wird auch näher auf die Stärke der Deformation in Abhängigkeit von den Niederschlägen und der Bergwasserspiegelhöhe eingegangen (WEIDNER, 2000).

Die Abhängigkeit der Deformation von den Niederschlägen

Die zeitlichen Zusammenhänge zwischen den Niederschlägen und der Hangbewegung wurden schon von KRONFELLNER-KRAUS (1978a, b, 1980) untersucht. Nach der damals

zur Verfügung stehenden 4-jährigen Messreihe (1972 bis 1975) von geodätischen Kurzintervallmessungen ergab sich der beste Zusammenhang zwischen der 10-monatigen Niederschlagssumme von November des Vorjahres bis August und der Hangbewegung von Mai bis September. Mit einer anderen Methode wurde für die Jahre 1979 bis 1982 von MAZUR (1982) der direkte Zusammenhang zwischen den Niederschlägen und der Hangbewegung untersucht. Das Maximum der Kreuzkorrelationsfunktion zwi-

Messstelle	A		B	
	Wochen	max. r_k	Wochen	max. r_k
1	-8	0,136	-4	0,283
2	-12	0,141	-4	0,176
3b	-4	0,283	±0	0,387
8	-7	0,196	-1	0,126
13	-8	0,191	-1	0,175
14	-9	0,151	-2 ... -3	0,130
15	-7	0,145	-2	0,329
Egg 2	-6	0,197	+2	0,240

Tabelle 11. Zeitliche Differenzen zwischen der Verschiebungsrate an Extensometer 1 und den Bergwasserspiegel-Änderungen (A) sowie des Bergwassermaximums (B). Die Stärke des Zusammenhangs ist als linearer Korrelationskoeffizient r_k angegeben. Der kritische Wert $r_{FG,\alpha}$ zur Prüfung von r_k auf Signifikanz (zweiseitiger Test mittels t-Verteilung; $FG = n - 2 = 714$ und $\alpha = 0,05$; n Anzahl der Werte) beträgt 0,074).

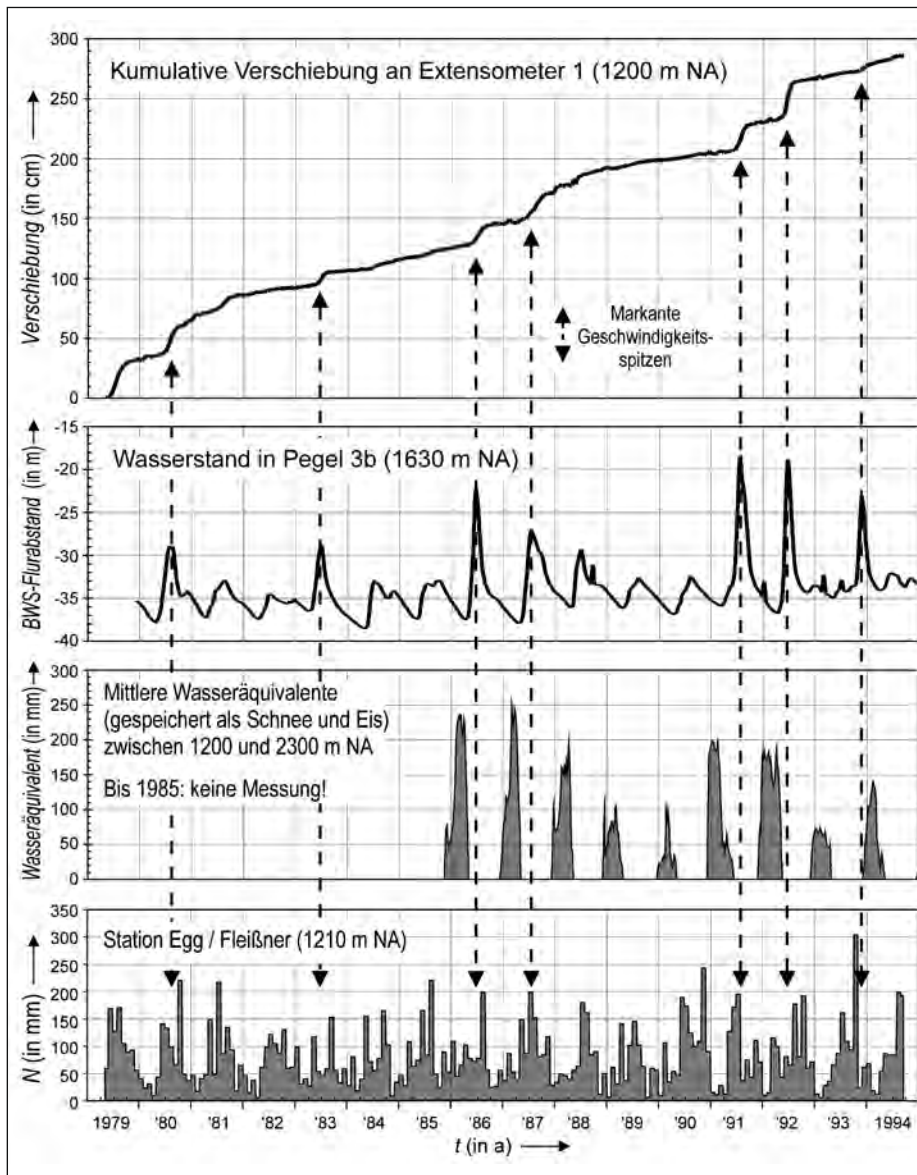


Abb. 35. Synoptische Darstellung von kumulativer Verschiebung x und Verschiebungsgeschwindigkeit v an Extensometer 1 sowie des Bergwasserspiegels in Pegel 3b und der Monatssummen der mittleren täglichen Niederschläge N an der Station Fleißner.

schen den Niederschlägen und der Hangbewegung lag dabei zwischen fünf und sechs Monaten.

Eigene Auswertungen dazu zeigen, dass die Niederschläge, die als Regen fallen, sich meistens nur gering auf die Bergwasserspiegel-Höhe auswirken. Deshalb können im Anschluss an Regenereignisse nahezu keine signifikanten Beschleunigungsphasen des Talzschubes festgestellt werden. Zwischen 1979 und 1994 konnte nur ein Starkniederschlagsereignis mit einer deutlichen Zunahme der Hangbewegung in Verbindung gebracht werden. Im Oktober 1993 wurde mit 304,9 mm Regen die höchste Niederschlags-Monatssumme im Beobachtungszeitraum gemessen. Im November bis Dezember 1993 kam es deshalb durch den daran anschließenden kräftigen Bergwasserspiegel-Anstieg auch zu einer erhöhten Hangbewegungsrate. Der Bewegungsbetrag fiel jedoch viel geringer aus, als es aufgrund der Bergwasserspiegel-Höhe zu vermuten gewesen wäre.

Die Kreuzkorrelation der monatlichen Niederschlagssummen mit den monatlichen Bergwasserspiegel-Höhen zeigt, dass sich der Niederschlag mit etwa einem Monat Verzögerung auf die Höhe des Bergwasserspiegels auswirkt

(ausgewertete Messreihen von Pegel 1, 2, 3b, 8, 13, 14, 15 und Egg 2). Der stärkste Zusammenhang ist bei den Pegeln 3b ($r_k = 0,361$) und P 15 ($r_k = 0,339$) festzustellen (zur Lage der Messstellen, siehe Abb. 13).

Der Zusammenhang zwischen längerfristigen Niederschlagssummen und der Hangbewegung wurde – in Anlehnung an die Auswertungen von Kronfellner-Kraus – für 10- bis 14-monatige Niederschlagssummen und die jährlichen Verschiebungssummen untersucht. Dabei wurde nicht nur die Anzahl der Niederschlagsmonate variiert, sondern auch der Zeitraum. Sinnvoll erscheint danach vor allem der Zeitraum ab November des Vorjahres bis in das Beobachtungsjahr hinein. Der stärkste und auf dem 5 %-Niveau statistisch signifikante lineare Zusammenhang – mit einem Pearson'schen Korrelationskoeffizienten von 0,54 – ließ sich zwischen der 12-monatigen Niederschlagssumme ab November des Vorjahres bis Oktober des Beobachtungsjahres und der Verschiebung im Beobachtungsjahr berechnen.

Die Wirkung von Starkniederschlägen, die gleichzeitig mit der Schneeschmelze ein Vielfaches der durch-

schnittlichen Niederschlagshöhen erbringen, ist besonders kritisch, wie der große Bewegungsbetrag von mehr als 3,5 m im Jahre 1975 an der Talzuschubstirn belegt (WEIDNER, 2000). Die extrem großen Bewegungsraten im Frühjahr bis Sommer 1975 sind sicher zum Großteil auf die starken Schneefälle von 28.–31. März mit ca. 76 mm Wasseräquivalent (WÄQ) und auf die daran anschließenden weiteren Schnee- und Regenfälle von 3.–7. April mit ca. 160 mm WÄQ zurückzuführen (Abb. 34).

Die Abhängigkeit der Deformation von den Bergwasserspiegel-Schwankungen

Die zeitlichen Zusammenhänge zwischen den Bergwasserspiegel-Schwankungen und der Deformation wurden mittels Kreuzkorrelation untersucht (Tab. 11). Dabei wurde sowohl die zeitliche Abhängigkeit der Deformation von den Bergwasserspiegel-Änderungen (Wochenwerte) als auch die Abhängigkeit der Deformation vom Auftreten des Bergwasserspiegel-Maximums ermittelt. Methodisch entspricht diese Auswertung der Kreuzkorrelation der Bergwasserspiegel-Ganglinien untereinander. Anstelle einer zweiten Ganglinie wurde hier jedoch die Verschiebungsrate an Extensometer 1 (Wochenwerte) eingesetzt.

Entsprechend den zeitlichen Unterschieden im Verlauf des Bergwasserspiegels ergeben sich zeitliche Unterschiede zwischen der maximalen Geschwindigkeit der Hangbewegung und den maximalen Bergwasserspiegel-Änderungen (Anstieg bzw. Abfallen des BWS). Interessant ist auch der zeitliche Abstand zwischen der maximalen Geschwindigkeit der Hangbewegung und dem Bergwasserspiegel-Maximum. Nach Tab. 11 liegen die größten Bergwasserspiegel-Änderungen 4 bis 12 Wochen vor den maximalen Verschiebungsraten an der Talzuschubstirn, die Bergwasser-Maxima dagegen 0 bis 4 Wochen. Die Korrelationskoeffizienten sind insgesamt trotz augenfälliger Übereinstimmungen im zeitlichen Verlauf von Hangbewegung und Bergwasserspiegel (Abb. 35) relativ gering. Der beste Zusammenhang kann zwischen der Hangbewegung und dem Bergwasserspiegel in M 3b festgestellt werden (WEIDNER et al., 1998).

Die aktiven Maßnahmen nach der Katastrophe 1966

Die Maßnahmen in den 1960er und 1970er Jahren

Aufgrund der Beschädigung bzw. Zerstörung von 15 Häusern der Ortschaft Putschall wurde schon 1967 mit der Umsetzung eines umfangreichen Verbauungskonzeptes begonnen. Dieses umfasste insgesamt 24 armierte Betongrundschnellen, um die Grabensohle zu heben und weitere Unterschneidungsprozesse zu unterbinden. Gleichzeitig mit den Verbauungsmaßnahmen wurde ein ausgedehntes Messprogramm in die Wege geleitet. Aus organisatorischen Gründen und der gebotenen Dringlichkeit musste vor dem Beginn der Baumaßnahmen auf die genaue Kenntnis des Bewegungsablaufes verzichtet werden.

Aufgrund der Bewegungsraten von 88 cm im Jahr 1972 und von 350 cm im Jahr 1975 kam es zu einem starken Gebirgsdruck auf die Sperren. Dieser bewirkte, dass

- ein Verschieben der armierten Sperren und eine Hebung in Meterdimensionen stattfand,



Abb. 36.
Deutliche Spaltenbildung der Sperrenabstaffelung.
Aufnahme Anfang der 1980er Jahre.

- in Folge ein Abscheren an den Arbeitsfugen geschah,
- eine komplette Zerstörung bis in einzelne Blöcke zu beobachten war,
- größere Bewegungsraten zur Rissbildung und in relativ kurzer Zeit zur völligen Zerstörung der Sperren führten.

Bei Talzuschüben können sich demnach unter bestimmten meteorologischen Bedingungen sehr große Bewegungsraten einstellen, die mit einer bautechnisch ungünstigen Hebung verknüpft sein können (Abb. 36 und 37).

Folgerungen – neues Verbauungskonzept

Die Untersuchungen des Talzuschubes am Gradenbach zeigen, dass erst eine längere Analyse des Bewegungsablaufes die Möglichkeiten einer nachhaltigen Verbauungsstrategie eröffnet. Aufgrund der seit 1967 gemachten Erfahrungen wurde Ende der 1990er Jahre mit einem völlig neuen Sanierungskonzept begonnen. Anstatt von starren Betonquerwerken wurden Dämme aus miteinander durch Stahlseile verbundene Steinbrocken errichtet (Abb. 38). Diese Verbauungen sollen durch die gegeneinander verschiebbaren Steinwürfe dem vorherrschenden Gebirgsdruck deutlich länger standhalten als konventionelle Querwerke.

Folgende weitere aktive Maßnahmen wurden am Gradenbach vollständig oder teilweise verwirklicht, um das Risiko durch den Talzuschub und dessen Auswirkungen zu minimieren:

- Fassung und kontrollierte Entwässerung von Quellen



Abb. 37.
Völlige Zerstörung der Sperrenabstaffelung.
Aufnahme Anfang der 1980er Jahre.

- Verbauung des Berchtoldgrabens an Versickerungsstellen
- Anhebung der Bachsohle durch Aufschotterung
- Asphaltieren der Straße zur kontrollierten Entwässerung von einem Prozent der Talzuschubsfläche
- Aufforstung des oberen Talzuschubsbereichs (biologische Entwässerung).

Als Beispiel für ein sehr umfangreiches Sanierungskonzept einer alpinen Großhangbewegung muss der Talzuschub Campo Vallemaggia/Tessin angesehen werden. In den 1990er Jahren wurde neben einem ca. 1,8 km langen Drainagestollen im Anstehenden ein ebenso langer Umleitungstollen der Rovana errichtet, um die Unterschneidungstendenz bei extremen Niederschlagsereignissen auszuschalten. Als Bemessungsdurchfluss wurden $300 \text{ m}^3/\text{s}$ gewählt, was etwa einem 200-jährlichen Hochwasser entspricht (LOMBARDI, 1996; BONZANIGO et al., 2007).

Diskussion der Kinematik hinsichtlich Bewegungsmechanismus und Gleitkörpergeometrie

Von besonderem Interesse bei der Klärung des Bewegungsmechanismus und der Gleitkörpergeometrie tief greifender Hangdeformationen sind folgende Punkte:

- Findet kontinuierliche Deformation statt oder nicht?
- Handelt es sich um stationäre oder instationäre Bewegungen?
- Liegt eine Gleitzone oder liegen mehrere Gleitzonen vor?
- Ist eine vorhandene Gleitzone durchgehend entwickelt oder nicht?
- Findet die Bewegung auf translations- oder auf rotationsförmigen Gleitbahnen statt?
- In welcher Tiefenlage befinden sich die Gleitzonen?
- Gibt es Unterschiede in verschiedenen Bereichen der instabilen Hangflanke?
- Kann es zum Progressiven Bruch kommen?

Bewegungsmechanismus

Es hat nicht an Versuchen gefehlt, für die Klärung des Mechanismus der tief greifenden Hangdeformationen („kontinuierliches Massenkriechen in Fels“ bzw. „Tiefkriechen“) rheologische Modelle heranzuziehen (z.B. TER-STEPANIAN, 1966; ZISCHINSKY, 1969a, b; BRÜCKL & SCHEIDEGGER, 1972 und ZIEGLER, 1982) oder die gemessenen Zeit-Deformations-Beziehungen mit denen des primären, sekundären und tertiären Kriechens von Gesteinen im Labor zu vergleichen. Die geologisch-geotechnischen und morphologischen Geländebefunde weisen jedoch darauf hin, dass sowohl am Gradenbach als auch bei den meisten anderen tief greifenden Hangdeformationen keine kontinuierliche Deformation im Sinne von HAEFELI (1967a, b) erfolgt. Bei einer solchen Deformation nimmt der Verschiebungsbetrag von der tiefsten Begrenzungslinie ausgehend bis zur Geländeoberfläche hin gleichmäßig zu. Dieser Deformationstyp wäre z.B. charakteristisch für überkonsolidierte Tone in einer Phase vor einem Bruch bzw. vor der Entstehung einer Gleitfläche. Dass dies für Fels nicht zutrifft, ist besonders auf die stoffliche Inhomogenität und die verschiedene effektive Teilbeweglichkeit der Kluffkörper zurückzuführen. Die in den mittleren bis oberen Bereichen gemessenen großen Bewegungsraten unterstreichen die Hypothese, dass es sich weniger um Kriechvorgänge im mechanischen Sinne als vielmehr um Gleitvorgänge oder eine Kombination von Kriech- und Gleitvorgängen (diskontinuierliches Gleiten) handelt. Durch die fortschreitende, langsame Deformation entstanden nach FOLLACI (1987), zi-

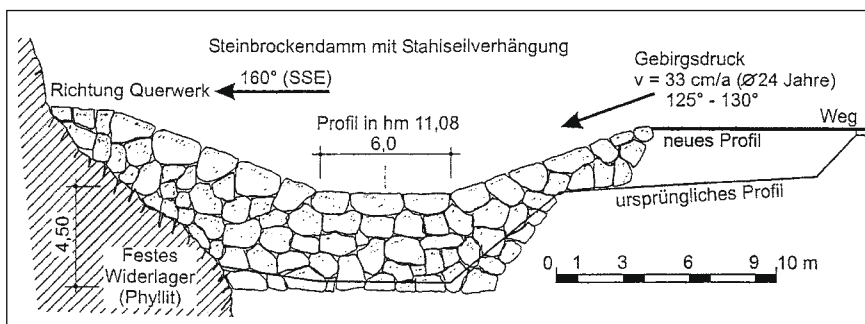


Abb. 38.
Zur Aufnahme des Gebirgsdruckes deformierbarer Steinbrockendamm mit Stahlseilverhängung in der ehemaligen Sperrenabstaffelung.

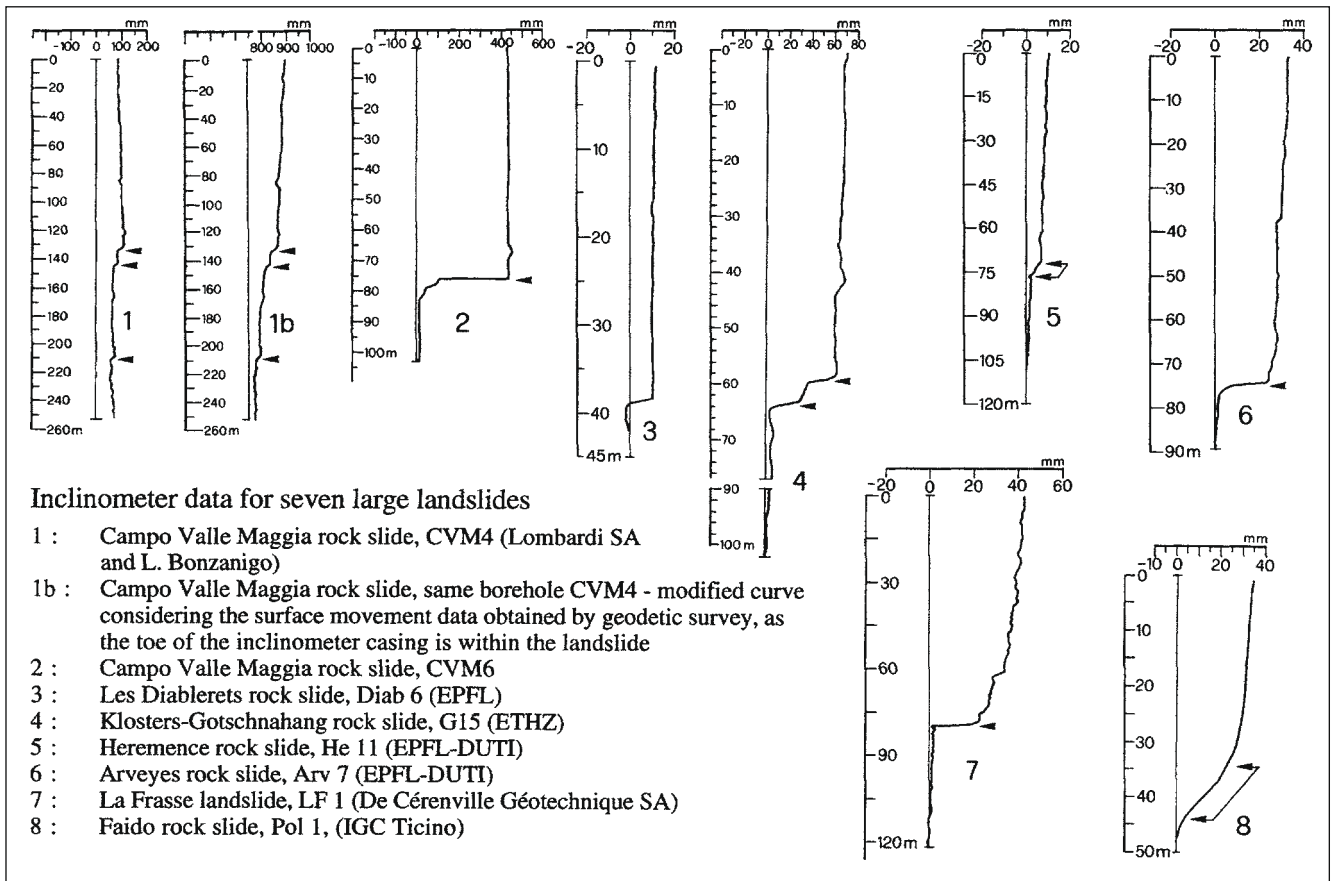


Abb. 39. Ergebnisse von Inklinometermessungen an sieben tiefgreifenden Hangdeformationen (aus NOVERRAZ, 1996).

tiert in LEROUEIL et al. (1996), beim Beispiel La Clapière mit der Zeit Schwächezonen im Fels, die dann für die Entwicklung einer Bruchfläche benutzt wurden.

Die Kurzintervallmessungen haben gezeigt, dass über die Zeit kein stationärer und damit zeitlich konstanter Kriechvorgang vorliegt, sondern dass der Hang einer regressiv-zyklischen Bewegung unterworfen ist. Ein solches Verhalten wurde z.B. auch von MANDŽIĆ (1988) für eine hohe Tagebauböschung an der Mine „Smreka“ (Ex-Jugoslawien) beschrieben. Regressiv-zyklische Systeme zeichnen sich durch eine wiederholte Zu- und Abnahme der Deformationsrate über die Zeit aus. Dieser Vorgang steht aufgrund der Untersuchungsergebnisse eindeutig in Zusammenhang mit externen Faktoren. Der Bewegungsprozess kann demnach als eine langsame, unetstige Formänderung bei wechselndem Spannungsniveau angesehen werden. Die regressiv-zyklischen Phasen werden sich periodisch wiederholen, solange ein kritisches Spannungsniveau nicht überschritten wird. Nach Erreichen und Überschreitung eines solchen – für die oben aufgeführten Fallbeispiele bisher nicht bekannten – Spannungsniveaus durch externe Faktoren erfolgt in der daran anschließenden progressiven Phase eine beschleunigte Zunahme der Verschiebung bis zum vollständigen Versagen des Hanges.

Gleitkörpergeometrie

Die Gleitkörpergeometrie kann durch die Art und die Tiefenlage von Bewegungszonen sowie deren Ausstrichlinien an der Geländeoberfläche charakterisiert werden. Hinsichtlich der Lage und der Beschaffenheit der Be-

wegungszonen als Kriech- oder Gleitzonen bzw. Gleitflächen liegt bei einem Großteil der überwiegend flachgründigen Rutschungen ein gut fundiertes Wissen vor. Im Gegensatz zu den Rutschungen, die oft eine sichtbare Gleitfläche entblößen oder deren Gleitfläche durch Bohrungen aufgeschlossen wurde, kann bei einer tiefgreifenden Hangdeformation meistens nur im Kopfbereich, entlang von Abrisskanten, das Ausstreichen einer oder mehrerer, meist steil einfallender Bewegungsbahnen beobachtet werden. Alles andere entzieht sich der direkten Beobachtung. Deshalb waren einerseits bisher fast alle Untersuchungen zur Gleitkörpergeometrie ausschließlich theoretischer Natur (TER-STEPANIAN, 1966, 1974; HUTCHINSON, 1988). Andererseits wurden aufgrund sehr allgemeiner geologischer Untersuchungen prinzipielle geometrische Modelle abgeleitet (MAHR & BALIAK, 1973; MAHR, 1977).

Die Ergebnisse der teilweise sehr intensiven geotechnischen Untersuchungen tief greifender Hangdeformationen zwischen 1980 und 2000 erbrachten aufschlussreiche Erkenntnisse zur Klärung offener Fragen. NOVERRAZ (1996) berichtet zusammenfassend über die 20-jährigen Untersuchungsergebnisse an 18 instabilen Hangflanken in der Schweiz. Danach sind bei allen Objekten – bis auf drei Ausnahmen (Sedrun sowie Hérérence und Bettmeralp-Fiesch aus dem Kanton Wallis) – eine oder bis zu vier hauptsächlich, eng beieinander liegende Gleitbahnen entwickelt. Die Inklinometermessungen in 7 instabilen Hangflanken bis in eine Tiefe von bis zu 263 m belegen dies sehr anschaulich (Abb. 39). Das oberhalb existierender Gleitbahnen

Nr.	Kurzbezeichnung	Abs. Höhenl. von...bis m Sh	Höhendifferenz m	Länge m	Breite m	Fläche 10 ⁶ m ²	Tiefe ^{A)} m	Volumen 10 ⁶ m ³	Anmerkung
1	Gradenbach ^{B)}	1100...2260	1160	h 2000 r 2350	max 1000 mit 900	2	max >140 mit 80...100	160	Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 80 m
2	Lugnez	800...2060	1260	h 4700 r 4870	max 8500 mit 8000	30...40	max 130 mit 100	3800	Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 100 m
3	Schuders	800...1420	620	h 1020 r 1180	max 1000 mit 700	0,7...1,1	max 30 mit 10...16	7	Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 10 m
4	Heinzenberg	800...2200	1400	h 6250 r 6500	max 10000 mit 5000	45	max 200...300 mit 100	400	Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 100 m
5	Campo	1000...2100	1100	h 2300 r 2550	max 1400 mit 960	2,6	max 250 min 80 mit 165	200	Tiefe von 165 m durch zwei Bohrungen im Höhenniveau von Campo belegt; max 250 m nach NOVERRAZ (1996)
6	La Clapière	1100...1700	600	r 1150 h 1000	max 1000 mit 800	1	max 300...400 mit 100	50	Tiefe von 300...400 m aus Profil; 100 m aus Rückrechnung von Volumen- und Flächenangabe
7	La Frasse	850...1400	550	h 2000 r 2070	1000	1	max 114 min 40 mit 80...100	60...100	max Tiefe durch Bohrung belegt; mittlere Tiefe und Volumen laut Literatur
8	Sedrun	1670...2460	790	h 1500	700...1000	1,5	100...300	300	Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 200 m
9	Rosone-Bertodasco-Sektor	750...1830	1080	h 2430 r 2660	max 600 mit 500	1,3	max 73 mit 30...50	60	Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 40 m
10	Bonvillard	800...2500	1620	h 3450 r 3800	1500... 2500	4,3	max >300 mit 50...100	550	Tiefgang mit Bohrungen und Seismik belegt; V geschätzt aus mittlerer Tiefe von 75 m
11	Gepatsch-Hochmaiß	1660...2330	670	h 980 r 1200	max 1050 mit 600	0,2	max >135 mit 80	27...47	Volumen laut Literatur 27 • 10 ⁶ m ³ ; nach eigenen Daten: V = 47 • 10 ⁶ m ³ (geschätzt aus mittlerer Tiefe von 80 m)
12	Gepatsch-Klasgarten	1660...2330	670	h 960 r 1170	max 660 mit 500	0,6	max >105 60...80	42	max Tiefe aus Inklinometerbohrung; Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 70 m
13	Königsleiten	1350...2000	650	h 1370 r 1520	2100	3	100...130	300	Tiefe an Talzuschnitt mit Bohrungen belegt; Volumen laut Literatur; Fläche und Breite aus Rückrechnung geschätzt
14	Reppwand-Oselitzenbach	800...1400	600	h 1750 r 2100	1000...1500	2	max 100 mit 50...80	140	Tiefe geschätzt aus Seismik und Bohrungen am Fuß; Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 70 m; Tiefe in Profil von KAHLER & PREY (1963) >300 m
15	Wasserradkopf	1890...2325	435	h 930 r 1030	500	0,5	max 200 mit 100	45	Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 100 m
16	Mödrtschbach	1180...1640	460	h 690 r 760	1000	0,5	max 100 mit 60...80	35	Tiefe aus Profilen geschätzt; Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 70 m
17	Lesacher Riegel	1500...2610	1110	h 1800 r 2060	max 1400 mit 600	1,2	max 120 mit 60...80	84	Tiefe aus Seismik; Volumen geschätzt aus Breite und mittlerer Tiefe von 70 m; Volumen nach BRÜCKL & BRÜCKL (2006) 63 • 10 ⁶ m ³

Tabelle 12.

Absolute Höhenlage, Höhendifferenz, Länge, Breite, Fläche, Tiefgang und Volumen der Fallbeispiele.

h: horizontal; r: räumlich (meistens aus horizontaler Länge und Höhe berechnet); V: Volumen; mit: mittlerer Wert; max: maximal; min: minimal.

^{A)} Tiefe im senkrechten Schnitt (scheinbare Mächtigkeit).

^{B)} nur der „aktive“ Talzuschnitt.

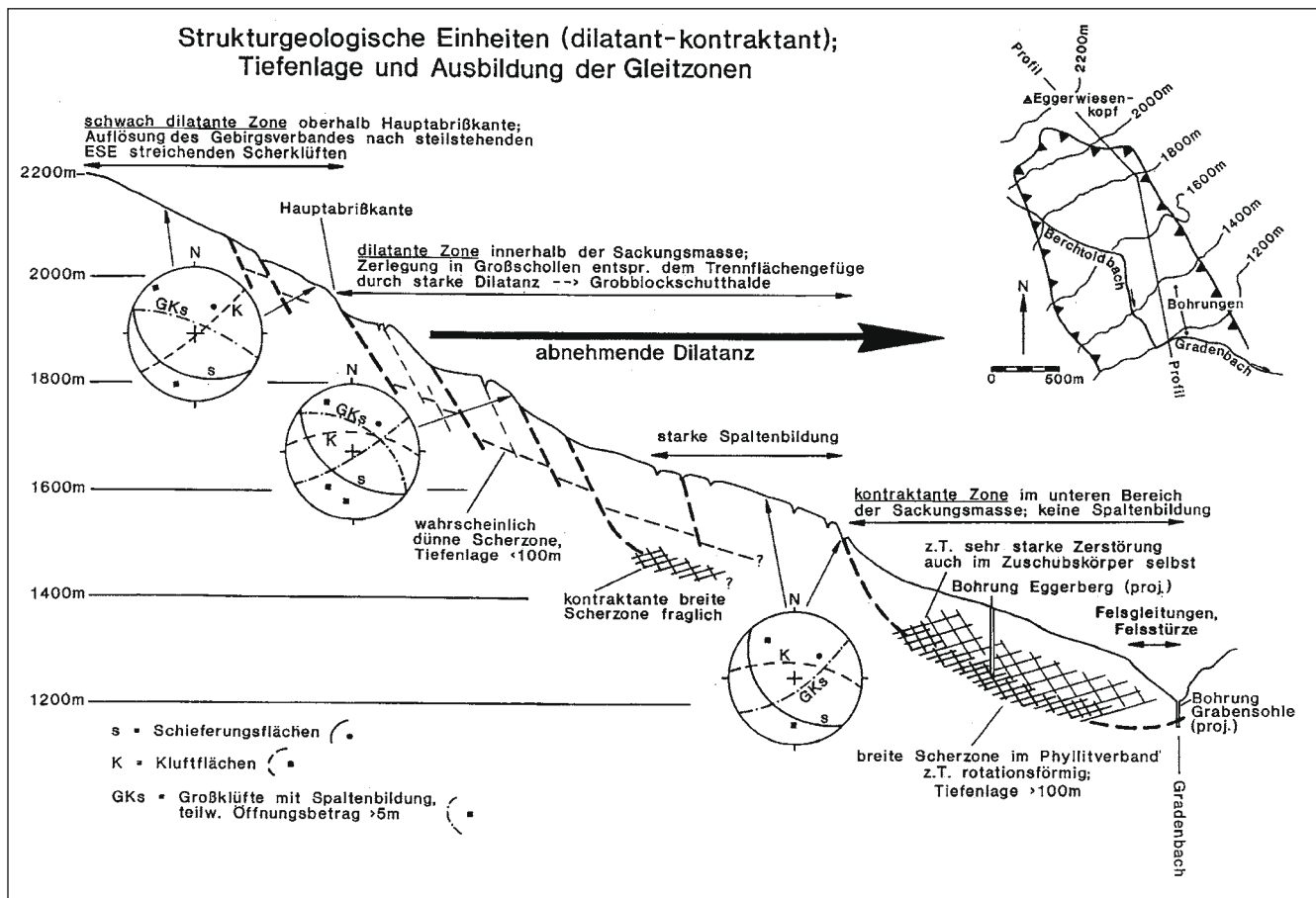


Abb. 40.
Strukturgeologische Einheiten (dilatant – kontraktant).
Tiefenlage und Ausbildung der Gleitzonen.

befindliche Gebirge bewegt sich danach mehr oder weniger „en bloc“.

Bei nahezu allen von Noverraz aufgelisteten Beispielen liegen diese als durchgehend erachteten Gleitbahnen tiefer als 100 bis 400 m unter der Geländeoberfläche. Für zwei der Hangdeformationen (Arveyes und Diablerets, beide im Kanton Wallis) wird eine – durch die Untersuchungen belegte – tiefste Gleitfläche von 40 bis 80 m angegeben. Auch die instabile Hangflanke des Orco-Piantonetto (Rosone-Bertodasco-Sektor, Nr. 9: Die hier angegebenen Nummern beziehen sich auf die in Tab. 12 aufgelisteten Fallbeispiele) zeigt im Wesentlichen eine langsame Bewegung auf mehreren, teilweise ineinander übergehenden und in 30 bis 70 m unter dem Geländeniveau liegenden Gleitflächen (BARLA & CHIRIOTTI, 1995; INTERREG 1, 1996). In nur einem Beispiel (Faido, Tessin) ist dagegen auf Talniveau eine etwa 9 m mächtige Kriechzone in 32 bis 43 m unter Talniveau entwickelt (siehe Abb. 39; nicht in Tab. 12 enthalten). Die Tiefenlage der Gleitbahn im Hang selbst wird dagegen mit 250 m unter der Geländeoberfläche beziffert. In einer weiteren 100 bis 300 m tief reichenden Hangdeformation (Sedrun, Nr. 8 in Tab. 12) ist nur ein tief greifendes Kippen der Gneise und kristallinen Schiefer, ohne Entwicklung einer Gleitbahn, der Grund für die geodätisch und photogrammetrisch gemessenen Bewegungen an der Erdoberfläche (BONNARD et al., 1996; AMANN et al., 2006).

Tab. 12 enthält eine Zusammenstellung wichtiger geometrischer Daten der Fallbeispiele (absolute Höhenlage,

Höhendifferenz, Länge, Breite, Fläche, Tiefgang und Volumen). Die Oberflächengeometrie lässt sich noch vergleichsweise gut aus Plänen und Profilen entnehmen, wogegen die Tiefenerstreckung sehr häufig nur abgeschätzt werden kann. Die Angaben über das Volumen sind deshalb mit großen Unsicherheiten in der Größenordnung von mehreren Zehntausend bis zu einigen Millionen Kubikmetern behaftet.

Der Tiefgang der Fallbeispiele variiert zwischen minimal 30 m (Rosone-Bertodasco-Sektor) und maximal 400 m (La Clapière; INTERREG 1, 1996). Schuders stellt mit einer mittleren Tiefe von 10 bis 16 m eine Ausnahme dar, weshalb es sich bei diesem Beispiel wahrscheinlich nicht um eine tief greifende Hangdeformation, sondern um eine überwiegend flachgründige Felsgleitung (Schieferutschung) handelt. Aus den Aufschlüssen und Bohrungen sowie den veröffentlichten Profilen der zahlreichen Hangdeformationen resultiert ein mittlerer Tiefgang von etwa 60 bis 100 m.

Da beim Gradenbach keine der abgeteufte Bohrungen eine Gleitfläche durchörterte, liegen bis dato nur Hypothesen zur Tiefenlage und zur Beschaffenheit der Gleitzonen vor.

Nach den Auswertungen der geodätischen Messungen vertritt KRONFELLNER-KRAUS (1978a, b, 1980) die Existenz einer von der Hauptabtrißkante bis zum Fuß des Talzuschubes durchgehenden, tief liegenden Begrenzung der bewegten Masse.

Die Bewegung erfolgt überwiegend translationsförmig und nur untergeordnet rotationsförmig. Ein wichtiges Kriterium für diese Interpretation ist die Neigung der Bewegungsvektoren an der Erdoberfläche, die in etwa die Neigung der vermuteten oder bekannten Gleitfläche am Schnittpunkt von Bewegungsvektor-Normale und Gleitfläche widerspiegelt. Die vermutete Tiefe der bewegten Masse beträgt 100 m im oberen Bereich und bis zu 180 m im unteren Bereich. Diese Variante entspricht weitgehend auch den Vorstellungen von NOVERRAZ (1996) für die Beispiele aus der Schweiz. Noverraz vertritt zudem die Auffassung, dass eine Bewegung auf einer tief liegenden Gleitfläche angenommen werden kann, wenn das Einfallen des Bewegungsvektors im oberen Teil steiler und im unteren Teil flacher ist als das Gelände.

Eine derartige, über mehr als 1000 Höhenmeter durchhaltende Gleitfläche dürfte jedoch aufgrund der heterogenen Gebirgsbeschaffenheit am Gradenbach nicht existent sein. Wahrscheinlicher ist wegen der unterschiedlich großen Teilbeweglichkeit der Phyllite eine Bewegung von mehreren Teil- bzw. Großschollen (MOSER & GLUMAC, 1983), die im oberen Teil treppenartig absitzen und im unteren Teil möglicherweise rotationsförmigen Charakter haben (Abb. 40). Darauf weisen zumindest auch die morphologischen Verhältnisse hin. Aufgrund der vorherrschenden Zugspannungen im oberen Teil und dem steilen Einfallen der Vektoren lässt sich ableiten, dass unterhalb der Hauptabbrisskante die Bewegung translatorisch auf relativ steil stehenden Gleitflächen erfolgt. Die hohen Druckspannungen und Bewegungen im unteren Teil führen dagegen zur sehr starken mechanischen Zerstörung der Phyllite. Dies begünstigt unterhalb etwa 1400 m Sh die Entstehung einer mächtigen, tief liegenden Scherzone, die innerhalb der Bachsohle endet (im Bereich der Bachsohle werden die Horizontalverschiebungen durch Hebungen kompensiert; MOSER, 1994). Nach den strukturgeologischen Befunden und den geotechnischen Messungen vollziehen sich die kinematischen Prozesse wahrscheinlich auf vorwiegend planaren Gleitzonen, vorgegeben durch das Trennflächengefüge (z.B. oberhalb der Hauptabbrisskante und im mittleren Teil), aber auch z.T. auf quasi-rotationsförmigen Gleitzonen, vor allem an der Talzuschubsstirn.

BRÜCKL (1984) und BRÜCKL & BRÜCKL (2006) schließen nach den Ergebnissen der Refraktionsseismik auf eine Mächtigkeit der bewegten Masse von allgemein 100 m. Jedoch ist im unteren Teil des Längsprofils und im Südwestteil des unteren Querprofils auch eine Mächtigkeit von 160 bis 170 m möglich. Die 1978 durchgeführten Inklino-metermessungen in Bohrung Egg 2 (zur Lage siehe Abb. 13) zeigen nach BRÜCKL (1984) eine Bewegung bis in eine Teufe von mindestens 125 m an. In dieser Bohrung wurde bis zur Endteufe von 129 m keine Gleitfläche durchörtet. Einen weiteren wichtigen Hinweis zur Tiefenlage der Hauptbewegungsbahnen liefern auch die elf bis zu 50 m tiefen Pegel, die nach mehr als 20 Jahren noch intakt sind. Bewegungszonen, in denen Jahresbewegungsraten von mehr als 10 cm/a stattfinden, müssen deshalb noch tiefer liegen.

Zumindest im Bereich der Bachsohle lässt sich die Tiefenlage der Bewegungszone sehr genau angeben. In der Bohrung Gradenbach wurden nach KRONFELLNER-KRAUS (1980) in 28 bis 33 m Teufe Moränenreste erbohrt, die vom Phyllitverband überfahren worden sein müssen und den Bewegungshorizont somit eindeutig markieren. Auch STI-

NI (1952) berichtet über eine derartige Entdeckung im heutigen Bereich des Staudamms Durlaßboden, wo in einer Bohrung unter den zerrütteten Felsmassen des Talzuschubes in etwas mehr als 100 m Teufe noch Moräne angefahren wurde. Die Tiefenlage der Gleitzone von etwa 32 bis 43 m unter Geländeniveau im Talbereich des Beispiels „Rockslide Faido“ von NOVERRAZ (1996) (siehe Abb. 39), kommt der Tiefenlage der Gleitzone im Niveau der Bachsohle des Gradenbachs sehr nahe. Die Mächtigkeit der Kriechzone bei Faido von mindestens 11 m entspricht klar einer breiten Deformationszone im unteren Bereich einer instabilen Hangflanke.

Progressiver Bruch

Die Frage nach der möglichen Entstehung eines (Progressiven) Bruches von Teilbereichen, besonders des Hangfußes, oder sogar des gesamten Talflanke lässt sich pauschal nicht beantworten. Bei den Deformationen, die sich auf durchhaltenden Trennflächen wie Schieferung oder Schichtung vollziehen, wäre prinzipiell ein plötzliches Versagen wahrscheinlicher als bei solchen, die eine schräg zum Einfallen der Trennflächen gerichtete Bewegung aufweisen. Ein weiteres Kriterium sind die externen Faktoren. Dazu wären detaillierte Kenntnisse über die künftige Entwicklung der Niederschläge notwendig. Da es sich beim Wetter aber um ein chaotisches System handelt, und eine einigermaßen sichere Prognose – auch für die Niederschläge – mit heute verfügbaren Mitteln nur für drei bis vier Tage im voraus möglich ist, werden auch Prognosen einer künftigen Hangbewegung nur für kurze Zeiträume zutreffen. Der Ort und der Zeitpunkt der Entstehung von Gewitterzellen, aus denen extreme Niederschläge hervorgehen können, werden im Ernstfall erst dann bekannt sein, wenn es bereits zu spät ist.

Unter Verwendung der bekannten Zusammenhänge zwischen der Hangbewegung und den externen Faktoren lassen sich für den Talzuschub Gradenbach mögliche Extremsituationen in Worst-case-Szenarien darstellen.

Ein solches Szenario lässt sich ausgehend vom Extremereignis von 1975 am Gradenbach entwickeln:

Es kann eine plötzliche Mobilisierung und das Abrutschen des gesamten unteren Bereiches des Talzuschubes nicht ausgeschlossen werden, wenn die extremen Schneehöhen wie im Winter 1917 und die heftigen Regenfälle in der Zeit der Schneeschmelze wie im Jahre 1975 zusammentreffen. Aufgrund der daraufhin versperrten „Schluchtstrecke“ kommt es zur Aufstauung des Gradenbaches. Die maximale Monatsabflussfracht vom Juni 1991 (Periode 1991 bis 1996) von ca. $9700 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ wird möglicherweise um mehr als das Zwanzigfache übertroffen. Der entstehende Stausee hat sich bis zum Jahresende auf ein Volumen von mehreren hundert Millionen Kubikmetern vergrößert. Im darauffolgenden Sommer kommt es nach der Schneeschmelze möglicherweise zu einem Durchbruch. Die schweren Verwüstungen werden nicht nur auf die nahegelegenen Ortschaften Putschall und Döllach beschränkt bleiben, sondern noch bei Winklern Spuren hinterlassen. Selbst wenn es nur zu einer Verschiebung von mehreren Metern kommt, ohne dass der gesamte Bereich mobilisiert wird, ist zumindest in der Folgezeit das Risiko eines Murgangs anlässlich eines heftigen Gewitterregens oder nach der nächsten Schneeschmelze sehr groß.

Dass scheinbar sichere Prognosen nicht zutreffen müssen, zeigt das Fallbeispiel La Clapière. Es wurde ein Versagen des ganzen Hanges befürchtet, als zwischen 1952 und 1987 die Bewegungsraten progressiv zunahmen. Erstaunlicherweise führten die Bewegungen zu so starken Auflockerungen, dass die dadurch entstandenen Wasserwegsamkeiten die treibenden Kräfte reduzierten. Es kam dadurch nicht zum prognostizierten Bruch.

Numerische Modellierung

Aufbauend auf den ingenieurgeologisch-geotechnischen Aufnahmen wurde eine zweidimensionale Simulation des Talzuges durchgeföhrt (MEIER, 2009). Für die Modellierung wurde ein rheologisches Kriechmodell angewendet und der Talzuges in zwei Teilrutschmassen unterteilt. Um den Einfluss des Bergwasserspiegels auf das Bewe-

gungsverhalten zu berücksichtigen, wurden die Parameter der in Bewegung befindlichen Rutschmassen an den Wasserstand des Pegels 3b gekoppelt (zur Lage von Pegel 3, siehe Abb. 13). Eine Modelloptimierung erfolgte für den Zeitraum 1984 bis 1986 mittels der Daten der geodätischen Vermessungspunkte 11 im Unteren Bereich und 26 im Bereich PGZ C-D (zur Lage der Punkte, siehe Abb. 19). Es wurden mehrere mathematische Optimierungsverfahren angewendet, um das Modell an die realen Verhältnisse anzunähern.

Dank

Unser Dank gilt dem Forsttechnischen Dienst für Wildbach- und Lawinerverbauung, Gebietsbauleitung Oberes Drautal und Mölltal für die Überlassung von Unterlagen und die finanzielle Unterstützung.

Literatur

AMANN, F., DONATSCH, G., BONANOMI, Y. & MOSER, M. (2006): Kinematik und Bewegungsmechanismus der tiefgründigen Instabilität Cuolm Da Vi (Graubünden, Schweiz). – Bull. angew. Geol., **11/2**, 117-131.

AMPFERER, O. (1940): Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreibungen. – Sitzber. Akad. Wiss., Mathem.-naturwiss. Kl., Abt. 1, **149/1+2**, 51–70, Wien.

BARLA, G. & CHIRIOTTI, E. (1995): Insights into the Behaviour of the Large Deep-Seated Gravitational Slope Deformation of Rosone, in the Piemont Region (Italy). – Felsbau, **13/ 6**, 425–432, Salzburg.

BECK-MANNAGETTA, P. & MATURA, A. (1980): Geologische Karte von Österreich 1:1.500.000. – Geol. B.-A., Wien.

BONNARD, C., NOVERRAZ, F. & DUPRAZ, H. (1996): Long-term movements of stabilized versants and climatic changes in the Swiss Alps. – In: SENNESET, K. (Ed): Proc. 7th Int. Symp. on Landslides, **3**, 1525–1530, Rotterdam (Balkema).

BONZANIGO, L. (1988): Etude des mecanismes d' un grand glissement en terrain cristallin: Campo Vallemaggia. – In: BONNARD, C. (Ed): Proc. 5th Int. Symp. on Landslides, **2**, 1313–1316, Rotterdam (Balkema).

BONZANIGO, L., EBERHARDT, E. & LOEW, S. (2007): Long-term investigation of a deep-seated creeping landslide in crystalline rock. Part I. Geological and hydromechanical factors controlling the Campo Vallemaggia. – Canadian Geotech. J., **44/10**, 1181-1199.

BRÜCKL, E. (1984): Bericht über seismische Untersuchungen im Bereich des Talzuges im Gradenbach. – Mitt. Forstl. Bundesvers., **153**, 69–73, Wien.

BRÜCKL, E. & BRÜCKL, J. (2006): Geophysical models of the Lesachriegel and Gradenbach deep-seated mass-movements (Schober range, Austria). – Engineering Geology, **83**, 254-272.

BRÜCKL, E. & SCHEIDEGGER, A.E. (1972): The Rheology of Spatially Continuous Mass Creep in Rock. – Rock Mechanics, **4**, 237–250, Wien (Springer).

BRÜCKL, E., BRUNNER, F.K. & KRAUS, K. (2006): Kinematics of a deep-seated landslide derived from photogrammetric, GPS and geophysical data. – Engineering Geology, **88**, 149-159.

CZECH, J. & HUBER, H. (1990): Gesteinskennwerte aus Laborversuchen. – Felsbau **8/3**, 129–133, Essen (Glückauf).

FLIRI, F. (1975): Das Klima der Alpen im Raume von Tirol. – Monographien zur Landeskunde Tirols I, 454 S., Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).

FOLLACI, J.-P. (1987): Les mouvements du versant de la Clapière à Saint-Étienne-de-Tinée (Alpes Maritimes). – Bull. de Liaison du Laboratoire des Ponts et des Chaussées, **150-151**, 39–54, Lausanne.

FOUKAL, P.V. (1996): Die veränderliche Sonne. – In: CRUTZEN, P.J. (Hrsg.): Atmosphäre, Klima, Umwelt. – 2. Aufl., 60-69, Berlin (Spektrum Akad. Verl.).

GAO, J. (1997): Die hydrologischen Verhältnisse im Talzugesgebiet des Gradenbaches und die Anwendbarkeit von Niederschlags-Abflussmodellen für kleine Einzugsgebiete in der Wildbachverbauung. – Unveröff. Diss., Univ. für Bodenkultur Wien, 227 S., Wien.

GAO, J., WEINMEISTER, W. & LANG, E. (1997): Bewertung der Entwässerungsmaßnahmen im Talzuges des Gradenbaches aus hydrologischer Sicht. – Wildbach- und Lawinerverbau, **61/133**, 23–36, Villach (Kreiner Druck).

HAEFELI, R. (1967a): Kriechen und progressiver Bruch im Schnee, Boden, Fels und Eis. – Schweizerische Bauzeitung, **85/1**, 1–9, Zürich (Jegher & Ostertag).

HAEFELI, R. (1967b): Kriechen und progressiver Bruch im Schnee, Boden, Fels und Eis. – Schweizerische Bauzeitung, **85/2**, 21–28, Zürich (Jegher & Ostertag).

HERMANN, S. (1997): Tiefreichende Hangdeformationen im Kristallin der Niederen Tauern. – Unveröff. Diss., Karl-Franzens-Universität Graz, 227 S., Graz.

HÖTZL, H. & MOSER, M. (1992): Application of Tracer Techniques for Hydrogeologic Studies of Mass Movements. – In: HÖTZL, H. & WERNER, A. (Eds): Tracer Hydrology, Proc. 6th Int. Symp. Water Tracing, 357–363, Balkema, Rotterdam.

HUTCHINSON, J.N. (1988): General Report: Morphological and Geotechnical Parameters of Landslides in Relation to Geology and Hydrology. – In: BONNARD, C. (Ed): Proc. 5th Int. Symp. on Landslides, **1**, 3–35, Balkema, Rotterdam.

INTERREG 1 (1996): Risques generes par les grands mouvements de versant. Etude comparative de 4 sites des Alpes franco-italiennes. – Programme INTERREG 1/ Italy – France, 207 S., Grenoble.

- KAHLER, F. & PREY, S. (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen 1:25.000. – Geol. B.-A., 114 S., Wien.
- KIEFER, J. (1983): Geologische und hydrogeologische Untersuchungen im Bereich des Talzuschubes Gradenbach und Mittleren Zopenitzental (Oberes Mölltal/Kärnten). – Unveröff. Dipl. Arbeit, Univ. Karlsruhe, 202 S., Karlsruhe.
- KRONFELLNER-KRAUS, G. (1974): Die Wildbacherosion im allgemeinen und der Talzuschub im besonderen. – In: FORSTLICHE BUNDESVERSUCHSANSTALT (Hrsg.): 100 Jahre Forstl. Bundesversuchsanst. Wien, 309–342, Wien.
- KRONFELLNER-KRAUS, G. (1978a): Newer Contributions of Research in Order to Achieve a Successful Watershed Management. – European Forestry Commission. Working Party on the Management of Mountain Watersheds, XII Session, 19 S., Rome.
- KRONFELLNER-KRAUS, G. (1978b): Geschiebepotential und Verbauungstechnik im Bereich von Talzuschüben. – Mitt. Forstl. Bundesvers., **125**, 58–71, Wien.
- KRONFELLNER-KRAUS, G. (1980): Neue Untersuchungsergebnisse in Wildbächen – Der Talzuschub in Abhängigkeit von Niederschlägen. – Int. Symp. Interpraevent, **1**, 179–192, Bad Ischl.
- KRONFELLNER-KRAUS, G. (1990): Einige aktuelle Probleme und Ergebnisse der Wildbachforschung in Österreich. – Ber. Forstl. Bundesversuchsanst. Wien, **9**, 7–24, Wien.
- LANG, E. & HAGEN, K. (1999): Wildbacheinzugsgebiet Gradenbach. Analyse des Niederschlag- und Abflußgeschehens 1968–1996. – FBVA Berichte, **108**, 109 S., Forstliche Bundesversuchsanstalt, Wien.
- LANGGUTH, H.R. & VOIGT, R. (1980): Hydrogeologische Methoden. – 486 S., Berlin (Springer).
- LEOBACHER, A. & LIEGLER, K. (1998): Langzeitkontrolle von Massenbewegungen der Stauraumhänge des Speichers Durlaßboden. – Felsbau **16/3**, 184–193, Essen (Glückauf).
- LEROUEIL, S., LOCAT, J., VAUNANT, J., PICARELLI, L., LEE, H. & FAURE, R. (1996): Geotechnical Characterization of Slope Movements. – In: SENNESET, K. (Ed): Proc. 7th Int. Symp. on Landslides, **1**, 53–74, Rotterdam (Balkema).
- LOMBARDI, G. (1996): Der Drainagestollen von Campo, Rovana. – Wasser Energie Luft, **88/11-12**, 281–287, Baden.
- MAHR, T. (1977): Deep-Reaching Gravitational Deformations of High Mountain Slopes. – Bull. Int. Ass. Eng. Geol., **16**, 121–127, Krefeld.
- MAHR, T. & BALIAK, M. (1973): Regional Investigation of Slope Deformation in the High Mountain Area of the West Carpathians. – Proc. Xth Congr. CBGA, Sect. V, 169–178, Bratislava.
- MANDŽIĆ, E. (1988): Stability of Unstable Final Slope in Deep Open Iron Mine. – In: BONNARD, C. (Ed): Proc. 5th Int. Symp. on Landslides, **1**, 455–458, Rotterdam (Balkema).
- MAZUR, W. (1982): Geotechnische und Petrographische Untersuchungen am Eggerwiesenkopf/Fleckenkopf – Bereich Talzuschub Gradenbach (Kärnten/Österreich). – Unveröff. Dipl. Arbeit, Univ. Karlsruhe, Karlsruhe.
- MEIER, J. (2009): Parameterbestimmung mittels inverser Verfahren für geotechnische Problemstellungen. – Unveröff. Diss., Bauhaus-Universität Weimar, 284 S., Weimar.
- MOSER, M. (1993): Was wissen wir über Talzuschübe? – Geotechnik Sonderband **9**, Nat. Tagung Ing. Geol., 4–14, Garmisch Partenkirchen.
- MOSER, M. (1994): Geotechnics of large-scale slope movements („Talzuschübe“) in Alpine regions. – 7th Int. IAEG Congress, 1533–1542, Lisboa.
- MOSER, M. & GLUMAC, S. (1982): Zur Kinematik von Talzuschüben, dargestellt am Beispiel des Talzuschubes Gradenbach. – AVN, **89/5**, 174–193, Karlsruhe.
- MOSER, M. & GLUMAC, S. (1983): Geotechnische Untersuchungen zum Massenkriechen in Fels am Beispiel des Talzuschubes Gradenbach. – Verh. Geol. B.-A., **1983**, 209–241, Wien.
- MOSER, M. & KIEFER, J. (1988): Die hydrogeologischen Verhältnisse und ihre Beziehungen zur Kinematik im Bereich der Talzuschubs-masse Gradenbach/ Kärnten. – Steir. Beitr. z. Hydrogeol., **39**, 95–115, Graz.
- MOSER, M. & WEIDNER, S. (1998): Die Auswirkungen von Talzuschüben auf die alpine Umwelt. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **208**, 531–548, Stuttgart (Schweizerbart).
- MÜLLER, L. (1963): Der Felsbau. Bd. I, Theoretischer Teil, Felsbau über Tage 1. Teil. – 624 S., Stuttgart (Enke).
- MÜLLER-SALZBURG, L. (1992): Der Felsbau. Bd. 2, Teil A.: Der Felsbau über Tage, Teil 2, Gründungen, Wasserkraftanlagen (1. Abschn.). – 949 S., Stuttgart (Enke).
- NEUHAUSER, E. & SCHOBER, W. (1970): Das Kriechen der Talhänge und elastische Hebungen beim Speicher Gepatsch. – 2. Kongr. Int. Ges. f. Felsmech., Th. **8**, 447–458, Belgrad.
- NOVERRAZ, F. (1996): Sagging or Deep-Seated Creep: Fiction or Reality? – In: SENNESET, K. (Ed): Proc. 7th Int. Symp. on Landslides, **2**, 821–828, Rotterdam (Balkema).
- PESTAL, G., HEIJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): Erläuterungen zur Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. – Geol. B.-A., 162 S., Wien.
- PÖCHHACKER, H. (1974): Österreichische Tunnelbauweise in sehr stark druckhaftem Gebirge. Theorie und Praxis. – Porr Nachrichten, **57/58**, 5–28, Wien.
- STINY, J. (1942): Talzuschub und Bauwesen. – Bautechnik, **20/9**, 80–81.
- STINI, J. (1952): Neuere Ansichten über „Bodenbewegungen“ und über ihre Beherrschung durch den Ingenieur. – Geol. u. Bauwesen, **19**, 31–54, Wien (Springer).
- STOLL, R. (1981): Geologisch-Petrographische Kartierung im Bereich des unteren Gradentales und geotechnische Charakteristik des Talzuschubs Gradenbach (Kärnten/Österreich). – Unveröff. Dipl. Arbeit, Univ. Karlsruhe, 155 S., Karlsruhe.
- STRITZL, J. (1971): Teilbericht 2, Exkursion Gradenbach. – Int. Symp. Interpraevent, **4**, 278–281, Villach.
- SUDA, F. (1884): Die Wildbäche Kärntens. – 185 S., Wien.
- TENTSCHERT, E. (1998): Das Langzeitverhalten der Sackungshänge im Speicher Gepatsch (Tirol, Österreich). – Felsbau **16/3**, 194–200, Essen (Glückauf).
- TER-STEPANIAN, G. (1966): Types of Depth Creep of Slopes in Rock Masses. – Proc. Congr. Int. Soc. Rock Mech., 1st. (Lisbon, Portugal), **2**, 157–160, Lissabon.
- TER-STEPANIAN, G. (1974): Depth Creep of Slopes. – Bull. Int. Ass. Eng. Geol., **9**, 97–102, Krefeld.
- WEIDNER, S. (2000): Kinematik und Mechanismen tiefgreifender alpiner Hangdeformationen unter besonderer Berücksichtigung der hydrologischen Verhältnisse. – Unveröff. Diss., Friedrich-Alexander- Univ. Erlangen-Nürnberg, 246 S., Erlangen.
- WEIDNER, S., MOSER, M. & LANG, E. (1998): Influence of hydrology on sagging of mountain slopes („Talzuschübe“) – New results of time series analysis. – 8th International IAEG Congress / 8^{ème} Congrès International de AIGI, Rotterdam (Balkema).

ZIEGLER, H.-J. (1982): Die Hangbewegungen im Lugnez, am Heizenberg und bei Schuders, Graubünden. Geologie und Geomechanik. – Unveröff. Diss., Univ. Bern, 106 S., Bern.

ZISCHINSKY, U. (1969a): Über Sackungen. – Rock Mechanics, **1**, 30–52, Wien.

ZISCHINSKY, U. (1969b): Über Bergzerreißung und Talzuschub. – Geol. Rundschau, **58/3**, 974–983, Stuttgart (Enke).

ZOJER, H. & ZÖTL, J. (1975): Hydrogeologische Untersuchungen im Bereich der Großbrutschung des Gradenbachtals bei Döllach/Kärnten. – Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, **27**, 65–84, Graz.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt: 11. Juni 2010, Überarbeitet: 17. Juli 2011, Angenommen: 9. August 2011

**Hommage an Franz Eduard Suess (1867–1941)
 zur 70. Wiederkehr seines Todestages**

BERNHARD HUBMANN¹ & JOHANNES SEIDL²

4 Abbildungen

*Geschichte der Erdwissenschaften
 Grundgebirgsgeologie
 Franz Eduard Suess
 19./20. Jahrhundert
 „Wiener Schule“*

Inhalt

Zusammenfassung	61
Abstract	61
Einleitung	62
Schule und Studium	63
Assistentenzeit und Geologische Reichsanstalt	64
Professur an der Universität Wien	68
Ruhestand und letzte Jahre	72
Würdigung	72
Anhang	73
Kurzbiographien der im Text genannten Erdwissenschaftler	73
Werkeverzeichnis von Franz Eduard Suess	78
Dissertantinnen und Dissertanten von Franz Eduard Suess	82
Literatur	84
Dank	86

Zusammenfassung

Vor 70 Jahren verstarb Franz Eduard Suess (1867–1941), der zwischen 1893 und 1936 über 15 Jahre hindurch an der Geologischen Reichsanstalt, drei Jahre als ao. Professor und 25 Jahre als Ordinarius für Geologie an der Universität Wien tätig war. Während dieser Zeit erlebten die Erdwissenschaften der „Wiener Schule“ einen zweiten Höhepunkt, während die politische Landschaft „Altösterreichs“ unaufhaltsam dem „Untergang des Abendlandes“ zusteuerte.

A Tribute to the Recurrence of the 70th Anniversary of the Death of Franz Eduard Suess (1867–1941)

Abstract

70 years ago Franz Eduard Suess (1867–1941) died. He was active in the years 1893 to 1936, first at the Austrian Monarchy's Geological Survey for 15 years, worked three years as an ao. (= associate) professor and 25 years as a full professor for Geology at the University of Vienna. During this time-span the Earth Sciences of the "Viennese school" experienced a second acme, while in contrast the political landscape of "Old-Austria" headed for "The decline of the West".

1 BERNHARD HUBMANN: Institut für Erdwissenschaften, Universität Graz, Heinrichstraße 26, 8010 Graz, Österreich. bernhard.hubmann@uni-graz.at
 2 JOHANNES SEIDL: Archiv der Universität Wien, Postgasse 9, 1010 Wien, Österreich. johannes.seidl@univie.ac.at

Einleitung

Die Lebensspanne von Franz Eduard Suess (Abb. 1) – geboren am 7. Oktober 1867, verstorben am 25. Jänner 1941 – deckt, bezogen auf die Staatsgeschichte sowie auf die Entwicklung der geologischen Fächer Österreichs, eine sehr wechselvolle Zeit ab:

Zu Franz Eduard Suess' Geburt war die Österreichisch-Ungarische Monarchie infolge des Ausgleichs mit dem Königreich Ungarn gerade vier Monate alt. Um einen Monat älter als die k. u. k. Monarchie war das Ordinariat für Geologie an der Universität Wien, das am 11. Mai desselben Jahres mit Eduard Suess (1831–1914), dem Vater von Franz Eduard, besetzt wurde.

Vereinfacht dargestellt könnte man das Zeitintervall, das man mit der Epoche des *Fin de siècle* gleichsetzen kann, dadurch charakterisieren, dass die erdwissenschaftlichen Institute – vor allem an der Universität Wien – zu international viel beachteten Forschungs- und Lehranstalten heranwuchsen, während die Staatspolitik der Monarchie mit immer stärker werdenden (innenpolitischen) Spannungen zu kämpfen hatte und unaufhörlich ihrem Zerfall zusteuerte.

Als Franz Eduard Suess in den Jahren 1886 bis 1891 an der *Alma Mater Rudolphina* studierte, lehrten in vielen naturwissenschaftlichen Fächern Kapazitäten ersten Ranges. Die erdwissenschaftlichen Institute konnten sich mit ihren Mitgliedern zum einen durch „gediegene und universelle Ausbildung und von Begeisterung getragenes planmäßiges und zielbewußtes Forschen“ (TOLLMANN, 1963: 20), zum anderen durch geschickte Argumentationsstrategien in (Nach-)Besetzungsfragen (SCHÜBL, 2010) entsprechend positionieren, sodass sich eine „Corporate Identity“ entwickelte, die man als „Wiener Schule“ überregional wahrnahm. Unter den bekanntesten Protagonisten an der Universität seien Eduard Suess (Ordinarius seit 1867), Gustav Tschermak (1836–1927; Ordinarius seit 1873), Albrecht Schrauf (1837–1897; Ordinarius seit 1874), Melchior Neumayr (1845–1890; Ordinarius seit 1879), Wilhelm Waagen (1841–1900; Ordinarius seit 1890), Friedrich Becke (1855–1931; Ordinarius seit 1898) und Victor Uhlig (1857–1911; Ordinarius seit 1900, bzw. 1901) genannt. Ebenso wies die Geologische Reichsanstalt, aus deren Verband eine überwiegende Anzahl der zuvor genannten Persönlichkeiten hervorging, unter den Direktoren Guido Stache (1833–1921), Edmund von Mojsisovics (1839–1907) und Emil Tietze (1845–1931), sowie das Naturhistorische Hofmuseum in Wien mit Theodor Fuchs (1842–1925), Franz Wähner (1856–1932), Maria Aristides Brezina (1848–1909) und Friedrich Martin Berwerth (1850–1918) Wissenschaftler mit hervorragender Reputation auf. Zur gleichen Zeit war zudem Albrecht Penck (1858–1945) an der neugeschaffenen Lehrkanzel für Physikalische Geographie (1885) an der Universität und Franz Toula (1845–1920) an der Technischen Hochschule in Wien tätig. Mit der Ausrichtung des 9. Internationalen Geologenkongresses, der im August des Jahres 1903 in Wien stattfand, konnten die Erdwissenschaften der Monarchie ein internationales Zeichen ihrer Tätigkeit setzen und einen Höhepunkt ihrer Leistungen verzeichnen.

Während sich die geologischen Fächer nach knapp vier Dezennien seit ihrer Institutionalisierung auf hohem wissenschaftlichem Niveau befanden, begann unterdessen in der politischen Landschaft Österreich-Ungarns zaghaft ein



Abb. 1.
Fotoportrait von Franz Eduard Suess aus dem Jahr 1904 (Archiv der Geologischen Bundesanstalt, Fotosammlung).

Demokratisierungsprozess und als sich Franz Eduard im 40. Lebensjahr befand, wurden die ersten Reichsratswahlen abgehalten, bei denen jeder volljährige männliche (!) Staatsbürger wahlberechtigt war und jede Stimme gleich viel zählte. Etwa zwei Monate vor diesen Wahlen, im März 1907, beantragte das Wiener Professorenkollegium Franz Eduard Suess zum besoldeten Extraordinarius der Geologie zu ernennen.

Als Franz Eduard Suess 1911 die Nachfolge von Victor Uhlig als Ordinarius für Geologie antrat, waren die erdwissenschaftlichen Fächer mit Carl Diener (1862–1928; Ordinarius seit 1906), Cornelio Doelter (1850–1930; Ordinarius seit 1907) und etwas später Othenio Abel (1875–1946; Ordinarius seit 1917) besetzt.

Einen massiven Einbruch für die Erdwissenschaften stellte der Erste Weltkrieg dar, der durch das Attentat von Sarajevo am 28. Juni 1914 mit dem Tod des Thronfolgers Erzherzog Franz Ferdinand und seiner Gemahlin Sophie ausgelöst wurde. Der Zerfall der Monarchie brachte es auch mit sich, dass sich die geologische Geländeaufnahme für den neuen Staat „Deutschösterreich“ (1918–1919) bzw. für das Staatsgebiet der ersten Republik Österreich (1919–1938) durch den Territorialverlust dramatisch einschränkte. Die trostlose Wirtschaftslage der ersten Republik, begleitet durch die Inflation in den 1920er Jahren, trug zusätzlich dazu bei, dass die geologischen Fächer selbst durch die heute „noch immer in keinem Verhältnis zur allgemein wirtschaftlichen Prosperität stehenden Dotationen“ (TOLLMANN, 1963: 30) nicht mehr ihre einstige Glanzzeit erreichten.

In seinen letzten Berufsjahren hatte Franz Eduard Suess einen neuerlichen Wechsel in der Staatspolitik erlebt, als es unter Engelbert Dollfuß bzw. Kurt Schuschnigg zum autoritären Austrofaschismus kam. Eineinhalb Jahre nach

Curriculum vitae.

Franz Eduard Suess wurde am 7. Oktober 1867 in Wien als Sohn des Universitätsprofessors Eduard Suess geboren. Er studierte dazwischen am Leopoldstädter Lehr-Tal- und Ober-Gymnasium, wo er im Jahre 1886 die Maturitätsprüfung ablegte. Hierauf inskribierte er sich an der philosophischen Facultät der Universität in Wien und besuchte dort hauptsächlich geologische und andere naturwissenschaftliche Vorlesungen. Im Jahre 1888-89 leistete er seiner Militärpflicht Genüge und erlangte die Charge eines Leutnants i. d. Reserve beim Infanterie-Regimente Nr. 4. Nach vollendeter Dienstzeit setzte er seine Universitätsstudien fort und trat als Volontär in die geologisch-paläontologische Abteilung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums ein. Im Juli des Jahres 1891 wurde er auf Grund seiner Dissertation: „Beobachtungen über den Schiefer in Oberösterreich und Bayern“ und auf Grund seiner Vorträge aus Geologie, Paläontologie und Chemie zum Doctor der Philosophie an dieser Universität promoviert. Schon während seiner Studienzeit hatte er viele größere und kleinere Reisen zum Zwecke geologischen Studiums unternommen; hauptsächlich waren es Excursionen in den Alpen, bei denen er seines Vaters Professor E. Suess begleitete, die wichtigste darunter war eine Excursion in die Radstädter Tauern; mit Herrn Dr. F. Frech hatte er, als dieser die geologischen Verhältnisse der k. k. nördlichen Alpen zu klären suchte, dazwischen mehrere Wochen zugebracht. Nach Beendigung der Universitätsstudien unternahm er aber eine größere Reise nach Schottland, um die merkwürdigen tektonischen Erscheinungen der Nord-West-Highlands, von den die Publication der Geological Survey berichtet,

Reisen zu lernen. Zu diesem Zwecke begleitete er Herrn W. Geam von der Geological Survey durch einige Wochen bei seinen Aufnahmen in Ross-shire und bereiste dann allein das westliche und nördliche Schottland; im ganzen brachte er den August und den halben September 1891 im schottischen Hochlande zu. Auf der Rückreise besuchte er die Museen in Edinburgh und London und Ende September wohnte er der Naturhistorischen Sammlung in Halle a. d. S. bei. Im Oktober dieses Jahres bezog er die Stelle eines Assistenten an der von Herrn Professor J. V. Uhlir geleiteten Lehrkanzel für Mineralogie und Geologie der deutschen technischen Hochschule in Prag, an der er bis zur Stunde thätig ist. Gegenwärtig ist er mit der Untersuchung einiger Gesteine aus der Brennengegend beschäftigt und betheiligte sich in Gemeinschaft mit Herrn Professor V. Uhlir an der Beschreibung der von Herrn Dr. Dimer im Malaya gesammelten und die bereits im Frühjahr von Geological Survey of India nach Oesterreich geschickten Jurafossilien.

F. E. C. Suess

Abb. 2.

Von Franz Eduard Suess verfasstes Curriculum vitae. Datiert 1. März 1893. Beilage zum Ansuchen um Aufnahme als Volontär an der Geologischen Reichsanstalt in Wien (Archiv der Geologischen Bundesanstalt, AZ 1893/111).

Suess' Versetzung in den Ruhestand wurde Österreich an Nazi-Deutschland angeschlossen. Infolge der Umsetzung der Nürnberger Rassengesetze wurde Franz Eduard Suess als „Mischling zweiten Grades“ eingestuft und seine Mitgliedschaft in der Akademie der Wissenschaften gelöscht.

Als Franz Eduard Suess am 5. Jänner 1941 verstarb, stand Adolf Hitler auf dem Höhepunkt der Macht.

Schule und Studium

Franz Eduard Suess erblickte am 7. Oktober 1867 als Sohn des weltberühmten Wiener Geologieprofessors Eduard Carl Adolph Suess (1831–1914) und dessen Gemahlin Hermine, geborene Strauss (1835–1899), in Wien das Licht der Welt. Franz Eduard war das fünfte von sieben Kindern seiner Eltern. Unter den älteren Geschwistern gründete später sein Bruder Adolf Franz Eduard (1859–1916) ein Zementwerk und die älteste Schwester Paula Aloisia (1861–1921) heiratete 1878 den Paläontologen Melchior Neumayr (1845–1890). Sabine Eleonora Aloisia (1863–1872) verstarb im Kindesalter. Hermann (1864–1920) leitete als Jurist das Büro der Rechtsabteilung einer Agrarbank. Unter den jüngeren Geschwistern wurde Otto Franz (1869–1941) später Steinkohlebergwerksdirektor und Erhard (1871–1937) Chefarzt der staatlichen Eisenbahngesellschaft (OBRUČEV & ZOTINA, 2009: 120).

Seine Kinderzeit verlebte Franz Eduard zusammen mit einigen seiner Geschwister zum Teil in Wien oder auf dem väterlichen Besitz in Marz bei Mattersburg (Burgenland). Die anschließende Gymnasialzeit verbrachte Franz Eduard am „Leopoldstädter Kommunal- und Realgymnasium“ (heute: Sigmund Freud-Gymnasium) in der Taborstraße 24 (2. Wiener Gemeindebezirk), das nur wenige Jahre vor seinem Eintritt neu eröffnet worden war. Nach der Matura 1886 inskribierte er an der philosophischen Fakultät der Universität Wien und besuchte hier „hauptsächlich geologische und andere naturwissenschaftliche Vorlesungen“, wie man aus Franz Eduard Suess' eigenem Lebenslauf entnehmen kann (Abb. 2). Zwischen 1888 und 1889 leistete Franz Eduard Suess den Heeresdienst und erlangte die Charge eines Leutnants der Reserve beim Infanterie-Regiment Nr. 4. Danach setzte er sein Studium an der Wiener Universität fort und arbeitete – neben dem Studium – als Volontär an der geologisch-paläontologischen Abteilung am k. k. Naturhistorischen Hofmuseum, wo er für eineinhalb Jahre mit dem Ordnen und Bestimmen von Tertiärfaunen beschäftigt war. Während des Studiums unternahm Franz Eduard Suess „viele größere und kleinere Reisen zum Zwecke geologischen Studiums“ (siehe Abb. 2), die ihn häufig in Begleitung seines Vaters hauptsächlich in die Alpen führten. Unter diesen Exkursionen mit seinem Vater war für ihn – nach eigenen Aussagen – diejenige die lehrreichste, welche in die Radstädter Tauern führte. Vater Eduard hat die Ergebnisse des Gelände-

aufenthaltes in Form einer kurzen Mitteilung im Anzeiger der Akademie der Wissenschaften 1890 publiziert. Der Sohn Franz Eduard hatte somit wohl die Gelegenheit, dem Entstehen einer wissenschaftlichen Arbeit unmittelbar beizuwohnen, beginnend von der Erkenntnisarbeit im Gelände bis hin zur Publikation, in der Eduard Suess eine Analogie zwischen den fossilführenden liassischen Kalkphylliten der Radstädter Tauern und den fossilfreien Kalkglimmerschiefern der Glocknergruppe bzw. bis zu den Jurakalksteinen der Schweiz (vgl. EXNER, 2003) herleitete. Leo Waldmann (1899–1973), ein Schüler von Franz Eduard Suess, meinte später im Nachruf auf seinen Lehrer, dass die genannte Exkursion in die Radstädter Tauern sowie eine mehrwöchige Begleitung von Fritz Frech (1861–1917), einem der damals anerkanntesten Spezialisten auf dem Gebiet der Paläozoikumsforschung, in den Karnischen Alpen sich prägend auf den Werdegang des angehenden Akademikers auswirkten. Betrachtet man das wissenschaftliche Oeuvre von Franz Eduard Suess, so fällt auf, dass tatsächlich eine bedeutende Anzahl seiner späteren Publikationen um das Themengebiet der variszischen Kristalline geologie kreist (siehe Werkeverzeichnis im Anhang).

Während seiner Dissertation setzte sich Franz Eduard Suess mit einem paläontologisch-stratigraphischen Thema auseinander. Mit dem Titel „Der Schlier in Oberösterreich“ legte er seine Doktorarbeit vor, deren überarbeitete Fassung unter dem erweiterten Titel „Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern“ in den Annalen des k.k. Naturhistorischen Hofmuseums Wien erschien. Am 16. Juli 1891 wurde Franz Eduard Suess in den Fächern Geologie, Paläontologie und Chemie promoviert (siehe Abb. 2).

Assistentenzeit und Geologische Reichsanstalt

Nach dem Studium begab sich Franz Eduard Suess auf eine Studienreise durch Schottland, wo er unter der fachkundigen Führung des schottischen Geologen William Gunn (1837–1902) die Geologie der Highlands studierte. Sein Interesse galt im Speziellen der berühmten „schottischen Störung“ in Nord-Sutherland, die stark metamorphe Gneise und überlagernde neoproterozoische Sedimente von wenig metamorphen neoproterozoischen und kambro-ordovizischen Abfolgen trennt. Fast vier Jahrzehnte später sollte Franz Eduard Suess, gefördert durch die Akademie der Wissenschaften, im Jahr 1930 dieses Gebiet gemeinsam mit seinem Schüler Leo Waldmann erneut bereisen. Inzwischen war die etwa 180 km lange kaledonische Decken-Überschiebung, der „Moine Thrust“, längst als erster Überschiebungsgürtel überhaupt identifiziert worden (PEACH et al., 1907).

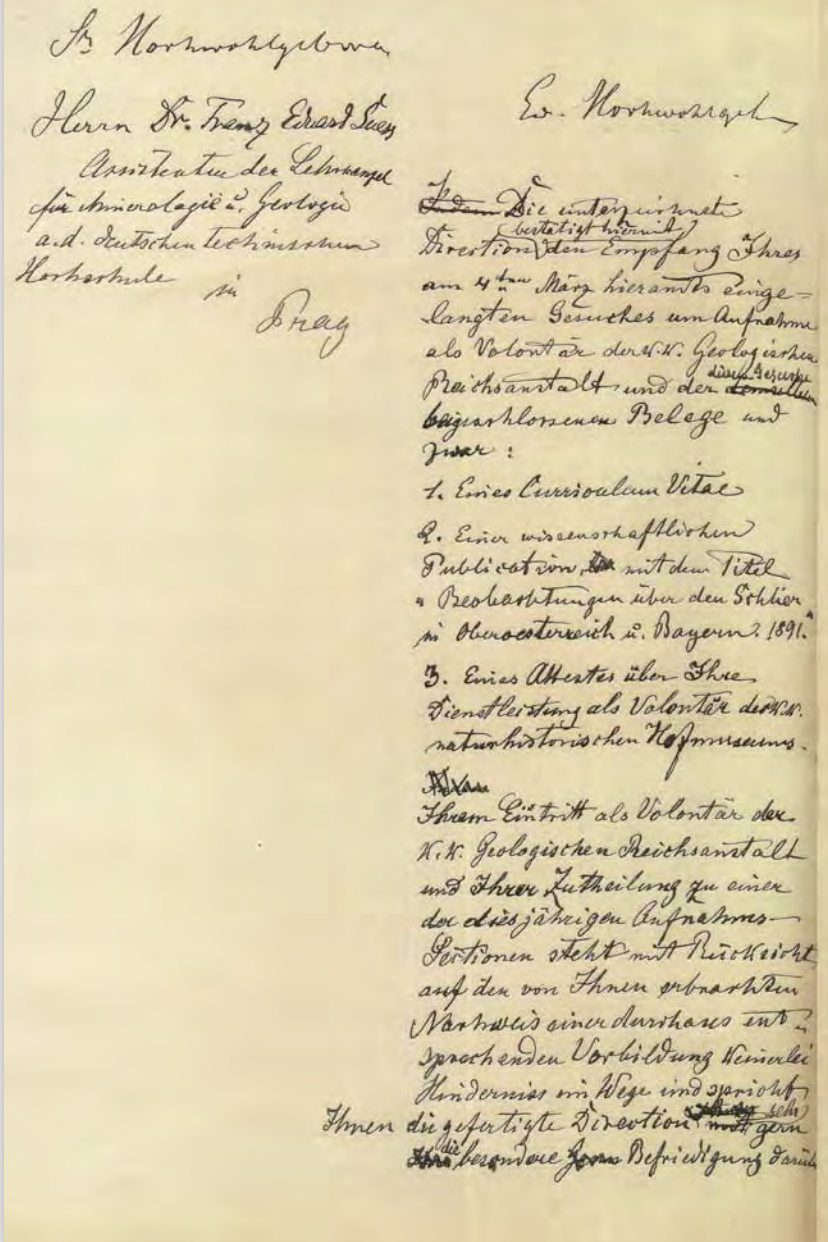


Abb. 3. Antwortschreiben von Guido Stache auf das Bewerbungsschreiben von Franz Eduard Suess (Archiv der Geologischen Bundesanstalt, AZ 1893/111).

Auf der Rückreise von seiner Studienreise im Sommer 1891 besuchte Suess die Museen in Edinburgh und London, ehe er, erneut zurück in Festlandeuropa, an der zwischen 21. und 25. September in Halle tagenden 64. Versammlung der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte teilnahm. Im Oktober trat Franz Eduard Suess eine Assistentenstelle an der Lehrkanzel für Mineralogie und Geologie an der Deutschen Technischen Hochschule in Prag an. Diese Stelle wurde frei, als durch den frühzeitigen Tod Melchior Neumayrs (1845–1890) die Professur für Paläontologie in Wien vakant wurde und der an der Deutschen Technischen Hochschule in Prag tätige Wilhelm Waagen (1841–1900) sowie Victor Uhlig (1857–1911) 1890 vorgeschlagen wurden zur Besetzung dieser Lehrkanzel. Nachdem man sich in der Nachbesetzungsfrage in Wien für den älteren Waagen entschied, wurde dessen Stelle in Prag frei, die wiederum der 34-jährige Uhlig annahm (STARK, 1906: 352). Auch Waagens Assistent in Prag, Josef Wentzel (Assistent 1889/90 und 1891/92), schied aus dem Dienstverhältnis, wodurch sich für Franz Eduard Suess die Assistentenstelle bei Uhlig bot.

Die folgenden 16 Monate seiner Anstellung in Prag beschäftigte sich Suess neben seinen dienstlichen Verpflichtungen mit der Systematik

sein werde, diese Position festzuhalten oder ob er nicht einer Verpflichtung gegen sich selbst nachkommen und sich einer Laufbahn zuwenden müsse, welche ihm, wenn auch in später Zeit, mit größerer Bestimmtheit eine sichere Stellung hoffen ließ. Er trug sich damals, wie der hochlöblichen Direction bekannt ist, mit dem Plane, sich durch Studien an der k.k. Bergakademie in Leoben die Möglichkeit einer praktischen Carriere zu eröffnen. Als ihm aber die Erlangung einer Praktikantenstelle mit Beginn des Jahres 1896 mit weit größerer Bestimmtheit in Aussicht gestellt wurde, durfte er sich zu seiner großen Freude entschließen, auch ferner hin an der k.k. Geologischen Reichsanstalt Bethätigung zu suchen.

In Erwartung dieser Stelle hat der ergebenst Gefertigte seither die Stelle eines Assistenten für Physische Geographie an der Universität in Wien, so wie die neuerlich erledigte Stelle am Mineralogisch-Geologischen Institute der Deutschen Technischen Hochschule in Prag, welche ihm in der ehrenvollsten Weise angetragen worden sind, dankend abgelehnt. Die Folge davon ist aber, dass er sich auch heute noch ohne jede materielle Honorierung befindet.

Der hochachtungsvoll Gefertigte bittet nun, eine hochlöbliche Direction wolle es ihm in keiner Weise verübeln, sondern mit dem Umstande entschuldigen, dass derselbe in einem Alter von 28 Jahren das lebhafteste Bedürfnis fühlen muß, zu einer gewissen, wenn auch bescheidenen materiellen Stellung zu gelangen, wenn sich derselbe die Freiheit nimmt, anzufragen, ob die Verwirklichung der seinerzeit in Aussicht gestellten Anstellung bis zum 1. Jänner 1896 mit Bestimmtheit zu erwarten ist. ...“ (ex: Archiv der Geologischen Bundesanstalt, AZ 1895/438 und AZ 1896/44).

Mit 31. Jänner 1896 wurde Suess zum Praktikanten (Ministerieller Erlass vom 31. Jänner 1896, Z. 1102; vgl. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1896/3, S. 95) und drei Jahre später (Ministerieller Erlass vom 8. Februar 1899, Z. 2535; vgl. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1899/3, S. 81) zum Assistenten „extra statum“ ernannt. Im Oktober 1899 wurde Suess in den Personalstand der Geologischen Reichsanstalt übernommen (Ministerieller Erlass vom 31. Oktober 1899, Z. 7.401; vgl. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1899/15+16, S. 365), 1900 erfolgte die Beförderung zum Adjunkten (Ministerieller Erlass vom 30. Juni 1900, Z. 17181; vgl. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1900/11+12, S. 303).

Im Jahr vor seiner besoldeten Anstellung an der Geologischen Reichsanstalt ereignete sich während der Ostertage am 14. April 1895 ein heftiges Erdbeben in Laibach (heute: Ljubljana, Slowenien), das etwa 10 % der Bausubstanz der damaligen Hauptstadt von Krain zerstörte. Dieses Beben, vermutlich mit einer Stärke von etwa 6, rief tiefe Beunruhigung in Wien hervor und veranlasste die kaiserliche Akademie der Wissenschaften in Wien dazu, noch am 25. April 1895 eine Erdbebenkommission zu etablieren. Auch die geologische Reichsanstalt hatte zu reagieren, und so schickte der Vizedirektor Edmund von Mojsisovics (1839–1907) – der Direktor der Anstalt Guido Stache war gerade auf Erholungsurlaub – den damals jüngsten Praktikanten Suess nach Laibach, um „während mehrerer Wochen die Erscheinungen an Ort und Stelle zu studieren und selbst Beobachtungsmaterial zu sammeln“ (STACHE, 1896: 10). Von Suess erfahren wir, wie rasch sein Aufbruch in das Erdbebengebiet vor sich ging: „Der Schrecken war allgemein; aber wegen der Ostertage wurde das Unglück erst durch die am Dienstag, den 16. morgens ausgegebenen Tagesblätter in weiteren Kreisen bekannt. Am selben Tage, um 10 Uhr Morgens, wurde ich von der Direction der k. k. geologischen Reichsanstalt beauftragt, mich an Ort und Stelle zu begeben und die dieses Erdbeben begleitenden Erscheinungen zu studieren. Nachdem das hohe k. k. Unterrichtsmi-

nisterium im kurzen Wege seine Zustimmung erteilt hatte, erhielt ich am Nachmittage desselben Tages den bestimmten Auftrag, nach Laibach abzugehen und habe die Reise noch am selben Abende angetreten. Am 17. morgens langte ich auf dem Schauplatze der Katastrophe an und stellte mich den dortigen Behörden vor. Die ersten fünf Wochen widmete ich der Stadt Laibach und deren Umgebung, und einigen Excursionen in die stärker betroffenen Orte von Südsteiermark; später dehnte ich meine Reise bis Görz, Triest, Pola, Fiume und Agram aus.“ (Suess, 1897a: 411).

Franz Eduard Suess führte eine sehr ins Detail gehende Dokumentation der Beschädigungen an den Bauwerken durch, um in weiterer Folge aus den Zerstörungsmustern und der jeweiligen Bodenbeschaffenheit (Lockergestein versus Fels) auf das Erschütterungsverhalten des Untergrundes zu schließen. Aus der Erkenntnis, dass die Längsachsen der Isoseismenellipsen zwar dem allgemeinen Trend des Gebirgsstreichens folgten, jedoch keine deutlichen Zusammenhänge mit tektonischen Störungen zeigten, lehnte er die bisherige Auffassung der linearen Abbildung eines flächenhaften Erdbebenherdes durch eine Stoßlinie ab (WALDMANN, 1953: 195).

Die ausführliche Auseinandersetzung mit dem Beben von Laibach brachte es mit sich, dass Suess in Erdbebenfragen hohes Ansehen erwarb und als Experte konsultiert wurde (weitere Auseinandersetzungen mit erdbebenkundlichen Themen siehe SUESS, 1896a,b; 1897a,c; 1900; 1909; 1925).

Nach seinem Aufenthalt in Laibach setzte Suess über die Sommermonate seine geologischen Aufnahmen auf dem Kartenblatt Groß-Meseritsch fort und es gelang ihm in diesem Jahr noch, „das nordöstliche Viertel des Blattes – allem Anschein nach der complicirteste Theil – vollständig fertig[zustellen]“ (STACHE, 1895: 14). In der Sitzung der Geologischen Reichsanstalt vom 6. April 1897 konnte Suess schließlich seine abgeschlossenen Kartierungsergebnisse vorstellen, die unter dem Titel „Das Gneis- und Granitgebiet der Umgebung von Groß-Meseritsch in Mähren“ abgedruckt wurden (SUESS, 1897b).

Etwa zu dieser Zeit muss sich Franz Eduard Suess mit dem Gedanken getragen haben, sich an der Universität zu habilitieren, um in weiterer Folge eine universitäre Laufbahn anzubahnen. Die im Jahr 1897 erschienene sehr umfangreiche Abhandlung „Das Erdbeben von Laibach am 14. April 1895“ sowie die zuvor genannte Auswertung der geologischen Kartierungsergebnisse des Kartenblattes Groß-Meseritsch sollte er dem im Juni 1897 an der philosophischen Fakultät der Universität Wien eingereichten Ansuchen um Habilitation beilegen. Doch bevor es so weit war, ereignete sich ein weiteres, von den Medien aufgenommenes Ereignis, das wiederum unmittelbaren Einfluss auf die Tätigkeit von Suess hatte: Am 24. April 1897 brachen große Wassermassen in einen Grubenschacht (Giselaschacht) des Braunkohlereviers nahe der Ortschaft Dux in Nordböhmen (Duchcov, Tschechische Republik) ein. Bereits 18 Jahre zuvor, im Februar 1879, ereignete sich ein ähnlicher Vorfall, als es zum Thermalwassereinbruch in mehrere Gruben im nahegelegenen Kohlenrevier bei Brůx (Most, Tschechische Republik) kam. Der Wassereinbruch kostete damals nicht nur 23 Bergleuten das Leben, sondern rief zudem als Folgewirkung das Versiegen der Heilquellen von Teplitz (Teplice, Tschechische Republik) und Loosch (Lahošť, Tschechische Republik) hervor. Damit wurden die Bäder, die zu den bedeutendsten der Monarchie zählten, vor die Existenzfrage gestellt (vgl. u.a. HYE, 1998). Die Furcht vor einem neuerlichen Versiegen der Quellen beun-

ruhigte die Bevölkerung sowie politische Entscheidungsträger, doch konnte glücklicherweise der Schaden in wenigen Wochen behoben werden. Noch im Sommer besuchte Suess die Unglücksstelle, um sich ein Bild von der geologischen und hydrogeologischen Situation sowie den bergbautechnischen Sanierungsmaßnahmen machen zu können. Mit den gewonnenen Erfahrungen, die Suess in einer ausführlichen Studie publizierte (Suess, 1899c), erwarb er sich das eingehende Wissen, um später als geologischer Sachverständiger neben den Prager Kollegen Gustav Laube (1839–1923) und Franz Wähner in der „staatlichen Kommission zur Überprüfung der zum Schutze der Karlsbader Heilquellen gegen Bergbau und Kaolinbetrieb erlassenen behördlichen Vorschriften“ mitwirken zu können (WALDMANN, 1953: 196).

Neben diesen Untersuchungen hatte Suess während der sommerlichen Monate mit den Kartierungsbegehungen für das Kartenblatt Trebitsch – Mährisch Kromau begonnen. Die Aufnahmen auf diesem Kartenblatt sollten ihn noch die nächsten Jahre beschäftigen. Einen endgültigen Abschluss fand dieses Projekt mit der Publikation der Erläuterungen zum Kartenblatt, die 1906 erschien (Suess, 1906b). Ohne Angabe eines Grundes hatte sich Franz Eduard Suess beim Ansuchen um Habilitation auserbeten, dass das Kolloquium erst im Juni 1898 stattfinden möge.¹ Der Habilitationskommission gehörten neben dem Dekan Leopold Gegenbauer (1849–1903) der Geograph Albrecht Penck (1858–1945), der Mineraloge Gustav Tschermak (1836–1927) und der Geologe Wilhelm Waagen an. Nach dem Kolloquium hielt Suess einen Probevortrag über „*Vorcambrische Gebirgsbewegungen*“. Daraufhin beschloss das Professorenkollegium in seiner Sitzung vom 3. Juli 1898 einstimmig, dem knapp 31-Jährigen die *Venia legendi* für Geologie zu erteilen.²

Im Zuge der geologischen Aufnahmen für das Kartenblatt Trebitsch – Kromau beschäftigte sich Suess neben den tektonischen und petrographischen Fragestellungen mit den „*eigentümlichen scheibenförmigen oder unregelmäßig gestalteten, flaschengrünen Glasstücke[n] aus der weiteren Umgebung von Budweis*“ (Suess, 1909f: 4). Diese glasigen „Gerölle“, die sehr selten in den auflagernden Sedimenten zu finden sind, waren schon seit dem 18. Jahrhundert bekannt und begehrte Objekte diverser Mineraliensammlungen. Bereits 1788 hatte sich der Prager Professor für Allgemeine Naturgeschichte, Josef Mayer (1752–1814), in einer Publikation mit der „*grünen glasichten Masse*“ (Mayer, 1788: 267) auseinandergesetzt, die später dann der Mineraloge Franz Xaver Zippe (1791–1863) als „*Moldawite*“ bezeichnete (Zippe, 1837). Die Entstehung der wenige Zentimeter großen Glasaggregate blieb für lange Zeit rätselhaft. Einige Mineralogen sahen in ihnen eine Varietät des Obsidians und brachten sie daher mit vulkanischem Glas in Verbindung. Suess, der die sogenannten „*Moldavite*“ in einem Bereich einer „*etwa 50 Kilometer langen Landstrecke südöstlich von Trebitsch in Mähren*“ (Suess, 1909f: 5) fand, erkannte „*deren höchst eigenartige, bisher wenig beachtete Oberflächenbeschaffenheit und tiefschwarze Farbe mit lackähnlichem Glanz*“, die ihn „*infolge einer allerdings zum Teil nur äußerlichen Ähnlichkeit, die Erinnerung an Meteoriten ins Gedächtnis rufen mußte*“ (Suess, 1909f: 4). Im Jahr 1901 veröffentlichte er erstmals seine Vorstellungen über die kosmische Ent-

stehungsweise der „*Moldavite*“ und prägte den Begriff „*Tektite*“ (abgeleitet von griech. *τηκτ* = geschmolzen) für eine „*eigenständige Klasse*“ von Meteoriten (Suess, 1901c). Suess' Vorstellungen wurden von der Kollegenschaft kontroversiell diskutiert. Beispielsweise kritisierte der Wiener Petrograph und Meteoritenforscher Friedrich Martin Berwerth (1850–1918) (HAMMER et al., 2010) die kosmische Herkunft der Tektite und wies zu Recht auf den Unterschied zwischen den Oberflächen von Meteoriten und Tektiten hin (BERWERTH, 1910). Aus heutiger Sicht gebührt Suess die Ehre, dass er in den Tektiten (resp. Moldaviten) Produkte extraterrestrischer Impakte erkannte und konsequent über weltweite Funde Indizien zur Untermauerung seiner Vorstellungen zusammengetragen hat (Suess, 1900c; 1901c; 1909d,e,f; 1914a; 1916a; 1922; 1933a,b; 1935a). Nicht unbeachtet sollte bleiben, dass bis in das zweite Jahrzehnt des 20. Jahrhunderts ein anthropogener Ursprung dieser Gläser zur Diskussion stand, da man die Moldavite ausgerechnet in einem Gebiet fand, in dem eine lange Glasmachertradition bestand. Die Interpretation lag daher durchaus nahe, die Moldavite als „*Bouteillensteine*“, d.h. als Abfälle alter Glashütten zu interpretieren! Franz Eduard Suess' Interpretation der Tektite wurde im Detail emendiert (vgl. TRNKA & HOUZAR, 2002), wobei als bedeutender Unterschied zur Auffassung von Suess herauszustreichen ist, dass das Material der Tektite nicht extraterrestrischen, sondern weitgehend irdischen Ursprungs ist.

Nach Abschluss der Arbeiten am Kartenblatt Trebitsch – Mährisch Kromau wandte sich Franz Eduard Suess in den Jahren 1900 bis 1904 dem anschließenden Kartenblatt Brünn zu. Weitere Kartierungen und Geländeuntersuchungen führte er im Grundgebirgsbereich von Niederösterreich auf dem Kartenblatt St. Pölten (1901) sowie in der Osthälfte des Blattes Drosendorf (1905–1908) durch.

Im Jahr 1903 fand mit dem zwischen 20. und 27. August in Wien tagenden IX. Internationalen Geologenkongress ein für die Erdwissenschaften Österreichs sehr bedeutendes Ereignis statt, an dem sich die Belegschaft der Geologischen Reichsanstalt sowohl an den Vorbereitungen wie auch an der Durchführung erheblich engagierte (TIETZE, 1904: 1–8). Für Franz Eduard Suess ergab sich die ehrenvolle Aufgabe, an einer Gesamtdarstellung der Geologie des Habsburgerreiches unter dem Titel „*Bau und Bild Österreichs*“ gemeinsam mit den weiteren Autoren Carl Diener, Rudolf Hoernes (1850–1912) und Victor Uhlig mitzuarbeiten. Die Darstellungen der Autoren dieses vierbändigen Werkes sind umfassend und in ihren jeweiligen Ausführungen eigenständig, allerdings brachte die vorgegebene Seitenlimitation eine zusätzliche Verdichtung des Stoffes. Eduard Suess, der ein zwölfseitiges Vorwort zu dem Werk verfasste, brachte die Problematik, die hinter dem Projekt stand, auf den Punkt: „*Es ist eine anziehende Aufgabe, die grundlegenden Züge solcher Vielgestaltigkeit [wie sie die Geologie Österreichs bietet] aufzusuchen. Öfters hat man in anderen Ländern den Versuch unternommen, aus dem Baue eines Gebietes sein Bild zu entwickeln, in so ausgedehntem Maßstabe wie hier dürfte die Analyse aber kaum noch gewagt worden sein und sie würde wohl die Kraft des Einzelnen übersteigen. ... Die Arbeit ist nicht eine gemeinschaftliche [...] ... was hier geboten wird, ist somit nicht ein Bild, sondern es sind vier Bilder in einem gemeinsamen Rahmen*“ (Eduard Suess, 1903: XIV).

Weitere Aktivitäten Franz Eduard Suess' während des Kongresses, der viele neue Ideen mit weitreichenden Einflüssen auf die tektonischen Vorstellungen des Alpenkörpers für die nächsten Dezennien mit sich brachte, waren

1 Vgl. Albrecht PENCK [Kommissionsbericht], Wien, 20. 6. 1898; in: Archiv der Universität Wien (in weiterer Folge UA Wien abgekürzt), phil. Dekanat, GZ 1643 ex 1897/98.
2 UA Wien, phil. Dekanat, GZ 1367 ex 1897/98.

neben Vorträgen auch zwei Exkursionsführungen in Mähren (BERGER & SUESS, 1903; SUESS, 1903d).

1903 und 1904 trieb Suess seine Kartierungen auf Kartenblatt Brünn (Brno, Tschechische Republik) voran und konnte in einer Sitzung im November 1904 neben seinen Vorstellungen über die Tektonik des Gebietes zusätzlich Provenienzanalysen der Gerölle aus den Konglomeraten der Kulmfazies präsentieren (SUESS, 1904a). Ein Jahr später erschien eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt (SUESS, 1905a).

Mit dem Jahr 1905 bahnte sich der Beginn von Franz Eduard Suess' Universitätskarriere an. „Mit Allerhöchster Entschliebung“ vom 12. März 1905 wurde Franz Eduard Suess der Titel eines außerordentlichen Universitätsprofessors „allergnädigst“ verliehen.³ Bereits zuvor, am 17. Dezember 1904, hatte das Professorenkollegium der Fakultät den Antrag gestellt, dem „Privatdozenten“ Suess möge ein remunerierter Lehrauftrag für Allgemeine Geologie mit besonderer Berücksichtigung der Geologie des Grundgebirges erteilt und der Titel eines außerordentlichen Universitätsprofessors verliehen werden.⁴ Unter Hinweis auf die Leistungen von Suess brachte der Minister für Kultus und Unterricht, Wilhelm von Hartel (1839–1907), diesen Vorschlag am 23. Februar 1905 zum Vortrag.⁵ In seinen Ausführungen ließ der Minister auch nicht unerwähnt, dass das Kollegium der Deutschen Technischen Hochschule Suess bereits 1901 nach dem Abgang von Victor Uhlig in einem Besetzungsvorschlag an dritter Stelle gereiht hatte.⁶

Zusätzlich zu den Arbeiten an der Geologischen Reichsanstalt – ab 1905 (bis 1908) kartierte Suess die Osthälfte des Blattes Drosendorf – hielt er nun ergänzende Vorlesungen über Geologie im Ausmaß von drei wöchentlichen Unterrichtsstunden an der Universität (siehe SCHÜBL, 2010: 206).

Die erneut in der nordböhmisches Thermenregion auftretenden Probleme führten dazu, dass man Suess auf Grund seiner bereits 1897 erworbenen spezifischen Fachkenntnisse zur Mitwirkung in einem Expertenteam aufforderte. Bereits in den neunziger Jahren des 19. Jahrhunderts, besonders aber seit 1901, war die Schüttungsstärke der Karlsbader Quellen beängstigend zurückgegangen. Auch kam es zum wiederholten Male in den nahe gelegenen Bergbauen zu einem Wassereinbruch. Um einen längerfristigen Schutz der Kuranstalten zu gewährleisten, berief die Regierung im Jahr 1906 eine Quellenschutzkommission ein, der Franz Eduard Suess angehörte. Die Kommission verfasste zwei Gutachten (1906 und 1908), wonach ein eindeutiger Zusammenhang zwischen der Schüttungsabnahme der Quellen und den bergbaulichen Aktivitäten hergeleitet wurde. Infolge der Umsetzung der Gutachten reagierte die Bergbehörde damit, dass im Spätherbst 1908 der Schacht Maria II ersäuft wurde. Wenige Wochen darauf stieg der Pegelstand der Quellen wieder an, womit „der Weltkurort Karlsbad ... der drückenden Sorge um den Bestand seiner

Thermen los und eine heilende Quelle zum Nutzen der leidenden Menschheit vor dem Versiegen bewahrt“ wurde (WALDMANN, 1953: 197).

Die Zeit für Geländetätigkeiten – soweit ihm Zeit neben der gutachtenden Tätigkeit für die Quellenschutzkommission blieb – beschränkte sich daher nur auf einen Teil des Sommers, den Suess aber nutzte, um auf dem Kartenblatt Drosendorf im Gebiet um Hötzelsdorf, Geras und Drosendorf die geologischen Aufnahmen durchzuführen. Die abschließenden Arbeiten für das Kartenblatt Brünn hatte Suess bereits zu Beginn des Jahres 1906 fertigstellen und die Druckvorlage seiner Kartierungsergebnisse im März präsentieren können (SUESS, 1906c).

Im März des Jahres 1907 stellte das Professorenkollegium der Philosophischen Fakultät der Universität Wien erneut einen Antrag, Franz Eduard Suess zum besoldeten Extraordinarius der Geologie zu ernennen und ihm einen erweiterten Lehrauftrag zu erteilen.⁷ Ein knappes Jahr später brachte der Unterrichtsminister Gustav Marchet (1846–1916) dieses Anliegen zum Vortrag und meinte darin „dass der Genannte sowohl seinen dienstlichen Obliegenheiten an der Geologischen Reichsanstalt als auch den Aufgaben des akademischen Lehramtes mit größtem Pflichteifer nachkommt und so dem Namen, den er trägt, Ehre macht.“⁸

Mit Entschliebung vom 11. Mai 1908 wurde Franz Eduard Suess ad personam zum besoldeten Extraordinarius der Geologie an der Wiener Universität mit Rechtswirksamkeit vom 1. Oktober 1908 ernannt. Damit erfüllte sich vorerst Suess' Wunsch nach einer universitären Berufslaufbahn. Mit Ende September 1909 schied er aus dem Verband der Geologischen Reichsanstalt, die ihm über 16 Jahre hindurch Arbeitsstätte und Ort fruchtbarer Diskussionen mit verschiedenen Mitarbeitern gewesen war, aus. Mit Wehmut nahm der Direktor der Anstalt, Emil Tietze, den Abgang von Suess zur Kenntnis. In der Jahressitzung am 26. 1. 1909 schrieb er: „Eine rüstige und bedeutende Arbeitskraft aber wurde uns dadurch entzogen, daß der Adjunkt Dr. Franz Eduard Suess als außerordentlicher Professor der Geologie an die hiesige Universität berufen wurde, welche Stellung er seit dem 1. Oktober vorigen Jahres auch bereits übernommen hat. Da Professor Suess die Laufbahn eines akademischen Lehrers stets für sich im Auge gehabt hat, so wurde ihm durch diese Berufung ein lang genährter Wunsch wenigstens in einem gewissen Ausmaße erfüllt und wir dürfen ihn dazu beglückwünschen. Wir sahen ihn jedoch nicht ohne lebhaftes Bedauern von uns scheiden, und zwar nicht bloß deshalb weil wir auf einen ausgezeichneten und vielseitig verwendbaren Mitarbeiter in ihm verzichten müssen, sondern weil derselbe, solange er in unserer Mitte war, sich stets von dem Gefühl der Zusammengehörigkeit mit uns hat leiten lassen ...“ (TIETZE, 1909: 3–4). Noch vor seinem definitiven Abgang konnte SUESS noch die Aufnahme der Osthälfte des Kartenblattes Drosendorf zum Abschluss bringen und in einem ausführlichen Bericht im Dezember 1908 von den Ergebnissen berichten (TIETZE, 1909: 9).

Professur an der Universität Wien

Keine fünf Monate nach dem Dienstantritt als außerordentlicher Professor der Geologie heiratete Franz Eduard Suess am 22. Februar 1909 Olga Frenzl (* 8. 1. 1886 Wien, † 27. 9. 1972 Wien), die er von der Geologischen Reichsanstalt her kannte. Olga Frenzl hatte dort die Kanzleige-

3 Wilhelm von Hartel, Alleruntertänigster Vortrag, Wien, in: Österreichisches Staatsarchiv, Allgemeines Verwaltungsarchiv, Cultus und Unterricht, Universität Wien (in der Folge ÖStA – AVA U – UW abgekürzt) Franz Eduard Suess Geologie – Zl. 9211 ex 1905; vgl. auch Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1905/7+8: 167.

4 UA Wien, Phil. PA Nr. 3226: Franz Eduard Suess, fol. 11

5 Siehe: Wilhelm von Hartel, Alleruntertänigster Vortrag, Wien, 23. 2. 1905; in: ÖStA – AVA U – UW Franz Eduard Suess Geologie – Zl. 9211 ex 1905

6 Ebd.

7 Phil. PA Nr. 3226: Franz Eduard Suess: 6. März 1907, fol. 31

8 Gustav Marchet, Alleruntertänigster Vortrag, Wien, 22. 4. 1908; in: ÖStA – AVA U – UW Franz Eduard Suess Geologie – Zl. 21905 ex 1908.

schäfte „mit Eifer und Umsicht zur vollsten Zufriedenheit der Direktion“ geführt und „durch ihr stets korrektes Verhalten sich [...] Aller Achtung und Sympathie zu erwerben gewußt“ (TIETZE, 1909: 4). Noch im Dezember kam der gemeinsame Sohn Hans Eduard (1909–1993) zur Welt. Gut behütet und in den Naturwissenschaften gefördert, sollte Hans Eduard später physikalischer Chemiker und Kernphysiker von Weltruf werden (WAENKE & ARNOLD, 2005). Die zwei Jahre jüngere Tochter Edith (1911–1997) heiratete später einen Schüler des Vaters, den Schweizer Geologen Ernst Gasche (1908–1976).

Mit seiner Berufung zum Universitätslehrer änderte sich das Forschungsfeld und Franz Eduard Suess wandte sich stärker als bisher auch anderen Zweigen der Geologie, wie beispielsweise den Beziehungen zwischen Geologie und Radioaktivität, der Kristallisationskraft, den vulkanischen Erscheinungen, besonders aber der Frage der Hebungen und Senkungen von Festländern und Meeren zu. Dennoch blieb aber „[d]ie aus dem seinerzeitigen Dienste an der Geologischen Reichsanstalt (1893–1908) erwachsene Lebensarbeit“, die Geologie und Petrographie des Grundgebirges, sein vorrangliches Interessensgebiet (WALDMANN, 1953: 199). Nach ergänzenden Begehungen zu den bereits während der Anstellung an der Geologischen Reichsanstalt feldgeologisch untersuchten Gebieten im „böhmisch-mährischen“ Kristallin veröffentlichte SUESS zunächst zwei kurze (1910, 1911a), später (1912a) eine ausführliche Abhandlung über den Deckenbau dieses Gebietes. Schon lange hatte er, den Vorstellungen seines Vaters vom einseitigen Bau der Alpen und der daraus entwickelten Anschauung von weitreichenden Überschiebungen und Deckenstapelungen innerhalb des Alpenorogens wie auch anderer Kettengebirge folgend, Analogien im außeralpinen Grundgebirge der Böhmisches Masse vermutet. Die petrographische Analyse erbrachte Metamorphosesprünge, die sich durch inverse Lagerung erklären ließen und dass das „moldanubische Grundgebirge“ weithin über die „moravischen“ Einheiten aufgeschoben worden war. In der letztgenannten Arbeit von 1912, in der sich Suess mit den geologischen Fenstern innerhalb des Moldanubikums auseinandergesetzt hatte, sah Leopold Kölbl (1895–1970) „eine[n] Markstein in der tektonischen Analyse des Grundgebirges“, und nicht zu widersprechen ist dem Statement, dass seither „moravisch“ und „moldanubisch“ zu „klassischen Begriffen der Grundgebirgsgeologie“ in Europa wurden (KÖLBL, 1949: 272).

1910 trat Franz Wähner die Nachfolge von Gustav Laube als ordentlicher Professor für Geologie und Paläontologie an und wechselte von der Technischen Hochschule in Prag an die dortige Deutsche Universität. Die durch diesen „Wechsel“ frei gewordene Stelle an der Technischen Hochschule wurde mit allerhöchster Entschliebung vom 13. April 1911 mit dem 43-jährigen Franz Eduard Suess besetzt.⁹ Datiert mit 19. April 1911 erging vom Ministerium für Kultus und Unterricht an das Dekanat der philosophischen Fakultät der Universität Wien die Benachrichtigung, dass mit der Ernennung von Franz Eduard Suess zum ordentlichen Professor an der deutschen Technischen Hochschule in Prag dieser laut Dekret „sein neues Lehramt unverzüglich anzutreten“ habe. Für Suess bedeutete dies, dass er als Ordinarius an das Institut zurückkehren würde, an dem er kurz nach seinem Studienabschluss und Abgang von der Wiener Universität als Assistent unter Victor Uhlig gearbeitet hatte.

Victor Uhlig, der 1900 von Prag an die Paläontologie nach Wien berufen und ein Jahr später zum Ordinarius für Geologie an der Universität Wien als Nachfolger des österreichischen Geologie-Titanen Eduard Suess „aufgestiegen“ war (SCHÜBL, 2010: 247–249), starb allerdings unerwartet im Alter von nur 54 Jahren am 4. Juni 1911 (also zwei Monate, nachdem Franz Eduard Suess seinen Ruf nach Prag erhalten hatte). Um die Zeit der Vakanz möglichst kurz zu halten, beschloss das Wiener Professorenkollegium rasch zu handeln und möglichst zügig die Wiederbesetzung einzuleiten. Zum Vorschlag kamen Franz Eduard Suess und Franz Kossmat (1871–1938), der als Adjunkt an der Geologischen Reichsanstalt tätig und seit 1900 Privatdozent der Geologie an der Universität Wien war, sowie der damalige Extraordinarius für Geologie und Paläontologie an der Universität Heidelberg, Wilhelm Salomon-Calvi (1868–1941). Auf eine eindeutig mehrheitliche Entscheidung in Bezug auf die Reihung von Suess und Kossmat kam es unter den Professoren nicht. In seinem Vortrag vom 8. September 1911 sprach sich der Unterrichtsminister Karl Stürgkh (1859–1916) für Franz Eduard Suess mit dem Argument aus, dass „Professor Suess an Lebensjahren älter und im akademischen Lehramte länger tätig ist als Dr. Kossmat und überdies vor allen geeignet erscheint, die seit Dezennien gewahrten rühmlichen Traditionen der Lehrkanzel festzuhalten und in weiterer wissenschaftlicher Entwicklung auszugestalten“¹⁰. Mit allerhöchster Entschliebung vom 21. September 1911 wurde Franz Eduard Suess zum Ordinarius der Geologie an der Universität Wien mit den systemmäßigen Bezügen ernannt.

Noch vor seiner Berufung zum Ordinarius in Wien erfolgte die Bestätigung der Wahl von F.E. Suess – „des ordentlichen Professors der Mineralogie und Geologie an der deutschen technischen Hochschule in Prag“ – zum korrespondierenden Mitglied der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien (siehe dazu: ANONYM, 1911: 404). Mit Entschliebung vom 29. August 1915 erfolgte die Ernennung zum wirklichen Mitglied (ANONYM, 1915: 235).

In die Zeit um die Berufung zum Ordinarius für Geologie fallen nicht nur Franz Eduard Suess' Aktivitäten für die kaiserliche Akademie der Wissenschaften, sondern auch seine Tätigkeiten für die Anfang Dezember 1907 gegründete Geologische Gesellschaft in Wien (CERNAJSEK & SEIDL, 2007). Bereits in der ersten Versammlung der Geologischen Gesellschaft hatte Suess einen Vortrag über die Lagerungsverhältnisse im Steinkohlengebiet von Rossitz in Mähren gehalten (SUESS, 1908d). Sein Engagement für den Verein, dessen „vorbereitendem Komitee“ zur Gründung er bereits angehört hatte, zeigt sich darin, dass er zuerst als Schriftführer, dann als Redakteur der Mitteilungen tätig war und in den Jahren 1912 und 1913 und später nochmals in den Jahren 1928 und 1929 die Präsidentschaft übernahm.

In den frühen 1910er Jahren beschäftigte sich Suess mit dem Phänomen der Radioaktivität und deren Beziehungen zu den geologischen Wissenschaften. Dieses Thema fand ein wohl vorbereitetes Umfeld und wurde von der Akademie gefördert. Im Jahr 1910 hatte sich Franz Eduards Vater Eduard Suess in seiner Funktion als Präsident der Akademie der Wissenschaften dafür eingesetzt, dass ein Institut für Radiumforschung an der Akademie etabliert

9 UA Wien, Phil. PA Nr. 3226: Franz Eduard Suess, fol. 34.

10 Karl STÜRGGH, Alleruntertänigster Vortrag, Wien, 18.09.1911; in: ÖStA – AVA U – UW [u.a.] Franz Eduard Suess Geologie – Zl. 40401 ex 1911

wurde (CERNAJSEK et al., 2000: 72). 1920 subventionierte die Akademie Franz Eduard Suess' Vorhaben der geologischen Untersuchung und kartographischen Darstellung des Erzgebirges und seiner Umgebung hinsichtlich Vorkommen des Radiums. Ein Jahr später untersuchte Suess, ebenfalls durch die Akademie der Wissenschaften subventioniert, die Uran führenden Horizonte in St. Joachimsthal in Westböhmen (heute: Jáchymov, Tschechische Republik). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen erschienen sowohl in den Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft als auch in den Schriften der Akademie der Wissenschaften (SUESS, 1911d; 1912c).

Durch den Zerfall der Österreichisch-Ungarischen Monarchie nach dem ersten Weltkrieg wurden so manche geologischen Einheiten plötzlich nicht oder nur erschwert zugänglich. Für Suess war plötzlich die weiträumige feldgeologische Bearbeitung der Böhmisches Masse aus politischen Gründen unmöglich geworden und so traten zunehmend theoretische Erwägungen in Suess' wissenschaftlichen Arbeiten in den Vordergrund „und manche kühne Gedanken wurden geboren“ (WALDMANN, 1953: 206). Die Zeit während des Weltkrieges, in der die Studentenzahlen stark zurückgingen und Assistenten in den Krieg zogen, nutzte Suess, um „die klassische Erdgeschichte“ von Melchior NEUMAYR aus dem Jahr 1886/87 vollständig umzuarbeiten. Die dritte, „auf Grund der von V. Uhlig herausgegebenen 2. Auflage“ gänzlich neubearbeitete Auflage durch Franz Eduard SUESS erschien 1920 unter dem Titel „Dynamische Geologie“.

In den 1920er Jahren wandte Suess die noch vor dem Krieg von Bruno Sander (1884–1979) entwickelten gefügekundlichen Untersuchungsmethoden von Gesteinen, die erste Ansätze der modernen Strukturgeologie erlaubten, an und so „bahnte [er] den bisher wenig beachteten Arbeiten von B. Sander den Weg in die weitere Öffentlichkeit“ (WALDMANN, 1953: 206). In weiterer Folge entwickelte Suess die auf seine jahrelangen Geländebeobachtungen zurückgehende Anschauung der „Intrusions- und Wandertektonik“ in der Böhmisches Masse. Unter „Intrusionstektonik“, deren Begriffsinhalt durch die fachliche Kollegenschaft heftig und kontrovers diskutiert wurde, verstand Suess all jene Phänomene, die typisch sind für „die von ausgedehnten Granitstöcken durchsetzten Gebiete“, welche „auch in bezug auf die Metamorphose und Lagerung der Gesteine besondere Merkmale zeigen und wohl unterschieden sind von den kristallinen Gebieten der eigentlichen Faltengebirge“ (SUESS, 1927a: 149). Die „Intrusionstektonik“ hatte Suess bereits in seinem Buch „Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge“, das 1926 erschien, umfassend beschrieben (SUESS, 1926b). Während eines Vortrages vor der Hauptversammlung der Geologischen Vereinigung im Jänner 1927 in Frankfurt a. M. bezog sich Suess nochmals auf diesen Begriff (inhaltlich erweiterter Abdruck dieses Vortrages: SUESS, 1927a), um ihn vor allem gegen seinen schärfsten Kritiker, den „Granit-Tektoniker“ Hans Cloos (1885–1951) zu verteidigen. Mit dem Terminus „Wandertektonik“ umriss Suess allgemein weite Überschiebungen.

Zu Ende der 20er und zu Beginn der 30er Jahre des 20. Jahrhunderts intensivierte Suess seine Reisetätigkeit in die österreichischen Alpen, in die Schweiz, nach Schottland, Spanien, Südafrika und Westamerika, um die gewonnenen Eindrücke mit den Forschungsergebnissen aus dem böhmischen Grundgebirge zu einer Erklärung der Entste-

hung und des Aufbaues von Kettengebirgen synthetisieren zu können. Einige der Forschungsreisen wurden seitens der Akademie der Wissenschaften finanziell unterstützt, wie 1928 die „geologischen Untersuchungen in den kristallinen Gebieten des schottischen Hochlandes“ (mit 950 Schilling), 1929 „geologische Forschungen in Südafrika“ (1700 Schilling), 1930 „eine gemeinsam mit Dr. Leo Waldmann zu unternehmende geologische Untersuchung des Schottischen Hochlandes“ (mit 2400 Schilling), 1932 „die Untersuchung der ostalpinen kristallinen Schiefer“ (mit 400 Schilling) und 1933 „für Forschungen über das Kristallin der Appalachen (Amerika)“ (mit 800 Schilling). Die gewonnenen Erkenntnisse und Ideen veröffentlichte Suess in einer erweiterten und verallgemeinerten Form in seinem dreiteiligen Werk „Bausteine zu einem System der Tektogenese“, das nach seiner Emeritierung im Druck erschien.

Während seiner letzten aktiven Jahre als Universitätsprofessor hatte sich Suess – neben den zuvor genannten Aspekten zum Aufbau und zur Entstehung von Gebirgen – des Problems der Meteorite, im Speziellen der Tektite, angenommen. Mit der Beschäftigung des Bimssteinvorkommens bei Köfels (Tirol) trat ab 1936 für Suess ein thematisch ähnliches Problem in den Vordergrund: Er deutete die „exotischen“ Gesteine, die der Bevölkerung bei Umhausen im Ötztal schon seit Generationen bekannt waren, als Impaktprodukte (SUESS, 1936a,b; 1938c). Im Gegensatz dazu ging die zuvor verbreitete Meinung, zurückgehend auf Adolf Pichler (1819–1900), davon aus, dass es sich bei dem seltsam porösen Material um Bimsstein handle, der aus gasreicher, zäher Lava entstanden wäre (PICHLER, 1863). Der enge Zusammenhang des Bimsmaterials mit jungpleistozänen Gletscherablagerungen hätte dem vulkanischen Ereignis allerdings eine zeitlich singuläre und geodynamisch schwer deutbare Stellung im Alpenkörper zukommen lassen. Eine deutlich einfachere alternative Lösung des Problems bot sich daher an, als Franz Eduard Suess als Primärereignis einen Meteoriteneinschlag annahm. Aus seinen frühen Studien über die im oberen Flusslauf der Moldau auftretenden „Moldavite“ kannte er „meteoritische“ Gläser und führte daher die „Bimssteine“ auf die am Fundort weit verbreiteten Augengneise zurück, die nach einem Einschlag eines extraterrestrischen Boliden durch Gesteinsverglasung umgewandelt worden wären. Für diesen Typus eines durch einen Impakt umgewandelten Gesteins führte er den neuen Namen „Köfelsit“ ein (Neuere Untersuchungen gehen davon aus, dass der „Köfelsit“ weder ein vulkanisches Produkt ist noch seine Entstehung einem Meteoriteneinschlag verdankt, sondern auf einen gigantischen Bergsturz zurückzuführen ist; PRANGER et al., 2009).

Mit Ende September 1936, nach einem Vierteljahrhundert des Wirkens als Lehrer und Forscher (Abb. 4) an der philosophischen Fakultät der Universität Wien, schied Franz Eduard Suess aus dem aktiven Dienst aus.¹¹ Überblickt man die Zeit seiner Tätigkeit am Geologischen Institut der Wiener Universität, so ist klar festzustellen, dass mit Beginn seines Wirkens sich die Forschungsrichtung der „Wiener Geologenschule“ klar in Richtung Kristallingeologie verschoben hat (TOLLMANN, 1963). Auch in den Dissertationsthemen, die zuvor stärker streuten, treten Fragen des außeralpinen Grundgebirges hervor (Aufstellung siehe Anhang).

11 Vgl. UA Wien, Phil. PA Nr. 3226: Franz Eduard Suess, fol. 41.

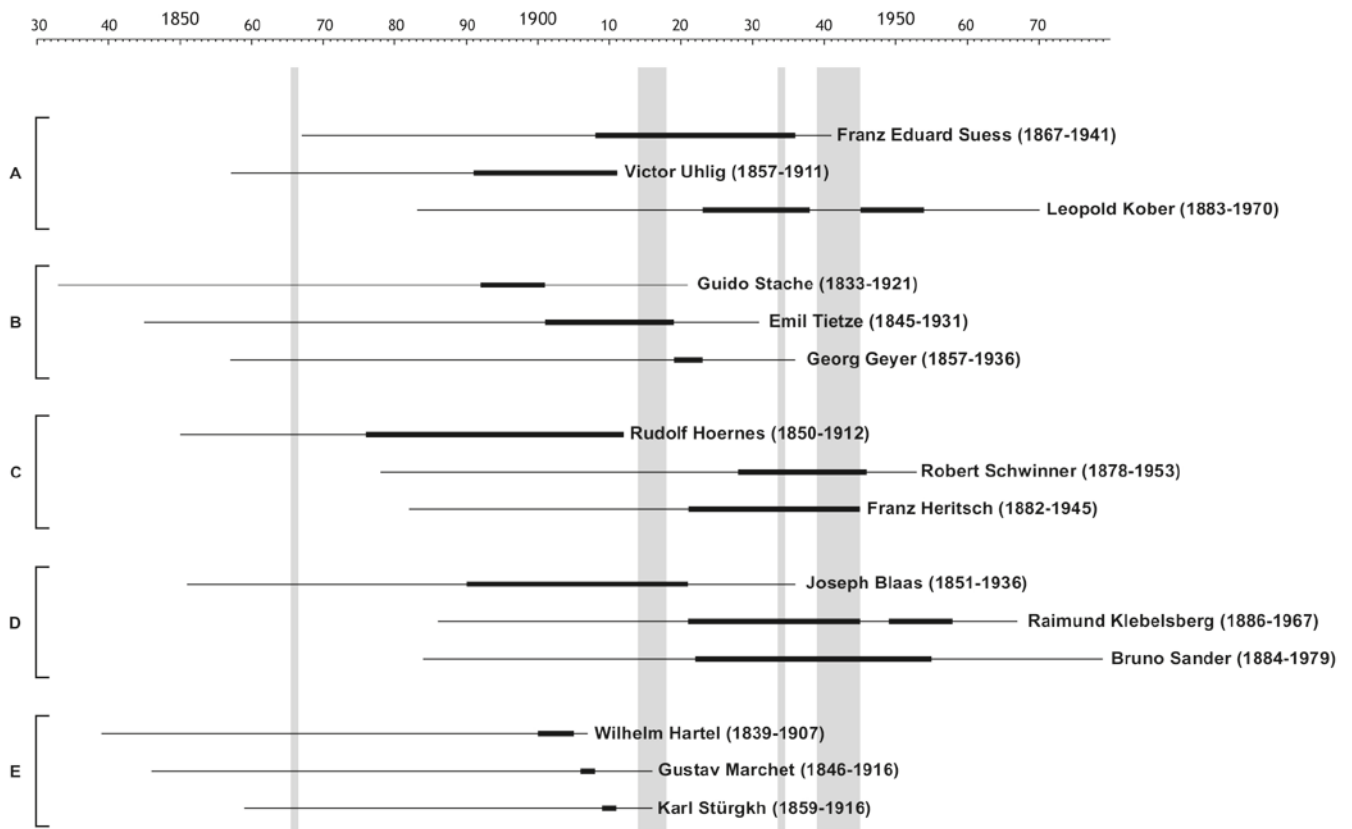


Abb. 4. Graphisch dargestellte Zusammenhänge der Lebensspannen von Franz Eduard Suess und einiger seiner Kollegen an den erdwissenschaftlichen Instituten der Universitäten Wien, Graz und Innsbruck sowie an der k.k. Geologischen Reichsanstalt bzw. der Geologischen Staatsanstalt in Wien; ebenso sind die Minister für Kultus und Unterricht in der Darstellung erfasst, die für die universitäre Laufbahn von Franz Eduard Suess von Bedeutung waren.

Man lese die Graphik wie folgt: Die auf der Ordinatenachse zusammenfassenden Klammern A bis E meinen: A: ausgewählte Erdwissenschaftler an der Universität Wien, B: Direktoren an der k.k. Geologischen Reichsanstalt bzw. der Geologischen Staatsanstalt, C: ausgewählte Erdwissenschaftler an der Universität Graz, D: ausgewählte Erdwissenschaftler an der Universität Innsbruck und E: Minister für Kultus und Unterricht.

Die Abszissenachse (oben) gibt die Jahreszahlen im Intervall von 1830 bis 1979 an.

Schmale waagrechte Balken geben die Lebensspannen der Personen an; fette Teilbalken visualisieren die Amtszeit, die die betrachteten Personen innehatten, wobei sich der fette Balken bei den Universitätsangehörigen auf die Zeit der definitiven Anstellung als Hochschul/Universitätslehrer bezieht, bei den Personen der Geologischen Reichs- bzw. Staatsanstalt geben die Balken das Intervall ihrer Tätigkeit als Direktor an und bei den Ministern spiegelt der fette Balken den Zeitbereich ihrer politischen Amtszeit wider.

Die senkrecht verlaufenden graugerasterten Balken weisen, von links nach rechts, auf den Preußisch-österreichischen Krieg von 1866, den Ersten Weltkrieg, die Februarkämpfe von 1934 und den Zweiten Weltkrieg hin.

Unter den Dissertantinnen und Dissertanten (in Klammer das Promotionsdatum; siehe Anhang) beschäftigten sich mit der Böhmisches Masse Leopold KÖLBL (1921), Leo WALDMANN (1922), Franz GRUBER (1927), Josef RIEDL (1928) und Eduard SACHSEL (1934), zum Teil auch Theodor KRÄUTNER (1923).

Weitere kristallinbezogene Themen behandelten die Arbeiten von Friedrich KÜMEL (1934), Otto MEIER (1922), Erhard BRAUMÜLLER (1937) und Siegmund PREY (1937).

Aber auch andere Interessensgebiete Franz Eduard Suess' spiegeln sich in den Dissertationsthemen wider. Aus dem alpinen Bereich wären dies Otto SICKENBERG (1925), Johann WINKLER (1931), Anton FIGL (1934), Ernst GASCHKE (1936), aber auch Wilhelm KRIEGER (1924) bzw. die paläontologisch orientierte Arbeit von Fritz ALMA (1924).

Betreffend Flyschzone, Klippenzone und Kieselkalkzone (= Ybbsitzer Klippenzone) wurden Arbeiten von Karl FRIEDL (1921), Eduard RAUSCHER (1923), Helmut BECKER (1931), Paul SOLOMONICA (1934), Rudolf TOTH (1935) und Karl GÖTZINGER (1937) verfasst.

Dazu treten Dissertationsthemen, die den „tertiären“ Anteil des österreichischen Staatsgebietes erfassen, wie jene von Arthur WINKLER (1914), Friedrich ELLISON-NIDLEF (1931), Robert JANOSCHEK (1933), Rudolf GRILL (1935) und Josef KAPOUNEK (1936).

Stratigraphisch-paläontologische Themen, die Franz Eduard Suess (mit)betreute, wurden von Franz KRUMPHOLZ (1912), Paula STEIGER (1912), Valerian GOETEL (1913), Otto HAAS (1914), Fritz KAUTSKY (1920), Karl KREJCI (1923), Alois KIESLINGER (1923), Josef ALBRECHT (1924), Ceslovas PAKUCKAS (1927) und Geza TELEKI VON SZÉK (1936) verfasst.

Franz Eduard Suess betreute aber auch Dissertationen, die unterschiedliche Fragestellungen im Balkangebiet, Rumänien und Anatolien zum Thema hatten: Milorad LAZAREVIĆ (1913), Oswald SCHMIDT (1926), Odomar GUGENBERGER (1926) und Artur PUSTOWSKA (1929).

Mit den Themen, die George LEES (1928), Kenneth GRAY (1930) und Robert BLEECK (1933) behandelten bzw. mit der Dissertation von Herbert TICHY (1937), welche die Ergebnisse einer geologischen Expedition dokumentierte, finden

sich Anklänge an die alte Tradition der Arabien- und Indieforschung.

Zwei weitere Dissertationsthemen stechen noch hervor, zum einen eine petrographische Arbeit von Maria KÖBER (1921) und die Arbeit von Heinrich KÜPPER (1926), die ein paläozoisches Thema behandelte.

Ruhestand und letzte Jahre

Auch nach seiner aktiven Berufszeit setzte Suess seine Untersuchungen zur „Tektogenese“ und dem „Meteorit von Köfels“ fort. Die zwischen 1937 und 1939 publizierten Abhandlungen unter dem gemeinsamen Titel „Bausteine zu einem System der Tektogenese“ haben Überlegungen zur Regionalmetamorphose und Tektogenese, Deckentransport sowie zum Baustil der Kaledoniden zum Thema (SUESS, 1937a; 1938a; 1939b). Aus der Beschäftigung mit den Kaledoniden und den schon länger bekannten, sehr weiten Deckentransporten innerhalb dieses Orogens stellte Suess Verbindungen zur Kontinentaldrifttheorie von Alfred Wegener (1880–1930) her. In der Publikation von 1938 nimmt Suess auf die zu unterschiedlichen Zeiten in unterschiedliche Richtungen transportierten kaledonischen Decken Bezug: „Aus dem im tektogenetischen Gefüge enthaltenen Bewegungsbilde der Schollen um den Skandik ist die bedeutungsvolle Erkenntnis zu gewinnen, daß die treibenden Kräfte der äußeren Erdgestaltung im Laufe der geologischen Vergangenheit nach der entgegengesetzten Richtung umgestellt worden sind. Im Altpaläozoicum hat andauernder Druck von Laurentia gegen Fenoskandia den kaledonischen Deckenwulst geschaffen. [...] Erst in der mittleren Tertiärzeit ist die Trennungsfuge neuerlich aufgelockert und die grönländische Scholle nach der entgegengesetzten Richtung abgetrieben worden“ (SUESS, 1938b: 335). Diese Vorstellung impliziert eine Kontinentaldrift vor der Pangäa-Konstellation.

Die letzte Abhandlung zur „Tektogenese“ über den „Bau der Kaledoniden und die Schollendrift im Nordatlantik“ (SUESS, 1939b) – zugleich Franz Eduard Suess' letzte Publikation – sollte nach der ursprünglichen Konzeption des Autors zweigeteilt erscheinen und so sollte dem Teil A des Opus „Die Kaledoniden in Schottland und Vergleiche“ ein Teil B folgen, zu dem Suess umfangreiche Aufzeichnungen in Form eines Typoskripts hinterließ, das aber nur eine Rohfassung darstellte. „Über Wunsch der Familie“ hatte Julius Pia (1887–1943) die Herausgabe und Drucklegung des Manuskriptes besorgt, obwohl er sich eingestehen musste, dass er sich für diese Aufgabe recht wenig eignete. So berichtet Pia im Vorwort der Veröffentlichung: „Einesteils liegt der Gegenstand dem Bereich meiner eigenen Untersuchungen allzu ferne; andernteils entspricht die Fragestellung nicht recht meiner Geistesart, die mit einer ziemlichen Scheu vor weitreichenden Synthesen belastet ist. Es erwies sich jedoch, daß niemand anderer, besser geeignete vorhanden war, der sich der Arbeit annehmen konnte“ (SUESS, 1949: 31). Die posthum erschienene Veröffentlichung verzögerte sich um mehr als acht Jahre und kam nicht wie die ersten Abhandlungen in der Reihe „Fortschritte in der Geologie und Paläontologie“ im Verlag Borntraeger in Berlin zur Publikation, sondern erschien in den Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien. Julius Pia erlebte die Veröffentlichung ebenfalls nicht, er war sechs Jahre vor der Drucklegung verstorben.

Nach der Okkupation Österreichs durch das Deutsche Reich wurde Franz Eduard Suess mit der Ideologie des Nationalsozialismus, im Speziellen mit den Folgen der Um-

setzung der Nürnberger Rassengesetze konfrontiert, denn seine Großmutter, Eleonore Suess, geborene Zdekauer, war Jüdin gewesen. Dies bedeutete für Franz Eduard, dass er als „Mischling zweiten Grades“ eingestuft wurde. Wenn auch verspätet im Vergleich zu den Universitäten, so wurden die Nürnberger Gesetze auch für die Mitglieder der Akademie der Wissenschaften 1939 wirksam. Laut diesen Gesetzen wurde „Nichtariern“ die Staatsbürgerschaft entzogen, was zur Folge hatte, dass diese nicht mehr im Stand der inländischen ordentlichen Mitglieder geführt werden konnten. Auch Franz Eduard Suess – trotz Bemühungen seitens der Akademie, dessen Ausschluss zu verhindern – wurde ab 2. Dezember 1939 nicht mehr als Mitglied geführt. Anzumerken wäre, dass vom Ausschluss unter anderem auch die beiden Nobelpreisträger Victor F. Hess (1883–1964) und Erwin Schrödinger (1887–1961) betroffen waren (siehe auch MATIS, 1997).

Nach längerer Krankheit, am Samstag, den 25. Jänner 1941, starb Franz Eduard Suess im 74. Lebensjahr. Während seiner letzten Lebenstage haben die politischen Aggressionen stark zugenommen, sodass „[d]er häßliche Lärm einer in den Fugen erschütterten Welt“ (KÖLBL, 1949: 267) „die traurige Kunde von seinem Dahinscheiden“ (WALDMANN, 1953: 193) übertönte. Die letzte Ruhestätte fand Franz Eduard Suess im Familiengrab in Marz (Burgenland) (HOFMANN & SCHEDL, 2007).

Würdigung

Sieht man von den ehrenvollen beruflichen Erfolgen wie der Aufnahme in die Akademie der Wissenschaften und dem Amt des Dekans der Philosophischen Fakultät der Universität Wien im Studienjahr 1923/24 ab, so sind noch Franz Eduard Suess' korrespondierende Mitgliedschaft bei der Geologischen Bundesanstalt in Wien (HAMMER, 1925), die Verleihung der Eduard Sueß-Gedenkmünze der Geologischen Gesellschaft in Wien im Jahre 1937 (CERNAJSEK & SEIDL, 2007) – die höchste Auszeichnung, die diese Vereinigung zu vergeben hat – sowie das Ehrendoktorat der schottischen Universität Glasgow zu erwähnen. Aber auch posthum erfuhr Franz Eduard Suess Ehre, indem ein am 19. März 1996 von Petr Pravec und Lenka Šarounová am Ondřejov-Observatorium (Astronomisches Institut der Tschechischen Akademie der Wissenschaften) entdeckter Asteroid des Hauptgürtels (zwischen Mars und Jupiter) nach ihm „(12002) Suess“ benannt wurde (Jet Propulsion Laboratory California, Institute of Technology, NASA, Small-Body Database).

Politisch bzw. durch die Kriegereignisse bedingt, erschienen Nachrufe auf Franz Eduard Suess verspätet. Die Tatsache, dass der erste Nachruf aus der Feder eines Nicht-Österreichers stammt, ist wegen der nationalsozialistischen Einschränkungen Positives über Juden oder „Mischlinge“ zu berichten, nicht weiter verwunderlich. In der Septemerausgabe von 1942 der britischen Zeitschrift „Nature“ publizierte John Vernon Harrison (1892–1972) eine Würdigung, in der er berichtet, jüngst erfahren zu haben, dass Suess im Jahr zuvor verstorben war. Harrison beleuchtet nicht nur die wissenschaftlichen Verdienste Suess', sondern berichtet auch nicht wenig ausführlich über private Facetten des Verstorbenen: „He had a discriminating taste in art and music, in both of which he was no mean performer. The former rendered his field notebooks models of their kind

as his skilful, truthful pen recorded pictorial evidence unbiased by theoretical distortion and furnished illustrations of field facts in a way that few can hope to do even with the aid of a camera. In the latter, his piano was near his study and upon it he would discourse in a most versatile fashion. Like many an Austrian he loved Mozart and Schubert, Beethoven and Wagner, but besides he was tremendously attracted by the unexpected harmonies of Richard Strauss."

Kurt Leuchs (1881–1949), Ordinarius für Geologie am Wiener Institut und seit Juli 1943 (also zweieinhalb Jahre nach Suess' Tod) korrespondierendes Mitglied der Akademie der Wissenschaften, schrieb einen Nachruf für den „Almanach“, der in der Jahressitzung 1945 vorgelegt wurde. Darin findet sich keine einzige Andeutung über den Ausschluss von Franz Eduard Suess aus den Reihen der Akademie. Anzumerken wäre, dass zu dem Zeitpunkt, als der Nachruf in Druck ging, Leuchs bereits des Amtes an der Universität enthoben worden war. Leuchs war Mitglied der NSDAP gewesen, was zur Folge hatte, dass er nach Kriegsende „wegen dieser rein formalen Angelegenheit ... zwischen die Mühlsteine des österreichischen Verbotsgesetzes“ geriet (CORNELIUS, 1952: 269). Die Akademie reagierte nicht mit einem Ausschluss, womit ihm ein vergleichbares Schicksal, wie es Suess ereilt hatte, erspart blieb.

Zwar deutlich zeitverzögert, dennoch nicht weniger ausführlich und herzlich, folgten Nachrufe seiner Schüler Kölbl und Waldmann. Leopold KÖLBL verfasste zuerst eine Darstellung über das wissenschaftliche Oeuvre seines Lehrers, die im Jahr 1949 zur Publikation kam – und später nochmals eine Würdigung im Jahr 1968 (KÖLBL, 1968). Kölbl war seit 1932 Mitglied der NSDAP gewesen und wohl auch deshalb politisch für das Amt des Rektors protegiert worden, das er zwischen 1935 und 1938 an der Universität München innehatte. Köbls Art war es offensichtlich, die rassistischen Ressentiments des Nazi-Regimes nicht zu teilen (LITTEN, 2003). Das „verspätete“ Erscheinen des Nachrufes ist daher wohl aus der wirtschaftlichen Situation

während der Kriegsjahre bzw. der frühen Nachkriegsjahre zu erklären, welche die Drucklegungen von Beiträgen speziell in den Publikationsorganen der erdwissenschaftlichen Gesellschaften verzögerte (während der Kriegsjahre und frühen Nachkriegsjahre hatte die Geologische Gesellschaft in Wien mit der zeitgerechten Herausgabe ihrer Mitteilungen zu kämpfen. Während die Mitteilungsbände 32 bis 35 mit zweijähriger Verspätung erschienen, folgte danach der Sammelband 36–38 für 1943–45 erst im Jahr 1949, der Band 39–41 für 1946–48 erst 1951!). In seinem Nachruf stellt Kölbl Franz Eduard Suess als „den stets hilfsbereiten und gütigen Menschen und den bahnbrechenden Forscher“ dar, der „still und bescheiden“ war. Auf Suess' Bescheidenheit spielt auch Josef Stiny (1880–1958) im Geleitwort zur Festschrift anlässlich des 70. Geburtstages von F.E. Suess (STINY, 1937) an. Ähnlich wie Harrison erwähnt auch Kölbl, dass Suess der Kunst zugetan war. Speziell in seiner Jugend, während der diese Aspekte Förderungen durch das Elternhaus erfahren, war „sein Interesse zunächst in stärkerem Maße den schönen Künsten, besonders der dramatischen Kunst“ zugewandt, berichtet Kölbl und schlägt die Brücke zu Suess' wissenschaftlichen Arbeiten, die gekennzeichnet sind durch „klare[n] Stil“ und „die schöne, kultivierte Sprache“ (KÖLBL, 1949: 267f.).

Von Kölbl erfahren wir – im Gegensatz zu Leuchs, aber auch zu Waldmann, der sachlich das wissenschaftliche „Lebenswerk“ seines Lehrers beleuchtet – etwas über das Verhältnis von Suess zu seinen Schülern: „Mit gütiger Geduld nahm er alle Einwände entgegen, entkräftete oder widerlegte sie, aber immer durch Hinweise auf Beobachtungen und Tatsachen und nie etwa dadurch, daß er seine wissenschaftliche Autorität als solche in die Waagschale warf. Und wenn im Eifer der Diskussion auch einer seiner Jünger vielleicht nicht ganz die richtigen Worte fand, so hatte er hiefür immer ein nachsichtiges Lächeln oder eine mit feinem Humor gewürzte Antwort bereit. Für diese vornehme Art einer wirklich wissenschaftlich freien Erziehung werden ihm seine Schüler stets dankbar sein.“

Anhang

Kurzbiographien der im Text genannten Erdwissenschaftler

ABEL, Othenio (1875–1946)

Am 20. 6. 1875 in Wien geboren; studierte zunächst Rechtswissenschaften, zugleich auch Naturwissenschaften (vor allem Geologie und Paläontologie); 1899 Promotion zum Dr. phil.; zwischen 1900 und 1907 an der Geologischen Reichsanstalt tätig; 1902 Habilitation für Allgemeine Paläontologie; 1907 außerordentlicher Professor an der Universität Wien; hier 1917 Berufung zum ordentlichen Professor für Paläobiologie; 1921 korrespondierendes Mitglied der Akademie der Wissenschaften; 1927/1928 Dekan, 1932/33 Rektor der Universität Wien; 1934 aus politischen Gründen in den zeitlichen Ruhestand versetzt; 1935–1940 Ordinarius an der Universität Göttingen; 1941 Emeritierung (vgl. K. EHRENBURG, 1975).

BECKE, Friedrich Johann Karl (1855–1931)

Am 31. 12. 1855 in Prag geboren; studierte seit 1874 in Wien zunächst Naturwissenschaften, wandte sich dann aber ausschließlich der Mineralogie zu; 1877 Assistent am

Mineralogischen Institut in Wien; 1878/79 Lehramtsprüfung im Fach Naturgeschichte; 1880 Promotion; 1880/81 Habilitation für Petrographie; 1881 außerordentlicher Professor, 1886 Ordinarius für Mineralogie in Czernowitz, 1890 Berufung an die Deutsche Universität in Prag; 1898 Berufung an die Universität Wien; 1911–1929 Generalsekretär der Österreichischen Akademie der Wissenschaften; Erfinder einer Bestimmungsmethode für Mineralien auf Grund ihrer optischen Eigenschaften („Becke'sche Linie“); gestorben am 18. 6. 1931 in Wien (vgl. F.E. SUSS, 1932b). Seine Arbeit über die kristallinen Schiefer des Waldviertels gilt als die erste moderne petrographische Bearbeitung metamorpher Gesteine in Österreich.

BREZINA, Maria Aristides (1848–1909)

Am 4. 5. 1848 in Wien geboren; bereits während seiner Gymnasialzeit 1862 wegen seiner naturwissenschaftlichen Fähigkeiten als Eleve am Hofmineralienkabinett aufgenommen; nach der Matura 1866 mathematische und physikalische Studien an der Universität in Wien und Tätigkeit

ten im chemischen Labor der Technischen Hochschule; 1868 Studium in Berlin, im gleichen Jahr Assistent am Hofmineralienkabinett in Wien; 1872 Promotion in Tübingen; 1874 Habilitation für Kristallographie und Kristallphysik an der Universität Wien; Kustos am Hofmineralienkabinett; 1876 Einrichtung eines eigenen kristallographischen Laboratoriums an der Universität Wien; 1885 Leitung der mineralogisch-petrographischen Abteilung am Hofmineralienkabinett; 1899 Ernennung zum Direktor; 1896 Ruhestand; gestorben am 22. 5. 1909 in Wien (vgl. C. HLAWATSCH, 1909).

BERWERTH, Friedrich Martin (1850–1918)

Am 16. 11. 1850 in Schäßburg (ungar. Segesvár, rumän. Sighisoara) in Rumänien geboren; Gehilfenprüfung für Pharmazeuten bereits vor dem Gymnasialabschluss; 1869 Studium der Pharmazie in Wien und Graz; 1872 Magistertitel in Graz; danach Studium der Chemie in Heidelberg, 1873 Promotion; 1874 Aushilfskraft am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Wien und Stelle am Hofmineralienkabinett; 1885 Kustosadjunkt, 1888 Kustos am Naturhistorischen Hofmuseum; 1888 Nostrifizierung des Heidelberger Doktordiploms und *venia legendi* für das Fach Petrographie an der Universität Wien; 1894 außerordentlicher Professor für Petrographie; 1896 Leiter der Mineralogisch-Petrographischen Abteilung am Naturhistorischen Hofmuseum, 1904 Direktor dieser Abteilung; 1907 Berufung zum ordentlichen Universitätsprofessor; gestorben am 22. 9. 1918 in Wien (vgl. V. HAMMER et al., 2010).

CLOOS, Hans (1885–1951)

Am 8. 11. 1885 in Magdeburg geboren; begann nach der Gymnasialzeit 1905 mit dem Architekturstudium an der RWTH Aachen; wechselte noch im selben Jahr das Studium und begann Geologie zuerst in Bonn, dann ab 1906 in Jena zu studieren, wo er unter anderem bei Johannes Walther (1860–1937) Vorlesungen hörte; 1910 Promotion in Freiberg; danach Forschungstätigkeit im damaligen Deutsch-Südwestafrika und bei der Standard Oil Company auf Java und Borneo; 1914 Habilitation in Marburg; 1917 Vertretungsprofessur des Lehrstuhls für Geologie an der Universität Breslau; 1919 folgte er Fritz Frech (1861–1917) im Ordinariat in Breslau nach; 1926 Berufung nach Bonn; gestorben am 26. 9. 1951 in Bonn. Cloos ist vor allem durch seine zahlreichen Lehrbücher international bekannt geworden (vgl. E. & I. SEIBOLD, 2000).

DIENER, Carl (1862–1928)

Am 11. 12. 1862 in Wien geboren; Studium der Geologie und Paläontologie in Wien; 1883 Promotion *sub auspiciis imperatoris*; ab 1885 zahlreiche Forschungsreisen durch Europa, Asien und Amerika; 1892 im Auftrag der Akademie der Wissenschaften im Zentralhimalaya. Spätere Reisen nach Spitzbergen, in den Ural, den Kaukasus, nach Sibirien, Hawaii und Kanada; 1886 Habilitation für Geographie, 1893 Habilitation für Geologie; 1903 außerordentlicher und 1906 ordentlicher Professor für Paläontologie an der Universität Wien; 1919 Dekan und 1922/23 Rektor; 1909 korrespondierendes und 1913 wirkliches Mitglied der Akademie der Wissenschaften in Wien; auch als Alpinist bekannt, Präsident des Österreichischen Alpenklubs 1888 und 1892/93; gestorben am 6. 1. 1928 in Wien. Vor allem

durch seine grundlegenden Arbeiten in der Biostratigraphie, besonders über die triadischen Ammoniten bekannt (vgl. G. v. ARTHABER, 1928).

DOELTER, Cornelio (1850–1930)

Am 16. 9. 1850 in Arroyo (Puerto Rico) geboren; schulische Ausbildung in Karlsruhe und Paris; 1869 Bachelier an der Faculté des Sciences in Paris; 1870 Studium in Freiburg im Breisgau, 1871 Studium in Heidelberg (Chemie, Physik und Mineralogie), hier Promotion 1872; 1873 Volontär an der Geologischen Reichsanstalt in Wien; 1875 Habilitation an der Wiener Universität; 1876 außerordentlicher Professor der Petrographie und Mineralogie an der Universität Graz; 1883 Ordinarius für Mineralogie und Petrographie; 1887 Dekan und 1906 Rektor; 1907 Berufung an die Universität Wien; 1921 Ruhestand; 1902 korrespondierendes Mitglied, 1928 wirkliches Mitglied der Akademie der Wissenschaften in Wien; gestorben am 8. 8. 1930 in Kolbnitz (Kärnten). Doelters wissenschaftliches Werk ist besonders durch Arbeiten auf dem Gebiet der physikalisch-chemischen Mineralogie ausgewiesen (vgl. W. FISCHER, 1971).

FRECH, Fritz (1861–1917)

Am 16. 3. 1861 in Berlin geboren; Studium der Naturwissenschaften, besonders der Geologie und Paläontologie an den Universitäten Berlin und Bonn; 1885 Promotion in Berlin, 1887 Habilitation in Halle/Saale; 1891 planmäßiges Extraordinariat an der Universität Breslau, 1897 Ernennung zum ordentlichen Professor für Geologie und Paläontologie. Während des 1. Weltkrieges leitender Geologe im Armeekommando an der syrischen Front, wo er nach wenigen Wochen als Opfer des Krieges am 28. 9. 1917 in Aleppo (Syrien) starb. Äußerst umfangreiche Arbeiten im Bereich der Erforschung paläozoischer Faunen (vgl. A. v. SCHOUPPE, 1961).

FUCHS, Theodor (1842–1925)

Am 15. 9. 1842 in Eperies, Prešov (Slowakei) geboren; zuerst Medizinstudium in Wien, dann Studium der Geologie; 1863 Promotion, Assistent am Hofmineralienkabinett, 1880 Kustos, 1885 provisorischer Leiter und ab 1889 Direktor der geologisch-paläontologischen Abteilung; 1880 Habilitation für Paläontologie; 1888 korrespondierendes Mitglied der Akademie der Wissenschaften; 1897 außerordentlicher Professor; 1905 Hofrat; gestorben am 5. 10. 1925 in Steinach am Brenner (vgl. F.X. SCHAFFER, 1925).

GASCHE, Ernst (1908–1976)

Am 13. 9. 1908 in Bern geboren; Studium der Geologie in Wien; Assistent am Naturhistorischen Museum in Basel, später hier Leiter der Geologischen Abteilung; gestorben am 6. 5. 1976 in Basel (vgl. S. PREY, 1978).

GUNN, William (1837–1902)

Am 27. 9. 1837 geboren; trat 1867 dem Geological Survey of London bei und kartierte 17 Jahre in Nordengland und Schottland; gestorben am 24. 10. 1902.

HARRISON, John Vernon (1892–1972)

Am 16. 3. 1892 in Glasgow geboren; Doktorat 1931, zwischen 1918 und 1938 als Erdölgeologe bei der Anglo-Persian Oil Company (APOC) tätig; 1938–1959 an der Oxford University; 1961 Lyell Medal der Geological Society of London; gestorben am 31. Juli 1972 in Oxford (vgl. E.A. VINCENT, 1973).

HOERNES, Rudolf (1850–1912)

Am 7. 10. 1850 in Wien geboren; nach Beendigung des Piaristengymnasiums in Wien Besuch der Vorlesungen am Paläontologischen Institut bei Melchior Neumayr und am Geologischen Institut bei Eduard Suess; 1871 Promotion; 1873 Praktikant an der Geologischen Reichsanstalt; 1876 Berufung ohne Habilitation als außerordentlicher Professor nach Graz; 1883 Ernennung zum ordentlichen Professor für Geologie und Paläontologie in Graz; 1895 korrespondierendes Mitglied der Anthropologischen Gesellschaft, 1899 korrespondierendes Mitglied der Akademie der Wissenschaften; gestorben am 20. 8. 1912 in Judendorf bei Graz. Beinahe 250 Publikationen, vor allem auf dem Gebiet der stratigraphischen Gliederung des Neogens, der systematischen Paläontologie und Erdbebenkunde (vgl. F. HERITSCH, 1913).

KÖLBL, Leopold (1895–1970)

Am 26. 3. 1895 in Wien geboren; Promotion bei F.E. Suess 1921; 1923 bis 1929 Assistent an der Hochschule für Bodenkultur in Wien; 1927 Habilitation; April 1929 außerordentlicher Professor und Vorstand des Geologischen Instituts an der Hochschule für Bodenkultur; 1934 Vertretung für den Lehrstuhl für Allgemeine und Angewandte Geologie an der Universität München, danach Ernennung zum Ordinarius, 1935 bis 1938 Rektor der Universität München; 1939 wegen homosexueller Handlungen verhaftet und später verurteilt; 1943 nach Österreich zurückgekehrt, arbeitete in der Erdölproduktion in Wien; gestorben am 25. 12. 1970 in Wien (vgl. H. WIESENER, 1972).

KOSSMAT, Franz (1871–1938)

Am 22. 8. 1871 in Wien geboren; 1890–1894 Studium der Geologie in Wien; 1894 Promotion; 1900 Habilitation für Geologie und Paläontologie an der Universität Wien; 1900–1909 Privatdozent für Geologie und Paläontologie an der Universität Wien; 1909 Titel eines außerordentlichen Professors; 1911–1913 ordentlicher Professor an der Technischen Hochschule Graz; 1913–1934 ordentlicher Professor für Geologie und Paläontologie an der Universität Leipzig, Direktor des Sächsischen Geologischen Landesamtes; gestorben am 1. 12. 1938 in Leipzig (vgl. A. WINKLER-HERMADEN, 1938).

LAUBE, Gustav (1839–1923)

Am 9. 1. 1839 in Teplitz (Teplice, Tschechische Republik) geboren; studierte an den Universitäten Prag, München und Tübingen; 1865 Promotion; im selben Jahr Assistent am Hof-Mineralienkabinett; 1866 Habilitation für Paläontologie am Polytechnischen Institut in Wien; 1867 Habilitation an der Universität Wien; 1869/70 Teilnahme an der zweiten deutschen Nordpolexpedition auf dem Schiff Hansa; 1871 ordentlicher Professor für Mineralogie und Geolo-

gie am Polytechnischen Institut in Prag; 1878 ordentlicher Professor für Geologie und Paläontologie an der Deutschen Universität Prag, 1893/94 Rektor; gestorben am 12. 4. 1923 in Prag (vgl. O. KÜHN, 1972).

LEUCHS, Kurt (1881–1949)

Am 14. 9. 1881 in Nürnberg geboren; Studium der Naturwissenschaften an der Universität München, Promotion 1906; danach mehrere Studienreisen; 1912 Habilitation an der Universität München; 1912–1919 Assistent und Dozent in München; 1915 und 1918 Kriegsgeologe; 1919–1925 außerordentlicher Professor in München; 1925 Berufung an die Universität Frankfurt am Main; 1936 Professor für Geologie, Paläontologie, Mineralogie und Petrographie am Yüksek Ziraat Enstitüsü der Universität in Ankara; 1940 Berufung zum ordentlichen Professor der Geologie an die Universität Wien; zu Ende des Krieges des Amtes entoben; 1948–49 Vertretung der Lehrkanzel für Paläontologie in Wien; gestorben am 7. 9. 1949 in Wien (vgl. H.P. CORNELIUS, 1952).

MAYER, Josef (1752–1814)

Am 5. 6. 1752 in Prag geboren; 1777 Anstellung im böhmischen Landesgubernium; 1782 Forschungsreisen; Promotion zum Dr. phil. 1788 in Wien; 1785 Professor der Naturgeschichte, physischen Erdbeschreibung und Technologie an der Prager Universität; 1787 erfolgte seine Berufung als Professor für Allgemeine Naturgeschichte und Technologie nach Wien; 1800 Professor der Naturgeschichte und Direktor des Naturalien-Cabinets in Prag; 1812 Ruhestand; gestorben am 24. 10. 1814 in Wien (vgl. C. WURZBACH, 1868).

MOJSISOVICS, Edmund von (1839–1907)

Am 18. 10. 1839 in Wien geboren; 1858 Matura in Wien; Jusstudium, daneben auch Studium der Geologie und Geographie; 1864 Promotion zum Dr. jur. an der Grazer Universität; 1865 Eintritt als Volontär in die Geologische Reichsanstalt; 1870 Chefgeologe, 1879 Oberbergrat, 1892 rangältester Chefgeologe mit dem Titel eines Vizedirektors; 1871–1886 Privatdozent für spezielle Geologie an der Universität Wien; 1892 wirkliches Mitglied der Akademie der Wissenschaften; Mitbegründer des Österreichischen Alpenvereins (1862); gestorben am 2. 10. 1907 in Mallnitz (Kärnten). Auf Mojsisovics geht die Organisation der österreichischen Erdbebenbeobachtung zurück (vgl. W. MEDWENITSCH, 1975).

NEUMAYR, Melchior (1845–1890)

Am 24. 10. 1845 in München geboren; 1863 zuerst Studium der Rechtswissenschaften, dann der Paläontologie an der Universität München; 1867 Promotion zum Dr. phil.; 1868–1872 Sektionsgeologe an der Geologischen Reichsanstalt; 1872 Habilitation an der Universität Heidelberg; 1873 außerordentlicher Professor für Paläontologie an der Universität Wien; 1879 Ordinarius für Paläontologie; 1882 korrespondierendes Mitglied der Akademie der Wissenschaften; gestorben am 29. 1. 1890 in Wien (vgl. V. UHLIG, 1891). Neumayr interpretierte die jungpliozänen Viviparen Slawoniens und der Insel Kos als stammesgeschichtliche Formenreihen im Sinne der Darwinschen Evolution.

PENCK, Albrecht (1858–1945)

Am 25. 9. 1858 in Reudnitz bei Leipzig geboren; 1875 Studium der Chemie, Botanik, Mineralogie und Geologie in Leipzig, 1878 Promotion (Mineralogie); weiteres Studium ab 1880 bei Karl Alfred Zittel (1839–1904) in München; 1883 Habilitation für Geographie in München; 1885 Berufung an die neugeschaffene Lehrkanzel für Physikalische Geographie an der Universität Wien; 1906 Berufung an die Friedrich-Wilhelms-Universität (heute Humboldt-Universität) Berlin und Übernahme der Leitung des neugegründeten Instituts und Museums für Meereskunde; 1917/18 Rektor, 1926 emeritiert; ab 1928 Lehrtätigkeit an der Deutschen Karl-Ferdinands-Universität in Prag; gestorben am 7. 3. 1945 in Prag-Reuth (Krč). Große Bedeutung erlangten seine Forschungen über die Vergletscherung der österreichischen Alpenländer (vgl. K.A. HABBE, 2001).

PIA, Julius (1887–1943)

Am 28. 7. 1887 in Purkersdorf (NÖ) geboren; 1906–1911 Studium der Geologie und Zoologie an der Universität Wien; 1911 Promotion; ab 1912 an der geologisch-paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums Wien beschäftigt; 1919 Habilitation an der Universität Wien; 1927 Titular-Professor, 1937 Honorarprofessor für systematische Paläontologie; 1923 korrespondierendes Mitglied der Akademie der Wissenschaften; gestorben am 2. 1. 1943 in Wien (vgl. Th. HOFMANN, 1993).

PICHLER, Adolf (1819–1900)

Am 4. 9. 1819 in Erl (Tirol) geboren; Gymnasialzeit in Innsbruck, danach ab 1840 Studium der Rechtswissenschaften; 1842 Medizinstudium in Wien, Veröffentlichung von Gedichten; nach Abschluss des Studiums 1848 beteiligte er sich an der Revolution von 1848; danach Supplentenstelle an der Lehrkanzel für Naturgeschichte an der philosophischen Fakultät der Universität Innsbruck; ab 1851 Gymnasiallehrer; ab 1867 Professor der Geologie an der Universität Innsbruck; 1877 Adelsprädikat „von Rautenkar“ für Verdienste bei Gefechten in Ponte Tedesco und Caffaro; 1879 Wahl zum Rektor der Universität Innsbruck, lehnte aber das Amt ab; 1890 Ruhestand nach 42 Dienstjahren; gestorben am 15. 11. 1900 in Innsbruck (vgl. R. v. KLEBELSBERG, 1935).

ROSIWAL, August (1860–1923)

Am 2. 12. 1860 in Wien geboren; 1878–1883 Studium der Ingenieurwissenschaften und Elektrotechnik an der Technischen Hochschule in Wien; 1885–1891 Assistent an der Lehrkanzel für Geologie und Mineralogie an der Technischen Hochschule in Wien, trat 1891 in die Geologische Reichsanstalt ein; ab 1892 Privatdozent für Mineralogie und Petrographie, ab 1898 Honorarprofessor für Mineralogie; 1904 Titular-ao.-Professor, 1918 ordentlicher Professor für Geologie und Mineralogie an der Technischen Hochschule in Wien; gestorben am 9. 10. 1923 in Wien. Machte sich um eine technische Ermittlung der Schleifhärte verdient (vgl. T. CERNAJSEK, 1988).

SALOMON-CALVI, Wilhelm (1868–1941)

Am 15. 2. 1868 in Berlin geboren; Geologie- und Mineralogiestudium in Zürich, Berlin, Leipzig und München;

1890 Promotion; 1894 Habilitation in Pavia, 1897 Habilitation für Geologie in Heidelberg; 1899 Ernennung zum außerordentlichen Professor für Paläontologie in Heidelberg; 1913–1934 ordentlicher Professor für Geologie und Direktor des Geologisch-Paläontologischen Institutes in Heidelberg; Zwangsemeritierung und Emigration aus politischen Gründen vor den Nationalsozialisten in die Türkei; 1934–1938 Ordinarius für Geologie und Mineralogie an der Landwirtschaftlichen Hochschule in Ankara; 1938–1941 Direktor der geologischen Landesaufnahme der Türkei; gestorben am 15. 6. 1941 in Ankara (vgl. M. PFANNENSTIEL, 1947).

SANDER, Bruno (1884–1979)

Am 23. 2. 1884 in Innsbruck geboren; Studium der Naturwissenschaften in Innsbruck, Promotion 1907; Assistent an der Technischen Hochschule in Wien und an der Universität Innsbruck, Habilitation 1912; 1913–1922 an der Geologischen Reichs- bzw. Bundesanstalt in Wien; 1922–1955 Professor der Mineralogie und Petrographie an der Universität Innsbruck; gestorben am 5. 9. 1979 in Innsbruck (vgl. H. WIESENER, 1980).

SCHRAUF, Albrecht (1837–1897)

Am 14. 12. 1837 in Wieden (Wien) geboren; trat 1853 als Novize in den Piaristenorden ein, den er nach der Matura 1856 wieder verließ; 1856–1862 Studium an der Universität Wien (Physik, Mathematik, Mineralogie und Botanik); 1862 Promotion an der Universität Tübingen; bereits ab 1861 Assistent, 1862 Kustosadjunkt am Hofmineralienkabinett in Wien; 1863 Habilitation für physikalische Mineralogie an der Universität Wien; 1874 Berufung zum Ordinarius für Mineralogie sowie Leiter des Mineralogischen Museums an der Universität Wien; 1887/88 Dekan; verlor 1896 durch einen Unfall die Sehkraft; 1884 korrespondierendes, 1893 wirkliches Mitglied der Akademie der Wissenschaften in Wien; gestorben am 29. 11. 1897 in Wien (vgl. H. HERITSCH, 1999). Schrauf erkannte als einer der Ersten die inneren Zusammenhänge zwischen dem chemischen Aufbau und den morphologischen und physikalischen Eigenschaften der Minerale.

STACHE, Guido (1833–1921)

Am 28. 3. 1833 in Namslau, heute: Namysłów, Polen geboren; studierte in Breslau (Wrocław) und Berlin; 1855 Promotion; 1857 Lehramtsprüfung in Naturgeschichte und deutscher Literaturgeschichte; 1857 Eintritt in die Geologische Reichsanstalt; 1873 Bergrat und Chefgeologe; 1877 Oberbergrat; seit 1885 Vizedirektor, 1892–1902 Direktor der Geologischen Reichsanstalt; gestorben am 11. 4. 1921 in Wien (vgl. T. CERNAJSEK, 2007).

STINY, Josef (1880–1958)

Am 20. 2. 1880 in Wappoltenreith in Niederösterreich geboren. Nach Abschluss des Gymnasiums absolvierte er die Hochschule für Bodenkultur in Wien und besuchte Vorlesungen aus dem Bauingenieurfach an der Grazer Technischen Hochschule; danach Tätigkeit als Ingenieur und Studium der Geologie an der Grazer Universität; während des ersten Weltkrieges mit vielerlei technischen Bauvorhaben beauftragt; zwischen 1919 und 1925 Professor für

naturwissenschaftliche Fächer an der Höheren Forstlehranstalt in Bruck an der Mur (Steiermark); 1924 Habilitation für Geologie an der Grazer Universität; hier später Titel eines außerordentlichen Professors. Ab 1. 3. 1925 ordentlicher Professor der Geologie an der Technischen Hochschule in Wien; 1943 Pensionierung; Supplierungen seines Faches bis 1947; gestorben am 28. 1. 1958 in Wien. Stiny war Ehrenmitglied der Österreichischen Geologischen Gesellschaft und Träger der Eduard-Suess-Medaille. Das wissenschaftliche Werk Stinys zeichnet sich vor allem durch Arbeiten auf dem technisch-geologischen Bereich aus (vgl. A. KIESLINGER, 1958).

STOLLEY, Ernst (1869–1944)

Am 16. 9. 1869 in Kiel geboren; Studium der Geologie, Paläontologie und Mineralogie zuerst in Kiel, dann in München, 1891 Promotion in München; Assistent am Mineralogischen Museum und Institut der Universität Kiel, 1894 Habilitation für Geologie und Paläontologie in Kiel; 1901 Berufung als ordentlicher Professor an die Technische Hochschule in Braunschweig; 1935 Emeritierung; gestorben am 12. 1. 1944 (vgl. P. DORN, 1944).

SUESS, Eduard Carl Adolph (1831–1914)

Am 20. 8. 1831 in London geboren; Kindheit in Prag und Wien; erste erdwissenschaftliche Publikation mit 19 Jahren; 1852–1862 Kustos am Hof-Mineralien-Cabinet in Wien, 1857 ao. Professor für Paläontologie, 1862 Extraordinarius und 1867 Ordinarius für Geologie an der Wiener Universität; außerdem Mitglied des Wiener Gemeinderats sowie Abgeordneter der Liberalen im Niederösterreichischen Landtag und im österreichischen Reichsrat; 1898 bis 1911 Präsident der Akademie der Wissenschaften in Wien; auf ihn geht die Wiener Donauregulierung und der Bau der I. Wiener Hochquellenwasserleitung zurück; gestorben am 26. 4. 1914 in Wien (vgl. C. DIENER, 1914; T. CERNAJSEK et al., 2000).

SUESS, Hans Eduard (1909–1993)

Am 16. 12. 1909 in Wien geboren; 1932–1935 Demonstrator am I. Chemischen Institut der Universität Wien; 1936 Promotion an der Universität Wien; Assistent an der ETH Zürich 1935–1936; Assistent an der Universität Hamburg 1937–1939; Habilitation in Hamburg; Assistenzprofessor in Hamburg 1940–1947; ao. Professor in Hamburg 1948–1950; im 2. Weltkrieg Berater bei der Abtrennung von Schwerwasser im Wasserkraftwerk der Norsk Hydro in Vemork, Norwegen; 1950 Auswanderung in die USA; zunächst bis 1951 Research Fellow an der University of Chicago, von Juli 1951 bis Juli 1955 am U. S. Geological Survey Washington, D.C.; von Juli 1955 bis Mai 1958 am Scripps Institute of Oceanography in La Jolla, Kalifornien, ab Mai 1958 Professor für Geochemie an der University of California in San Diego, La Jolla; Hans Eduard Suess war im Sommersemester 1971 Gastprofessor für physikalische Chemie und im Sommersemester 1982 Gastprofessor für Geophysik und Geologie an der Universität Wien; gestorben am 20. 9. 1993 in San Diego (vgl. H. WAENKE & J.R. ARNOLD, 2005). Das Mineral Suessit (ein Fe-Ni-Silicid aus Enstatitochondriten) ist nach ihm benannt.

TERMIER, Pierre (1859–1930)

Am 3. 7. 1859 in Lyon geboren; 1880 Studium an der École nationale supérieure des Mines in Paris, danach Professor an der Bergakademie in Saint-Étienne; 1909 Mitglied, 1930 Vizepräsident der Académie des Sciences in Paris; gestorben am 23. 10. 1930 in Grenoble (vgl. H.P. CORNELIUS, 1931).

TIETZE, Emil (1845–1931)

Am 15. 6. 1845 in Breslau (heute: Wrocław, Polen) geboren; ab 1864 Studium der Naturwissenschaften in Breslau und Tübingen; 1869 Promotion in Breslau; 1870 Eintritt in die Geologische Reichsanstalt, hier 1885 Chefgeologe, 1901 Vizedirektor, 1902–1918 Direktor; gestorben am 4. 3. 1931 in Wien (vgl. W. HAMMER, 1931).

TOULA, Franz (1845–1920)

Am 20. 12. 1845 in Wien geboren; naturhistorische, mathematisch-physikalische und chemische Studien an der Technischen Hochschule und Universität in Wien; 1869 Assistent an der Technischen Hochschule in Wien; 1871 Lehramtsprüfung für Naturgeschichte; 1872–1880 Professor für Naturgeschichte und Geographie an der Gumpendorfer Realschule in Wien; 1875 Promotion an der Universität Rostock; 1877 Habilitation an der Technischen Hochschule in Wien und Privatdozent für Paläontologie; 1880 Erweiterung der Lehrbefugnis für Geologie; 1881 außerordentlicher, 1884 ordentlicher Professor für Mineralogie und Geologie an der Technischen Hochschule in Wien; 1890–1893, 1896–1897 und 1898–1904 Dekan, 1893/94 Rektor; 1897 Hofratstitel; 1917 Adelstitel und Ruhestand; gestorben am 3. 1. 1920 in Wien (vgl. A. ROSIWAL, 1920).

TSCHERMAK, Gustav (1836–1927)

Am 19. 4. 1836 in Littau, Mähren (Litovel, Tschechische Republik) geboren; 1862 Kustosadjunkt am Mineralogischen Hof-Cabinet in Wien, 1868 Übernahme der Leitung des Hofmineralienkabinetts; 1873 Ernennung zum ordentlichen Professor für Mineralogie und Petrographie an der Universität Wien; 1875 wirkliches Mitglied der Akademie der Wissenschaften in Wien; gestorben am 4. 5. 1927 in Wien (vgl. B. FRITSCHER, 2004).

UHLIG, Victor (1857–1911)

Am 2. 1. 1857 in Karlshütte (Liskovec, Tschechische Republik) geboren; Studium in Graz und Wien; 1878 Promotion in Wien, von 1877 bis 1883 Assistent für Paläontologie an der Universität Wien; 1881 Habilitation für Paläontologie, ab 1881 an der Geologischen Reichsanstalt tätig; ab 1891 an der Deutschen Universität Prag, 1900 Berufung an die Paläontologie nach Wien, 1901 Ordinarius für Geologie an der Universität Wien; 1894 korrespondierendes, 1901 wirkliches Mitglied der Akademie der Wissenschaften in Wien; 1907 Mitbegründer und erster Präsident der Geologischen Gesellschaft in Wien; gestorben am 4. 6. 1911 in Karlsbad (Karlovy Vary, Tschechische Republik) (vgl. F.E. SUESS, 1911b).

WAAGEN, Wilhelm (1841–1900)

Am 23. 6. 1841 in München geboren; naturwissenschaftliche Studien an der Universität München; Promotion 1864;

1866 Habilitation für Paläontologie in München; ab 1870 am Geological Survey of India tätig, 1877 Habilitation zum Privatdozenten für Paläontologie in Wien; 1879 Ruf an die Technische Hochschule in Prag als Ordinarius für Mineralogie und Geologie; 1890 Ordinarius der Paläontologie an der Universität Wien; 1893 korrespondierendes Mitglied der Akademie der Wissenschaften in Wien; gestorben am 24. 3. 1900 in Wien (vgl. E. TIETZE, 1900).

WÄHNER, Franz (1856–1932)

Am 23. 3. 1856 in Goldenhöhe (Zlatý Kopec, Tschechische Republik) geboren; Studium der Mineralogie in Wien, 1880 Promotion; 1881 Eintritt als Volontär in die Geologische Reichsanstalt; 1885 Habilitation für Geologie; 1885–1901 wissenschaftlicher Beamter (seit 1893 Kustos) am Naturhistorischen Hofmuseum in Wien; 1901 ordentlicher Professor der Mineralogie und Geologie an der Deutschen Technischen Hochschule in Prag; 1910–1926 ordentlicher Professor für Geologie und Paläontologie an der Deutschen Universität Prag; gestorben am 4. 4. 1932 in Prag (vgl. E. SPENGLER, 1933).

WALDMANN, Leo (1899–1973)

Am 23. 5. 1899 in Wien geboren; 1917 Wehrdienst, danach Studium der Geographie, Geschichte, Philosophie, Geologie, Paläontologie, Mineralogie und Petrographie in Wien; 1922 Promotion, 1924–1929 wissenschaftliche Hilfskraft bei F.E. Suess; 1929 Habilitation, im selben Jahr Eintritt in die Geologische Bundesanstalt; 1940–1944 als Wehrgeologe eingesetzt; 1941 Titel eines ao. Professors, 1958 Hofratstitel; gestorben am 3. 12. 1973 durch einen Verkehrsunfall. Sein Hauptforschungsfeld war die „Grundgebirgsgeologie“ der Böhmisches Masse (vgl. O. THIELE, 1978; Th. HOFMANN & R. ROETZEL, 2010).

WEGENER, Alfred (1880–1930)

Am 1. 11. 1880 in Berlin geboren; 1900–1904 Studium der Physik, Meteorologie und Astronomie in Berlin, Heidelberg und Innsbruck; 1902–1903 Assistent an der Volkssternwarte Urania in Berlin; 1905 Promotion (Astronomie) in Berlin; 1905 Assistent am Aeronautischen Observatorium Lindenberg; nach dem ersten Weltkrieg Anstellung als Meteorologe an der Deutschen Seewarte; 1921 außerordentlicher Professor an der neu gegründeten Universität Hamburg; 1924 Berufung zum ordentlichen Professor für Meteorologie und Geophysik an die Universität in Graz; gestorben am 16.(?) 11. 1930 im grönländischen Eis (vgl. U. WUTZKE, 1997). WEGENER stellte am 6. November 1912 erste Gedanken zur Kontinentalverschiebung der Öffentlichkeit vor.

ZIPPE, Franz Xaver Maximilian (1791–1863)

Am 15. 1. 1791 in Falkenau (heute: Sokolov [Falknov], Tschechien) geboren; Besuch des Gymnasiums in Dresden, danach 1807 bis 1809 Studium der Philosophie in Prag; 1814 bis 1815 Studium der Chemie; 1819 Adjunkt am Polytechnikum in Prag, seit 1822 hier Unterrichtstätigkeit aus Mineralogie und Geologie; seit 1819 Ordnungsarbeiten am 1818 provisorisch gegründeten Vaterländischen Museum in Prag, ab 1824 dort Kustos der Mineralien- und Petrefaktensammlung; 1835 am Polytechnikum zum ordentlichen Professor für Naturgeschichte und Warenkunde ernannt; 1849 Direktor der neu gegründeten Montanlehranstalt in Příbram; im selben Jahr noch Ernennung zum ordentlichen Professor der Mineralogie an der Universität Wien; Gründungsmitglied der Akademie der Wissenschaften in Wien; gestorben am 22. 2. 1863 in Wien (vgl. J. SEIDL et al., 2009).

Werkeverzeichnis von Franz Eduard Suess

(im Text erwähnt)

SUESS, F.E. (1891): Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern. – Annalen des k.k. Naturhistorischen Hofmuseums Wien, **6**, 407–429, Wien.

SUESS, F.E. (1893): Über Gebirgsbildung in Schottland. Vortrag, gehalten in der 7. Sitzung des Vereins Lotos am 14. Mai 1892; bloße Nennung, kein Druck. – Erwähnung in: Lotos. Jahrbuch für Naturwissenschaft, NF 13, S. XI, Prag – Wien – Leipzig.

SUESS, F.E. (1894): Zur Geologie der Tarnthaler Köpfe und der umgebenden Berge südöstlich von Innsbruck. – Verh. Geol. R.-A., **1894/6**, S. 176, Wien.

SUESS, F.E. (1895a): Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. – Jb. Geol. R.-A., **44** (1894), 589–670, Wien.

SUESS, F.E. (1895b): Erster Bericht über das Erdbeben von Laibach (de dato Laibach 3. Mai). – Verh. Geol. R.-A., **1895/7**, 198–207, Wien.

SUESS, F.E. (1895c): Vorläufiger Bericht über die geologischen Aufnahmen im östlichen Theile des Kartenblattes Gross-Meseritsch in Mähren. – Verh. Geol. R.-A., **1895/3**, 97–106, Wien.

SUESS, F.E. (1896a): Die Erderschütterung in der Gegend von Neulengbach am 28. Jänner 1895. – Jb. Geol. R.-A., **45**, 1895/1, 77–84, Wien.

SUESS, F.E. (1896b): Das Erdbeben von Laibach am 14. April 1895. – Verh. Geol. R.-A., **1896/2**, 90–91, Wien.

SUESS, F.E. (1897a): Das Erdbeben von Laibach am 14. April 1895. – Jb. Geol. R.-A., **46/3**, 411–890, Wien.

SUESS, F.E. (1897b): Das Gneis- und Granitgebiet der Umgebung von Gross-Meseritsch in Mähren. – Verh. Geol. R.-A., **1897/6**, 138–144, Wien.

SUESS, F.E. (1897c): Einige Bemerkungen zu dem Erdbeben von Graslitz vom 25. October bis 7. November 1897. – Verh. Geol. R.-A., **1897/16**, 325–328, Wien.

SUESS, F.E. (1897d): Das Gneisgebiet zwischen Gross-Bittesch, Namiest und Segengottes in Mähren. – Verh. Geol. R.-A., **1897/16**, 331–332, Wien.

SUESS, F.E. (1897e): Der Bau des Gneisgebietes von Gross-Bittesch und Namiest in Mähren. – Jb. Geol. R.-A., **47/3**, 505–532, Wien.

SUESS, F.E. (1898a): Ueber den kosmischen Ursprung der Moldavite. – Verh. Geol. R.-A., **1898/16**, 387–403, Wien.

SUESS, F.E. (1898b): Über die Herkunft der Moldavite aus dem Weltraume. – Anz. kais. Akad. Wiss., math.-naturw. Cl., **35/25**, 255–260, Wien.

- Suess, F.E. (1899a): Vorläufiger Bericht über die geologische Aufnahme im kristallinen Gebiete bei Mährisch Kromau. – Verh. Geol. R.-A., **1899/2**, 54–60, Wien.
- Suess, F.E. (1899b): Bericht über eine geologische Reise in den Westen des französischen Centralplateaus (Umgebung von Tulle, Departement de la Corrèze). – Verh. Geol. R.-A., **1899/5**, 154–167.
- Suess, F.E. (1899c): Studien über unterirdische Wasserbewegung I. Die Thermalquellen von Teplitz und ihre Geschichte. II. Die Schwimmsandeinbrüche von Brüx. – Jb. Geol. R.-A., **48/3**, 425–516, Wien.
- Suess, F.E. (1900a): Eine Bemerkung über die Einwirkung des Erdbebens von Lissabon auf die Thermalquellen von Teplitz. – Verh. Geol. R.-A., **1900/2**, 55–63, Wien.
- Suess, F.E. (1900b): Contact zwischen Syenit und Kalk in der Brünner Eruptionsmasse. – Verh. Geol. R.-A., **1900/15+16**, 374–379, Wien.
- Suess, F.E. (1900c): Die Herkunft der Moldavite und verwandter Gläser. – Jb. Geol. R.-A., **50/2**, 193–382, Wien.
- Suess, F.E. (1900d): Der Granulitzug von Borry in Mähren. – Jb. Geol. R.-A., **50/4**, 615–648, Wien.
- Suess, F.E. (1901a): Geologische Mittheilungen aus dem Gebiete von Trebitsch und Jarmeritz in Mähren. – Verh. Geol. R.-A., **1901/3**, 59–90, Wien.
- Suess, F.E. (1901b): Zur Tektonik des Gneisgebietes am Ostrande der böhmischen Masse. – Verh. Geol. R.-A., **1901/17+18**, 399–402, Wien.
- Suess, F.E. (1901c): Die Moldavite, eine neue Gattung von Meteoriten. – Monatsblätter des wissenschaftlichen Club in Wien, **22/1901**, Nr. 11, 85–88, Wien [Vortrag gehalten am 6. Dezember 1900].
- Diener, C., Hoernes, R., Suess F.E. & Uhlig, V. (1903): Bau und Bild Österreichs. Band I: Erster Teil: Bau und Bild der böhmischen Masse; Zweiter Teil: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. – XXIV + 646 S.; Band II: Dritter Teil: Bau und Bild der Karpaten; Viertes Teil: Bau und Bild der Ebenen Österreichs. – 651–1110, Wien – Leipzig (Ternscky / Freytag).
- Suess, F.E. (1903a): Bau und Bild der böhmischen Masse. – In: Diener, C., Hoernes, R., Suess F.E. & Uhlig, V.: Bau und Bild Österreichs, 1. Teil. – 1–322, Wien (Verlag Ternscky / Freytag).
- Suess, F.E. (1903b): Vorläufiger Bericht über die geologische Aufnahme im südlichen Theile der Brünner Eruptivmasse. – Verh. Geol. R.-A., **1903/18**, 381–389, Wien.
- Suess, F.E. (1903c): Die Eruptivmasse der südlichen Umgebung Brünns. – Vortrag gehalten in der Sitzung vom 16. 12. 1903, Verh. naturforsch. Ver. Brünn, **42/1903**, 46–47, Brünn.
- Suess, F.E. (1903d): Exkursion nach Segengottes bei Brünn. – Sonderdruck aus: IX. Internationaler Geologen-Kongress, Führer für die Exkursionen, Wien, 9 S.
- Berger, H. & Suess, F.E. (1903): Die geologischen Verhältnisse des Steinkohlenbeckens von Ostrau-Karwin; unter Mitwirkung v. A. Fillunger. – IX. Internationaler Geologenkongress; Führer für die Exkursionen, 14 S., Wien.
- Suess, F.E. (1904a): Aus dem Devon- und Culmgebiete östlich von Brünn. – Verh. Geol. R.-A., **1904/15**, 339–340, Wien.
- Suess, F.E. (1904b): Bericht über die Exkursion (II) nach Segengottes bei Rossitz. – In: Septième partie. Comptes rendus des excursions. – Comptes rendus de la IX. Session du Congrès géologique international (Vienne 1903), **2**, 827–828, Wien.
- Suess, F.E. (1904c): Kristalline Schiefer Österreichs innerhalb und außerhalb der Alpen. – Comptes rendus de la IX. Session du Congrès géologique international (Vienne 1903), **2**, 603–608, Wien.
- Suess, F.E. (1904d): Das Grundgebirge im Kartenblatte St. Pölten. – Jb. Geol. R.-A., **54/3+4**, 389–416, Wien.
- Suess, F.E. (1905a): Aus dem Devon- und Culmgebiete östlich von Brünn. – Jb. Geol. R.-A., **55/1**, 31–50, Wien.
- Suess, F.E. (1905b): Die Tektonik des südlichen Teiles der Boskowitz Furche. – Verh. Geol. R.-A., **1905/4**, 95–98, Wien.
- Suess, F.E. (1905c): Über Perthitfeldspäte aus kristallinen Schiefergesteinen. – Jb. Geol. R.-A., **54/3+4**, 417–430, Wien.
- Suess, F.E. (1906a): Erläuterungen zur Geologischen Karte der im Reichsrath vertretenen Königreiche und Länder der österr.-ungar. Monarchie. NW-Gruppe Nr. 65 Gross-Meseritsch. (Zone 8, Kol. XIV der Spezialkarte der österr.-ungar. Monarchie im Maßstabe 1:75.000). – 1–48, Wien (K.k. Geol. R.-A.).
- Suess, F.E. (1906b): Erläuterungen zur Geologischen Karte der im Reichsrath vertretenen Königreiche und Länder der österr.-ungar. Monarchie. NW-Gruppe Nr. 75 Trebitsch und Kromau. (Zone 9, Kol. XIV der Spezialkarte der österr.-ungar. Monarchie im Maßstabe 1:75.000). – 1–72, Wien (K.k. Geol. R.-A.).
- Suess, F.E. (1906c): Vorlage des Kartenblattes Brünn. – Verh. Geol. R.-A., **1906/5**, 146–164, Wien.
- Suess, F.E. (1906d): Mylonite und Hornfelsgneise in der Brünner Intrusivmasse. – Verh. Geol. R.-A., **1906/10**, 290–296, Wien.
- Bittner, A., Paul, C.M., Abel, O. & Suess, F.E. (1907): St. Pölten 1:75.000 neu aufgenommen von A. Bittner (1896), C.M. Paul (1896), O. Abel (1901–1902) und F.E. Suess (1901). Geologische Spezialkarte der Österreichisch-ungarischen Monarchie 1:75.000 SW-Gruppe; 4755. – Topographie: Topographische Spezialkarte Zone 13 Col. XIII, evident bis 1903; Mit Benützung der Resultate der älteren geologischen Aufnahmsarbeiten von J. Czjzek (1850–1852), M.V. Lipold und L. Hertle (1863–1864). – 1 Blatt Farbdruck; 49,6 x 36,9 cm. – Wien (Geologische Reichsanstalt).
- Suess, F.E. (1907): Die Tektonik des Steinkohlengebietes von Rossitz und der Ostrand des böhmischen Grundgebirges. – Jb. Geol. R.-A., **57/4**, 793–834, Wien.
- John, C. v. & Suess, F.E. (1908): Die Gauverwandtschaft der Gesteine der Brünner Intrusivmasse. – Jb. Geol. R.-A., **58/2**, 247–266, Wien.
- Suess, F.E. (1908a): Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras (Vorläufiger Bericht über die geologische Aufnahme der Osthälfte des Kartenblattes Drosendorf, Zone 10, Kol. XIII). – Verh. Geol. R.-A., **1908/17+18**, 395–412, Wien.
- Suess, F.E. (1908b): Die Kristallisationsvorgänge bei der Bildung der Karlsbader Aragonitabsätze. – Anz. kais. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **45/16**, 313–316, Wien.
- Suess, F.E. (1908c): Mitarbeit am „Gutachten der vom k.k. Ackerbauministerium im Einvernehmen mit dem k.k. Ministerium des Innern und dem k.k. Handelsministerium eingesetzten Kommission zur Überprüfung der zum Schutze der Karlsbader Heilquellen gegen Bergbau- und Kaolingrubenbetrieb erlassenen behördlichen Vorschriften über die Beziehungen der im Marienschachte II in Königswertth erschrotenen Grubenwässer zu den Karlsbader Heilquellen.“ – 71 S., Wien.
- Suess, F.E. (1908d): Ueber die Lagerungsverhältnisse im Steinkohlengengebiete von Rossitz in Mähren. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **1**, 16–20, Wien.
- Suess, F.E. (1909a): Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **2**, 250–277, Wien.
- Suess, F.E. (1909b): Die Bildung der Karlsbader Sprudelschale unter Wachstumsdruck der Aragonitkristalle. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **2**, 392–444, Wien.
- Suess, F.E. (1909c): Moderne Theorien der Erdbeben und Vulkane. – Scientia, Rivista di Scienza, **6/3** (1909), 1–11, Bologna.

- Suess, F.E. (1909d): Notizen über Tektite. – Centralbl. Mineral., Geol. und Paläont. in Verbindung mit dem Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, **1909/15**, 462–467, Stuttgart.
- Suess, F.E. (1909e): Gläser kosmischer Herkunft. – Vortrag, gehalten bei der 81. Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte in Salzburg am 23. September 1909. – Naturwiss. Rdsch., **1909/24**, 573–585, Braunschweig.
- Suess, F.E. (1909f): Über Gläser kosmischer Herkunft. – Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte. Verhandlungen **1909**, 1–16, Leipzig.
- Suess, F.E. (1910): Moravische Fenster. – Anz. kais. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **47/27**, 428–432, Wien.
- Suess, F.E. (1911a): Große Überschiebungen tiefer Gesteinszonen des mährisch-niederösterreichischen Grundgebirges. – Geol. Rdsch., **2**, 440–442, Leipzig.
- Suess, F.E. (1911b): Uhlig Victor. Ein Bild seiner wissenschaftlichen Tätigkeit. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **4**, 449–482, Wien.
- Suess, F.E. (1911c): Dr. Karl Schwippel k. k. Schulrat i. P. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **4**, S. 638, Wien.
- Suess, F.E. (1911d): Vorläufiger Bericht über die Untersuchung der weiteren Umgebung von Joachimsthal. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **48/14**, 308–309, Wien.
- Suess, F.E. (1912a): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. – Denkschr. k.k. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **88**, 541–631, Wien.
- Suess, F.E. (1912b): Brünn 1:75.000 neu aufgenommen und bearbeitet in den Jahren 1900–1905 von Dr. Franz Eduard Suess. – Geologische Spezialkarte der Österreichisch-ungarischen Monarchie 1:75.000 NW-Gruppe; 4357. Topographie: Topographische Spezialkarte Zone 9 Kol. XV, berichtet bis 1909; Mit Benützung der geologischen Übersichtsaufnahmen von F. Fötterle und H. Wolf im Maße 1:144.000 (1853) und der geologischen Karte der Umgebung von Brünn im Maße 1:75.000 von A. Makowsky und A. Rzehak 1883). – 1 Blatt Farbdruck; 48,2 x 36,9 cm. – Wien (Geologische Reichsanstalt).
- Suess, F.E. (1912c): Verschiedene Theorien über die Beziehungen der Radioaktivität zu geologischen Vorgängen. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **5**, 87–105, Wien.
- Suess, F.E. (1912d): Koken Ernst. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **5**, 482–483, Wien.
- Suess, F.E. (1913a): Vorläufige Mitteilung über die Münchberger Deckscholle. – Anz. kais. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **50/14**, 255–258, Wien.
- Suess, F.E. (1913b): Was die Wiener Pflastersteine erzählen. – Oesterreichische Volks-Zeitung vormals konstitutionelle Vorstadt-Zeitung, Jg. **59**, Nr. 351, 25. 12. 1913, S. 5, Wien.
- Suess, F.E. (1914a): Rückschau und Neues über die Tektitfrage. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **7**, 51–121, Wien.
- Suess, F.E. (1914b): Reyer Eduard. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **7**, 327–329, Wien.
- Suess, F.E. (1914c): Seemann Fritz. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **7**, 329–331, Wien.
- Suess, F.E. (1914d): Über die Entwicklung der modernen Vorstellungen über den Bau der Alpen. – Zeitschrift des Österreichischen Ingenieur- und Architekten-Vereins, **66/32**, 593–594, Wien.
- Suess, F.E. (1915): Richard Johann Schubert †. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **1916**, 8, 124–126, Wien.
- Suess, F.E. (1916a): Können die Tektite als Kunstprodukte gedeutet werden? – Centralbl. Mineral., Geol. und Paläont., **1916**, 569–578, Stuttgart.
- Suess, F.E. (1916b): Kristallisationskraft und lineare Kraft wachsender Kristalle. – Naturwissenschaftliche Wochenschrift, **31/49**, 697–701, Jena.
- Suess, F.E. (1916c): Über das vulkanische Ries von Nördlingen. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **9/1916**, 95–101, Wien.
- Suess, F.E. (1917): Gestalten der Mondoberfläche. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **10**, 218–248, Wien.
- Suess, F.E. (1917): Neuere Arbeiten zur Geologie des sächsischen Erzgebirges. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **10/1917**, 142–149, Wien.
- Suess, F.E. (1918a): Berwerth Friedrich Martin. – Verh. Geol. R.-A., 244–247, Wien.
- Suess, F.E. (1918b): Bemerkungen zur neueren Literatur über die Moravischen Fenster. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **1919**, 11, 71–128, Wien.
- Suess, F.E. (1920): Melchior Neumayr, Erdgeschichte, Band I, Dynamische Geologie. – 3. Aufl., aufgrund der von V. Uhlig herausgegebenen 2. Auflage gänzlich neu bearbeitet von Franz Eduard Suess, 542 S., Leipzig und Wien.
- Suess, F.E. (1921a): Der innere Bau des variszischen Gebirges (Vorläufige Mitteilung). – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **14**, 266–271, Wien.
- Suess, F.E. (1921b): Zur Deutung der Vertikalbewegungen der Festländer und Meere. – Geol. Rdsch., **11**, 141–168, 249–263, 361–406, Leipzig.
- Suess, F.E. (1922): Zu Wing Eastons Versuch einer Lösung des Tektiträtsels. – Centralbl. Mineral., Geol. und Paläont., 227–232, Stuttgart.
- Suess, F.E. (1923a): Paläontologie und Weltanschauung. Zur Tagung der Paläontologischen Gesellschaft in Wien. – „Neue Freie Presse“ Wien vom 4. Oktober 1923, 15–16, Wien.
- Suess, F.E. (1923b): Zum Vergleich zwischen variszischem und alpinem Bau. – Geol. Rdsch., **14**, 1–2, Berlin.
- Suess, F.E. (1924): Die geologische Lage von Wien. – In: ABEL, O. (Hrsg): Wien, sein Boden und seine Geschichte. Vorträge, gehalten als außerordentlicher volkstümlicher Universitätskurs der Universität. – 23–51, Wien (Wolftrum).
- Suess, F.E. (1925a): Bericht über eine geologische Exkursion nach Hauzenberg im Bayrischen Walde (Ein Beitrag zur Kritik der sogenannten Granittektonik). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. 1, **134**, 143–157, Wien.
- Suess, F.E. (1925b): Neue Erdbebenforschung am Nordostende der Alpen. – Petermanns Mitteilungen, **71**, 165–166, Gotha.
- Suess, F.E. (1925c): Über die Bedeutung der sogenannten Tiefenstufen im Grundgebirge der variszischen Horste. [Festband Friedrich Becke zum siebzigsten Geburtstag gewidmet (31. Dezember 1925)]. – Tschermaks mineralogisch-petrographische Mitteilungen, **38**, 565–582, Wien.
- Suess, F.E., GERHART, H. & BECK, H. (1925): Drosendorf 1:75.000 für die geol. Spezialkarte neu aufgenommen. im M. 1:25.000: Osthälfte von Franz Eduard Suess (1905–1908), Westhälfte von Hilde Gerhart [sic!] in den Jahren 1910–1912. Kaolin und Braunkohlen nach H. Beck in den Jahren 1919 und 1922. – Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000; 4455. – Topographie: Topographische Spezialkarte Nr. 4455, Zone 10 Kol. XIII, berichtet bis 1920; Mit Benützung der geologischen Übersichtsaufnahme von V. Lipold und H. Prinzing, F. Foetterle und H. Wolf aus den Jahren 1851 und 1853 im Maßstabe 1:144.000. – 1 Blatt Farbdruck; 48,2 x 36,9 cm. – Wien (Geologische Bundesanstalt)
- Suess, F.E. (1926a): Das Großgefüge der böhmischen Masse. – Centralbl. Mineral., Geol. und Paläont. in Verbindung mit dem Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abteilung B, **1926**, 97–109, Stuttgart.

- Suess, F.E. (1926b): Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. – VII + 268 S. Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- Suess, F.E. (1926c): Zur Gliederung des variszischen Grundgebirges. – Anz. kais. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **63/3**, 37–39, Wien.
- Suess, F.E. (1927a): Begriff und Bedeutung der Intrusionstektonik. – Geol. Rdsch., **18**, 149–154, Berlin.
- Suess, F.E. (1927b): Zur Gliederung des variszischen Deckenbaues. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **20**, 110–111, Wien.
- Suess, F.E. & Mohr, H. (1928): Führer zur geologischen Exkursion (Tagesausflug) auf den Semmering und den Sonnwendstein. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **20** (1927), 187–190, Wien.
- Suess, F.E., Himmelbauer, A. & Waldmann, L. (1928): Führer zur geologischen Exkursion in das moldanubisch-moravische Grundgebirge. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **20** (1927), 191–193, Wien.
- Suess, F.E. (1928a): Les terrains cristallins des Horsts hercyniens et leur signification pour la tectonique générale. – Revue générale des Sciences pures et appliquées, **39/11**, 325–332, Paris.
- Suess, F.E. (1928b): Ueber den Bau des Grundgebirges der variszischen Horste und seine Bedeutung für die allgemeineren Fragen der Gebirgsbildung. – Comptes-Rendus XIV. Congrès Géologique International, Madrid 1926, 1987–1990, Madrid.
- Suess, F.E. (1929a): Gedanken zur Tektonik der schottischen Kaledoniden. – Anz. kais. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **66/14**, 126–129, Wien.
- Suess, F.E. (1929b): Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **81**, 177–236, Berlin.
- Suess, F.E. (1929c): Mitarbeit in: Petrascheck, W.: Richtlinien für die Entnahme von Proben bei Bohrungen zum Zwecke einer Auswertung. – In: Petroleum, **1929**, Bd. 25, Nr. 40, S. 1–2.
- Suess, F.E. (1929d): The European Altsids and their correlation to the Asiatic structure. – In: Gregory, J.W.: The structure of Asia. – 34–57, London (Methuen & Co.).
- Suess, F.E. (1931): A Suggested Interpretation of the Scottish Caledonide Structure. – Geological Magazine, **68/2**, 71–81, Cambridge.
- Suess, F.E. (1932a): Ostalpinen und böhmisches Grundgebirge. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **24** (1931), 27–37, Wien.
- Suess, F.E. (1932b): Friedrich Becke. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **24** (1931), 137–146, Wien.
- Suess, F.E. (1932c): Bemerkungen zu E. Hermann's Oszillationstheorie. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **83/1931**, 359–360, Berlin.
- Suess, F.E. (1932d): Crystalline Schists of the Moldanubian Type. – Geological Magazine, **69/9**, 431–432, Cambridge.
- Suess, F.E. (1933a): Zur Beleuchtung des Meteoritenproblems (Mit Bezug auf das durch A. Lacroix erschlossene indo-chinesische Tektitgebiet). – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **25** (1932), 115–143, Wien.
- Suess, F.E. (1933b): Wie gestaltet sich das Gesamtproblem der Meteoriten durch die Einreihung der Tektite unter die meteorischen Körper. – Die Naturwissenschaften, **21**, 857–861, Berlin.
- Suess, F.E. (1933c): Zur Synthese des Variszischen Baues (Gibt es einen ostvariszischen Bogen?). – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **69**, Beilage-Band, Abteilung B, 1–34, Stuttgart.
- Suess, F.E. (1934a): Franz Baron Nopcsa † (3. Mai 1877 – 25. April 1933). – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **26** (1933), 215–221, Wien.
- Suess, F.E. (1934b): Vergleichende Orogenstudien (Vorläufiger Bericht). – Anz. kais. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **71/18**, 223–232, Wien.
- Suess, F.E. (1935a): Australites. – Geological Magazine, **72/6**, S. 288, Cambridge.
- Suess, F.E. (1935b): Europäische und nordamerikanische Gebirgszusammenhänge. – Sonderdruck aus: Report of the International Geological Congress, Washington 1933, 14 S., Washington.
- Suess, F.E. (1936a): Der Meteorkrater von Köfels bei Umhausen im Ötztale, Tirol. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **72**, Beilage-Band, Abteilung A, 98–155, Stuttgart.
- Suess, F.E. (1936b): Zur Deutung des „Bimssteinvorkommens“ von Köfels im Ötztale. – Anz. kais. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **73/10**, 77–78, Wien.
- Suess, F.E. (1936c): Periplutonische und enorogene Regionalmetamorphose. – Anz. kais. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **73/23**, 223–225, Wien.
- Suess, F.E. (1937a): Bausteine zu einem System der Tektogenese. I. Periplutonische und enorogene Regionalmetamorphose in ihrer tectogenetischen Bedeutung. – Fortschr. Geol. und Paläont., **13/43**, I–VIII und 1–86, Berlin.
- Suess, F.E. (1937b): Der lugische Bau in seinem Verhältnis zur variszischen Orogenese. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **28** (1935), 1–36, Wien.
- Suess, F.E. (1937c): Alexander P. Karpinski. – Alm. Akad. Wiss. in Wien, **87** (1937), 245–254, Wien.
- Suess, F.E. (1938a): Bausteine zu einem System der Tektogenese. II. Zum Bewegungsbilde des älteren Mitteleuropa; hypokinetische Regionalmetamorphose. – Fortschritte der Geologie und Paläontologie, **13/43**, 87–238, Berlin.
- Suess, F.E. (1938b): Der Bau der Kaledoniden und Wegener's Hypothese. – Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, **1938/9**, Abteilung B, 321–337, Stuttgart.
- Suess, F.E. (1938c): Der Bau der Kaledoniden und Wegener's Hypothese. – Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **75/6**, 42–44, Wien.
- Suess, F.E. (1938d): Der Meteorkrater von Köfels im Ötztale. – Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Konferenz, Wien, September 1936, 167–168, Wien (Geologische Landesanstalt).
- Suess, F.E. (1938e): Albert Heim. – Alm. Akad. Wiss. in Wien, **88** (1939), 269–283, Wien.
- Suess, F.E. (1939a): Allgemeine Bemerkungen zu H.R. von Gärtner's Studien im französischen Zentralplateau. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **30–31** (1938), 215–227, Wien.
- Suess, F.E. (1939b): Bausteine zu einem System der Tektogenese. – III. Der Bau der Kaledoniden und die Schollendrift im Nordatlantik. A. Die Kaledoniden in Schottland und Vergleiche. – Fortschr. Geol. und Paläont., **13**, 44, 239–376, Berlin.
- Suess, F.E. (1949): Bausteine zu einem System der Tektogenese. III. Der Bau der Kaledoniden und die Schollendrift im Nordatlantik. B. Die Kaledoniden in Skandinavien. C. Die Kaledoniden in Grönland. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **36–38** (1943–1945), 29–130, Wien.
- Suess, F.E. (1981): Das Lebenswerk von Eduard Suess dargestellt von seinem Sohn F.E. Suess anlässlich des hundertsten Geburtstages. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **74–75** (1981/82), 1–6, Wien. [Diese Abhandlung wurde von F.E. Suess für eine Sendung in „Radio Wien“ am 20. August 1931 verfasst; das über 50 Jahre hindurch ungedruckt gebliebene Manuskript dazu wurde 1981 von Alexander Tollmann und Edith Kristan-Tollmann, den damaligen Schriftleitern der Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, unter Hinzufügung von zwei Abbildungen unter der Autorenschaft von F.E. Suess herausgegeben.]

Dissertantinnen und Dissertanten von Franz Eduard Suess

Im Folgenden sind diejenigen Dissertantinnen und Dissertanten aus dem Fach Geologie an der Universität Wien angeführt, deren Doktorarbeiten von Franz Eduard Suess entweder als 1. oder 2. Begutachter beurteilt wurden. In den Fachbereichen Paläontologie und Paläobiologie hat Suess keine Dissertationen begutachtet, er scheint in den Rigorosenprotokollen der philosophischen Fakultät der Wiener Universität lediglich des Öfteren als Drittprüfer beim zwei-stündigen Rigorosum (Fachprüfung) auf. Als Quelle wurden die Rigorosenprotokolle der philosophischen Fakultät herangezogen, die auch das genaue Datum der Promotion enthalten (Archiv der Universität Wien, Signatur PH RA).

Abkürzungen:

PN = Protokollnummer im Rigorosenprotokoll;

Diss. = Titel der Dissertation;

1. = Erster Begutachter (Referent);

2. = Zweiter Begutachter (Referent);

Prom. = Tag der Promotion zum Dr. phil.

1) KRUMPHOLZ Franz (PN 3319):

Diss.: Untersuchungen über Foraminiferen aus dem Mio-cän von Wawrowitz bei Troppau.

1. Franz Eduard Suess; 2. Carl Diener

Prom.: 28. 2. 1912

2) STEIGER Paula (PN 3426):

Diss.: Ein neuer Beitrag zur Kenntnis der Spitishales

1. Diener; 2. Suess

Prom.: 6. 7. 1912

3) GOETEL Valerian (PN 3613):

Diss.: Die rhaetische Stufe und die Trias-Lias-Grenzschichten der subtratischen Zone in der Tatra.

1. Suess; 2. Diener

Prom.: 24. 5. 1913

4) LAZAREVIČ Milorad, Dr. mont. Leoben (PN 3735):

Diss.: Die Kohlenfelder von Tressibaba, Podvis, Vina, Bucje und ihre Umgebung.

1. Suess; 2. Diener

Prom.: 10. 7. 1913

5) HAAS Otto Dr. jur. (PN 3805):

Diss.: Die Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol.

1. Diener; 2. Suess

Prom.: 23. 3. 1914

6) WINKLER Arthur (PN 3878):

Diss.: Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs.

1. Suess; 2. Diener

Prom.: 10. 6. 1914

7) KAUTSKY Fritz (PN 4799):

Diss.: Das Miozän von Hemmoor und Basbeck Osten in Nordhannover.

1. Suess; 2. Diener

Prom.: 4. 6. 1920

8) KOBER Maria (PN 4960):

Diss.: Die Verbreitung der atlantischen und der pazifischen Sippe des kaenozoischen Vulkanzyklus.

1. Suess; 2. Diener

Prom.: 21. 3. 1921

9) FRIEDL Karl (PN 4961)

Diss.: Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes.

1. Suess; 2. Diener

Prom.: 18. 2. 1921

10) KÖLBL Leopold (PN 5234):

Diss.: Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel.

1. Suess; 2. Diener

Prom.: 21. 12. 1921

11) WALDMANN Leo (PN 5402):

Diss.: Das Südende der Thayakuppel.

1. Suess; 2. Diener

Prom.: 12. 7. 1922

12) MEIER Otto (PN 5425):

Diss.: Studien zur Tektonik des Tauernfensterrahmens am Brenner.

1. Suess; 2. Diener

Prom.: 22. 7. 1922

13) KREJCI Karl (PN 5559):

Diss.: Norddeutsche Miocaenkorallen.

1. Suess; 2. Diener

Prom.: 19. 5. 1923

14) KIESLINGER Alois (PN 5589):

Diss.: Die Nautiloiden der Mittleren und Oberen Trias von Timor.

1. Diener; 2. Suess

Prom.: 9. 6. 1923

15) RAUSCHER Eduard (PN 5604):

Diss.: Geologische Untersuchungen im Gebiete von Großraming und des Pechgrabens in Ober-Österreich.

1. Suess; 2. Diener

Prom.: 8. 11. 1923

16) KRÄUTNER Theodor (PN 5612):

Diss.: Die geologischen Verhältnisse der Hainburger Berge.

1. Suess; 2. Diener

Prom.: 9. 6. 1923

17) KRIEGER Wilhelm (PN 5727):

Diss.: Die südlichen Fortsetzungen der Triasregion des Stangalpengebietes.

1. Suess; 2. Diener

Prom.: 2. 4. 1924

18) ALMA Fritz (PN 5934):

Diss.: Eine Fauna des Wettersteinkalkes bei Innsbruck.

1. Diener; 2. Suess

Prom.: 9. 12. 1924

- 19) ALBRECHT Josef (PN 6038):
Diss.: Paläontologische und stratigraphische Ergebnisse der Forschungsreise nach Westserbien.
1. Diener; 2. Suess
Prom.: 9. 12. 1924
- 20) SICKENBURG Otto (PN 6082):
Diss.: Das Ostende des Tennengebirges.
1. Suess; 2. Diener
Prom.: 4. 2. 1925
- 21) KÜPPER Heinrich (PN 9222):
Diss.: Das Carbon der Karnischen Alpen.
1. Suess; 2. Diener
Prom.: 21. 5. 1926
- 22) SCHMIDT Oswald (PN 9229):
Diss.: Die geologischen Verhältnisse der nordöstlichen Ausläufer des Fogarascher Gebirges.
1. Suess; 2. Diener
Prom.: 21. 7. 1926
- 23) GUGGENBERGER Odomar (PN 9348):
Diss.: Ueber den Lias des Ak Dagh von Merzifun und die Verbreitung des höheren Jura im nordöstlichen Anatolien.
1. Suess; 2. Diener
Prom.: 22. 12. 1926
- 24) PAKUCKAS Ceslovas (PN 9549):
Diss.: Nachträge zur mittleren und oberen Trias-Fauna von Timor.
1. Diener; 2. Suess
Prom.: Keine Promotion an der Universität Wien eruiert.
- 25) GRUBER Franz (PN 9642):
Diss.: Geologische Untersuchungen im oberösterreichischen Mühlviertel.
1. Suess; 2. Diener
Prom.: 22. 7. 1927 (Entzug des phil. Dokortitels am 9. 6. 1934).
- 26) LEES George (PN 9831):
Diss.: Die Geologie Omans und von Teilen Südost-Arabiens.
1. Suess; 2. Othenio Abel
Prom.: 8. 3. 1928
- 27) RIEDEL Josef (PN 10062):
Diss.: Der geologische Bau des Gebietes zwischen Ost- roneg und der Granitgrenze.
1. Suess; 2. Alfred Himmelbauer
Prom.: 14. 11. 1928
- 28) PUSTOWSKA Artur (PN 10180):
Diss.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik Rumäniens.
1. Suess; 2. Himmelbauer
Prom.: 22. 3. 1929
- 29) BECKER Helmut (PN: 10739):
Diss.: Eine Neubearbeitung des Flysches des westlichen Wienerwaldes.
1. Suess; 2. Abel
Prom.: 13. 7. 1931
- 30) GRAY Kenneth (PN 10748):
Diss.: Die geologischen Probleme Zentral- und Ostpersiens.
1. Suess; 2. Abel
Prom.: 19. 7. 1930
- 31) ELLISON-NIDLEF Friedrich (PN: 10796):
Diss.: Das Tertiär von Melk und Loosdorf.
1. Suess; 2. Abel
Prom.: 6. 3. 1931
- 32) WINKLER Johann (PN 11056):
Diss.: Geologische Untersuchungen im Gebiet der Hohen Wand und ihrer Umgebung.
1. Leopold Kober; 2. Suess
Prom.: 22. 7. 1931
- 33) JANOSCHEK Robert (PN 11335):
Diss.: Stratigraphie, Tektonik und Morphologie des Nordrandes der Landseer Bucht.
1. Suess; 2. Abel
Prom.: 20. 12. 1933
- 34) BLEECK Robert (PN 11622):
Diss.: Die Geologie des Kuh-Galu-Beckens in Südwestpersien, mit besonderer Berücksichtigung der Gipstektonik und ihrer Probleme.
1. Suess; 2. Abel
Prom.: 19. 5. 1933
- 35) FIGL Anton (PN 11706):
Diss.: Untersuchungen über den geologischen Aufbau des Schneeberggebietes.
1. Kober; 2. Suess
Prom.: 20. 7. 1934
- 36) SOLOMONICA Paul (PN 11978):
Diss.: Zur Geologie der Kieselkalkzone und ihrer angrenzenden Gebiete. I. Teil: Stratigraphie.
1. Suess; 2. Abel
Prom.: 2. 3. 1934
- 37) SACHSEL Eduard (PN 12054):
Diss.: Beiträge zur Kenntnis der Geologie und Petrographie des Eisengebirges und der angrenzenden Gebiete.
1. Suess; 2. Himmelbauer
Prom.: 13. 7. 1934
- 38) KÜMEL Friedrich (PN 12248):
Diss.: Die Siegrabener Deckscholle im Rosaliengebirge (Niederösterreich – Burgenland)
1. Suess; 2. Himmelbauer
Prom.: 19. 12. 1934
- 39) GRILL Rudolf (PN 12310):
Diss.: Geologie des Gallneukirchner Beckens bei Linz a. d. Donau und seiner Nachbargebiete.
1. Suess; 2. Kurt Ehrenberg
Prom.: 21. 3. 1935
- 40) TOTTH Rudolf (PN 12605):
Diss.: Geologische Untersuchungen zwischen dem Unteren Schwarza- und Piestingtal.
1. Julius Pia; 2. Suess
Prom.: 12. 6. 1935

- 41) KAPOUNEK Josef (PN 12864):
Diss.: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Eisenstadt (Burgenland) im Jungtertiär.
1. Suess; 2. Ehrenberg
Prom.: 20. 3. 1936
- 42) TELEKI von Szék Geza, Graf (PN 12981):
Diss.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Umgebung von Litér im Balatongebirge.
1. Kober; 2. Suess
Prom.: 7. 7. 1936
- 43) GASCHER Ernst (PN 13114):
Diss.: Geologie der Kasberggruppe in Oberösterreich und der angrenzenden Teile des Toten Gebirges.
1. Pia; 2. Suess
Prom.: 7. 7. 1936
- 44) BRAUMÜLLER Erhard (PN 13377):
Diss.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuschner- und Rauristale.
1. Suess; 2. Himmelbauer
Prom.: 14. 5. 1937

- 45) PREY Siegmund (PN 13403):
Diss.: Geologische und petrographische Untersuchungen zur Klärung der Frage des Auftretens der Dent Blanche-Decke in der Sonnblickgruppe, Hohe Tauern.
1. Suess; 2. Himmelbauer
Prom.: 14. 5. 1937
- 46) GÖTZINGER Karl (PN 13545):
Diss.: Oberkreide und Paläogen in der Umgebung von Salzburg und Gmunden.
1. Suess; 2. Ehrenberg
Prom.: 7. 7. 1937
- 47) TICHY Herbert (PN 13546):
Diss.: Die Schaarung von Muzaffarabad in Beziehung zum Gesamtbau des Pir Panjal.
1. Suess; 2. Ehrenberg
Prom.: 7. 7. 1937

Etliche der Dissertationen erschienen im Druck (siehe dazu HÄUSLER & SCHWINGENSCHLÖGL, 1982).

Literatur

(exklusive der Arbeiten von F.E. Suess)

- ANONYM (1911): Sitzung der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse vom 12. Oktober 1911. – Anz. kais. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **48/18**, 403–416, Wien.
- ANONYM (1915): Sitzung der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse vom 14. Oktober 1915. – Anz. kais. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **52/19**, 233–236, Wien.
- ARTHABER, G.A. v. (1928): Gedächtnisrede zur Erinnerung an C. Diener. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **21**, 14 S., Wien.
- BERWERTH, F.M. (1910): Oberflächenstudien an Meteoriten. – Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, **29**, 153–168, Wien.
- CERNAJSEK, T. (1988): Rosival August. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **9**, S. 257, Wien (Österr. Akad. Wiss.).
- CERNAJSEK, T. (2007): Stache Karl Heinrich Hector Guido. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950 (ÖBL), **13**, S. 66, Wien (Österr. Akad. Wiss.).
- CERNAJSEK, T. & SEIDL, J. (2007): Zwischen Wissenschaft, Politik und Praxis. 100 Jahre Österreichische Geologische Gesellschaft (vormals Geologische Gesellschaft in Wien). – Austrian Journal of Earth Sciences, **100**, 252–274, Wien.
- CERNAJSEK, T., CSENDES, P., MENTSCHL, Ch. & SEIDL, J. (1999): „... hat durch bedeutende Leistungen ... das Wohl der Gemeinde mächtig gefördert“: Eduard Suess und die Entwicklung Wiens zur modernen Großstadt – Österreichisches Biographisches Lexikon, Schriftenreihe, 5 = Veröffentlichungen des Wiener Stadt- und Landesarchivs, **57**, 26 S., Wien.
- CERNAJSEK, T., MENTSCHL, Ch. & SEIDL, J. (2000): Eduard Sueß (1831–1914). Ein Geologe und Politiker des 19. Jahrhunderts. – In: HEINDL, G. (Hrsg.): Wissenschaft und Forschung in Österreich. Exemplarische Leistungen österreichischer Naturforscher und Techniker. – 59–84, Frankfurt am Main – Wien u. a. (Peter Lang).
- CORNELIUS, H.P. (1931): Pierre Termier † – Verh. Geol. B.-A., **1931/3+4**, 97–98, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1952): Kurt Leuchs. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **42–43** (1949–1950), 265–276, Wien.
- DIENER, C. (1893): Ueber meine Expedition in den Central Himalaya von Kumaon, Hundés und Garwaz. – Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, **6**, 297–313, Berlin.
- DIENER, C. (1895a): Ergebnisse einer geologischen Expedition in den Zentral-Himalaya von Johar, Hundes und Painkandha. – Denkschr. kais. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **LXII**, 533–607, Wien.
- DIENER, C. (1895b): The Cephalopoda of the Muschelkalk. – Memoirs of the Geological Survey of India, Palaeontologica Indica, Series XV., Himalayan Fossils., **2/2**, 1–121, Calcutta.
- DIENER, C. (1914): Gedenkfeier für Eduard Sueß. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **7**, 1–32, Wien.
- DORN, P. (1944): Ernst Stolley † – Neues Jb. Mineral., Geol. u. Paläont. (B) Monatshefte, **1944** (11/12), 296–304, Stuttgart.
- EHRENBERG, K. (1975): Othenio Abel's Lebensweg. – 162 S., Wien (Eigenverlag).
- EXNER, Ch. (2003): Bald 100 Jahre Tauernfenster. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **93** (2000), 175–179, Wien.
- FISCHER, W. (1971): Cornelio Doelter (1850–1930). – Mitt.bl. Abt. f. Mineral. Landesmus. Joanneum, **1971** (1/2), 1–37, Graz.
- FRITSCHER, B. (2004): Mineralogie und Kultur im Wien der Donaumonarchie – Zu Leben und Werk Gustav Tschermaks. – Jb. Geol. B.-A., **144/1**, 67–75, Wien.
- HABBE, K.A. (2001): Penck, Friedrich Karl Albrecht. – Neue Deutsche Biographie, **20**, 172–173, Berlin (Bayer. Akad. Wiss.).
- HAMMER, V.M.F., PERTLIK, F. & SEIDL, J. (2010): Friedrich Martin Berwerth (1850–1918). Eine Biographie. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, Serie A (Mineralogie und Petrographie), **112**, 67–110, Wien.

- HAMMER, W. (1925): Bericht über die Feier des 75-jährigen Jubiläums der Geologischen Bundesanstalt. – Verh. Geol. B.-A., **1925/6+7**, 109–130, Wien.
- HAMMER, W. (1931): Zur Erinnerung an Emil Tietze. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 403–446, Wien.
- HÄUSLER, H. & SCHWINGENSCHLÖGL, R. (1982): Dissertationsverzeichnis des Institutes für Geologie der Universität Wien (1872–1981). – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österreichs, **28**, 215–238, Wien.
- HERITSCH, F. (1913): Zur Erinnerung an Rudolf Hoernes. – Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **49**, 1–58, Graz.
- HERITSCH, H. (1999): Schrauf Albrecht. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **11**, 181–182, Wien (Österr. Akad. Wiss.).
- HLAWATSCH, C. (1909): Aristides Brezina †. – Verh. Geol. R.-A., **1909/8**, 181–187, Wien.
- HOFMANN, Th. (1993): Julius Pia – an universally distinguished earth scientist. – In: HÖFLING, R., MOUSSAVIAN, E. & PILLER, W.E. (Hrsg.): Facial development of algae-bearing carbonate sequences in the Eastern Alps. – International Symposium, Munich – Vienna, 29th August – 5th September [1993]. Field Trip Guidebook, A6, 1–21, Wien – München.
- HOFMANN, Th. & ROETZEL, R. (2010): Leo Waldmann (1899–1973). Kristallingeologe und Waldviertelkenner. – Waldviertler Biographien, **3**, 291–310, Waidhofen an der Thaya.
- HOFMANN, Th. & SCHEDL, A. (2007): Marz: Das Grab der Geologenfamilie Suess. – In: Wien Niederösterreich Burgenland. – Wanderungen in die Erdgeschichte, **22**, 176–177, München.
- HYE, H.P. (1998): Krisenmanagement in Teplitz/Teplice im Jahre 1879 – Die Folgen des katastrophalen Wassereintruchs im Braunkohlenrevier Teplitz-Brüx/Most-Komotau/Chomutov. – In: PEŠEK, J. & LEDVINKA, V. (Hrsg.): Ponížení a Odstrčení. Města versus Katastrofy, Praha. – Scriptorium, **1998**, 265–275.
- KIESLINGER, A. (1958): Josef Stiny. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **50**, 389–430, Wien.
- KLEBELSBERG, R. v. (1935): Biographische Angaben über Tiroler und in Tirol Wohnhafte, die zur geologischen Erforschung Tirols beigetragen oder sie sonst gefördert haben. – In: KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Österreich. – 666–697, Berlin (Borntraeger).
- KÖLBL, L. (1949): Das Lebenswerk von Franz Eduard Sueß. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **36–38**, 267–284, Wien.
- KÖLBL, L. (1968): Das Lebenswerk von Franz Eduard Sueß. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **60** (1967), 5–12, Wien.
- KÜHN, O. (1972): Laube Gustav. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **5**, 44–45, Wien (Österr. Akad. Wiss.).
- LITTEN, F. (2003): Die „Verdienste“ eines Rektors im Dritten Reich. Ansichten über den Geologen Leopold Kölbl in München. – NTM Zeitschrift für Geschichte der Wissenschaften, Technik und Medizin, N.S. **11** (2003), 34–46, Basel.
- MATIS, H. (1997): Zwischen Anpassung und Widerstand. Die Akademie der Wissenschaften in den Jahren 1938–1945. – 67 S., Wien (Österr. Akad. Wiss.).
- MAYER, J. (1788): Ueber die böhmischen Gallyarten, die grüne Erde der Mineralogen, die Chrysolithen von Thein und die Steinart von Kuchel. – Abhandlungen der Böhmisches Gesellschaft der Wissenschaften auf das Jahr 1787 oder Dritter Theil nebst der Geschichte derselben, 259–277, Prag und Dresden (Waltherische Hofbuchhandlung).
- MEDWENITSCH, W. (1975): Mojsisovics von Mojsvár. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950 (ÖBL), **6**, 348–349, Wien (Österr. Akad. Wiss.).
- OBRUČEV, V.A. & ZOTINA, M. (2009): Eduard Sueß. Aus dem Russischen übersetzt von Barbara Steininger mit einem Geleitwort von A.M. Celâl ŞENGÖR, hrsg.: CERNAJSEK, T. & SEIDL, J. – Ber. Geol. B.-A., **63**, 182 S., Wien.
- PEACH, B.N., HORNE, J., GUNN, W., CLOUGH, Ch.Th., HINXMAN, L.W. & TEALL, J.J.H. (1907): The geological structure of the NW Highlands of Scotland. – Memoirs of the Geological Survey of Great Britain, 668 S., London.
- PFANNENSTIEL, M. (1947): Letzte Erinnerung an Wilhelm Salomon-Calvi (1868–1941). – Geol. Rdsch., **35/1**, 42–45, Stuttgart.
- PICHLER, A. (1863): Zur Geognosie Tirols. II. Die vulkanischen Reste von Köfels. – Jb. Geol. B.-A. Wien, **13** (1863), 591–594, Wien.
- PRANGER, Ch., ZANGERL, Ch. & NAGLER, Th. (2009): Geological controls on slope deformations in the Köfels rockslide area (Tyrol, Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **102/2**, 4–19, Wien.
- PREY, S. (1978): Ernst Gasche. 13. 9. 1908 – 6. 5. 1976. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **68** (1975), 173–175, Wien.
- ROSIWAL, A. (1920): Professor Franz Toula †. – Verh. Geol. Staatsanst., **1920/2**, 41–49, Wien.
- SCHAFFER, F.X. (1925): Theodor Fuchs. Sein Leben und Werk. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **18** (1925), 174–187, Wien.
- SCHOUPPÉ, A. v. (1961): Frech, Fritz Daniel, Geologe, * 16. 03. 1861 Berlin; † 28. 09. 1917 Aleppo (Syrien). – Neue Deutsche Biographie, **5**, S. 384, Berlin (Bayer. Akad. Wiss.).
- SCHÜBL, E. (2010): Mineralogie, Petrographie, Geologie und Paläontologie. Zur Institutionalisierung der Erdwissenschaften an österreichischen Universitäten, vornehmlich an jener in Wien, 1848–1938. – XII + 304 S., Graz (Leykam).
- SEIBOLD, E. & SEIBOLD, I. (2000): Hans Cloos (1885–1951) Dokumente aus seinem Leben. – Intern. Jour. of Earth Sc., **88**, 853–867, Berlin.
- SEIDL, J., PERTLIK, F. & SVOJTKA, M. (2009): Franz Xaver Maximilian Zippe (1791–1863) – Ein böhmischer Erdwissenschaftler als Inhaber des ersten Lehrstuhls für Mineralogie an der Philosophischen Fakultät der Universität Wien. – In: SEIDL, J. (Hrsg.): Eduard Suess und die Entwicklung der Erdwissenschaften zwischen Biedermeier und Sezession. – Schriften des Archivs der Universität Wien, **14**, 161–209, Göttingen.
- SPENGLER, E. (1933): Franz Wähner †. – Ann. Naturhist. Mus. in Wien, **46**, 309–312, Wien.
- STACHE, G. (1895): Jahresbericht des Directors. – Verh. Geol. R.-A., **1895/1**, 1–56, Wien.
- STACHE, G. (1896): Jahresbericht des Directors. – Verh. Geol. R.-A., **1896/1**, 1–61, Wien.
- STARK, F. (Red., 1906): Die k.k. Deutsche Technische Hochschule in Prag 1806–1906. Festschrift zur Hundertjahrfeier. – 518 S., Prag.
- STINY, J. (1937): Geleitwort [F.E. Sueß-Festschrift der Geologischen Gesellschaft in Wien]. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **29** (1936), iii–iv, Wien.
- STOLLEY, E. (1929): Über ostindische Jura-Belemniten. – Paläontologie von Timor, Lieferung 16, Abhandlungen **29**, 91–213, Stuttgart.
- SUESS, E. (1890): [Über den Kalkglimmerschiefer der Tauern]. – Anz. kais. Akad. Wiss., math.-naturw. Cl., **28/72**, 245–246, Wien.
- SUESS, E. (1903): Vorwort. – In: DIENER, C., HOERNES, R., SUESS, F.E. & UHLIG, V.: Bau und Bild Österreichs. – XIII–XXIV, Wien und Leipzig.

- THIELE, O. (1978): Leo Waldmann 23. 5.1899 – 3. 12.1973. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **68** (1975), 211–214, Wien.
- TIETZE, E. (1900): Oberbergrath Dr. Wilhelm Waagen. – Verh. Geol. R.-A., **1900/7**, 179–182, Wien.
- TIETZE, E. (1904): Jahresbericht für 1903. – Verh. Geol. R.-A., **1904/1**, 1–8, Wien.
- TIETZE, E. (1909): Jahresbericht für 1908. – Verh. Geol. R.-A., **1909/1**, 1–40, Wien.
- TOLLMANN, A. (1963): Hundert Jahre Geologisches Institut der Universität Wien (1862–1962). – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. in Wien, **13** (1962), 1–40, Wien.
- TRNKA, M. & HOUZAR, S. (2002): Moldavites: a review. – Bulletin of the Czech Geological Survey, **77/4**, 283–302, Praha.
- UHLIG, V. (1891): Melchior Neumayr. Sein Leben und Wirken. – Jb. Geol. R.-A., **40** (1890), 1–20, Wien.
- UHLIG, V. (1910): Die Fauna der Spiti-Schiefer des Himalaya, ihr geologisches Alter und ihre Weltstellung. – Denkschr. kais. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **85**, 531–609, Wien.
- VINCENT, E.A. (1973): John Vernon Harrison. – Proceedings of the Geologists' Association, **84/1**, 114–118, London.
- WAENKE, H. & ARNOLD, J.R. (2005): Hans E. Suess 1909–1993. – Biographical Memoirs, **87**, 1–20, Washington, D.C. (National Academy of Sciences).
- WALDMANN, L. (1953): Das Lebenswerk von Franz Eduard Sueß. – Jb. Geol. B.-A., **96**, 193–216, Wien.
- WIESENER, H. (1972): Leopold Kölbl. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **63** (1970), 217–221, Wien.
- WIESENER, H. (1980): Bruno Sander 23. 2. 1884 – 5. 9. 1979. – Mitt. Österr. Geol. Ges. in Wien, **73** (1980), 261–265, Wien.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1938): Franz Kossmat † – Jb. Geol. B.-A., **88**, 395–401, Wien.
- WURZBACH, C. v. (1868): Mayer, Joseph. – Biographisches Lexikon des Kaiserthums Oesterreich enthaltend die Lebensskizzen der denkwürdigen Personen, welche seit 1750 in den österreichischen Kronländern geboren wurden oder darin gelebt und gewirkt haben, **18**, 142–143, Wien.
- WUTZKE, U. (1997): Durch die weiße Wüste. Leben und Leistungen des Grönlandforschers und Entdeckers der Kontinentaldrift Alfred Wegener. – 240 S., Gotha (Perthes).
- ZIPPE, F.X.M. (1837): Böhmens Edelsteine. [Dazu] Anmerkungen zur Vervollständigung und Erläuterung des vorstehenden Vortrages. – Vorträge gehalten in der öffentlichen Sitzung der königlichen böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften bei ihrer ersten Jubelfeier am 14. September 1836. – Abh. königl. böhm. Ges. Wiss., **4**, 21–53, Prag (Gottlieb Haase Söhne).

Dank

Für Hilfestellung im Zuge der Literatur- und Archivarbeit bedanken wir uns herzlich bei Daniela Angetter (Österreichisches Biographisches Lexikon und Biographische Dokumentation, ÖAW), Thomas Hofmann (Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt), Manfred Schattleitner (Fachbereichsbibliothek Erdwissenschaften und Meteorologie, Universität Wien), Elmar Schübl (Zentrum für Wis-

senschaftsgeschichte, Karl-Franzens-Universität Graz), Stefan Siennell (Archiv der ÖAW) und Richard Lein (Department for Geodynamics and Sedimentology, Universität Wien). Hinweise zur Genealogie der Familie Suess gab Frau Angelika Ende (Wittenförden bei Schwerin, Deutschland). Auch ihr an dieser Stelle ein herzliches Dankeschön.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt: 2. Mai 2011, Angenommen: 1. Juli 2011

Kartierungsberichte



Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2007–2010

Im Zuge der Umstellung auf das neue topographische Kartenwerk im UTM-System werden die Kartierungsberichte unterteilt in einen Abschnitt, der sich auf das „alte“ BMN-System bezieht, und einen, der sich auf das „neue“ UTM-System bezieht. Details zur Umstellung sind in KRENMAYR (Jb. Geol. B.-A., 150/3-4, 2010) erläutert.

Kartenwerk im BMN-System

Blatt 21 Horn

Bericht 2009 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn

FRITZ FINGER & GUDRUN RIEGLER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die diesjährigen Arbeiten basieren auf Probenahmen in der näheren Umgebung von Eggenburg, die im Mai 2009 gemeinsam mit Dr. R. Roetzel durchgeführt wurden. Eines der Ziele war, die räumliche Verbreitung der drei kadmischen plutonischen Einheiten Eggenburger Hauptgranit, Gauderndorfer Metagranodiorit und Passendorfer Metatonalit/-granodiorit in diesem Abschnitt des Thayabatholiths genauer herauszuarbeiten.

Schon bei den Untersuchungen des Vorjahres hat sich angedeutet, dass der Westrand (Hangendbereich) des südlichen Thayabatholiths zu einem großen Teil aus kalifeldspatarmen Metagranitoiden und Orthogneisen besteht, die mit der Passendorfer Metatonalit/-granodiorit-Serie bei Pulkau korrelieren (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 149, 2009). Das wurde durch die diesjährigen Untersuchungen im Raum Eggenburg bestätigt. Die zahlreichen Aufschlüsse entlang der westlichen Stadtmauer von Eggenburg repräsentieren im Wesentlichen einen schwach deformierten, klein- bis mittelkörnigen Biotit-Granodiorit bis -tonalit mit ca. 50 % Plagioklas und ca. 25–30 % Quarz. Kalifeldspat ist im Dünnschliff unauffällig und i. Allg. nur klein und zwickelfüllend entwickelt. Sein modaler Anteil liegt nach Modalbestandsbestimmungen und Mesonormberechnungen im Bereich von 7 bis 10 %. Im Streckeisendiagramm fallen die Gesteine somit in den Grenzbereich Granodiorit-

Tonalit. Die Biotitgehalte liegen typisch bei ca. 10 bis 15 %. Hornblende wurde nicht beobachtet.

Viele Plagioklase zeigen unter dem Mikroskop noch Reste eines magmatischen, oszillierenden Zonarbaus (An_{20–40}) und sind nur gering mit Sekundärmineralen wie Serizit und Klinozoisit gefüllt. Manche Plagioklaskörner weisen allerdings bereits eine fortgeschrittene Rekristallisation auf und sind in ein Mosaik von Oligoklas-Subkörnern umgewandelt, wobei dann zumeist auch eine kräftige Ausscheidung von Klinozoisit zu beobachten ist. Mehrere mm große und nahezu idiomorphe kurzsäulige Biotite sind für solche wenig deformierte Varianten der Passendorfer Metatonalite/-granodiorite sehr kennzeichnend.

Eine etwas gröbere Variante eines Metatonalits (Kalifeldspatanteil ca. 5 %) mit besonders großen, aber oft in sich domänenartig rekristallisierten Biotitformrelikten wurde am westlichen Stadtrand von Eggenburg im Steinbruch bei der Bahnbrücke über die Kühnringerstraße genommen. In seiner geochemischen Zusammensetzung ist dieses Material den zuvor genannten Proben sehr ähnlich.

Die gleichen granodioritisch-tonalitischen Ausgangsmaterialien sind von Eggenburg nach Westen bis ganz ins Hangende des Thayabatholiths zu verfolgen, hier aber zunehmend stärker von variszischer Vergneisung betroffen. An der Bahn westlich Donati und auch an der Pfaffenleiten NNW Eggenburg liegen die Granodiorite/Tonalite durchwegs in mylonitisch deformierter Form als Orthogneise vor, wobei z.T. auch hydrothermale Alteration mit erheblicher Serizitbildung feststellbar ist. Formrelikte der primären magmatischen Plagioklase sind aufgrund der fortgeschrittenen Deformation und Rekristallisation nur mehr schemenhaft zu erkennen. Auch der Biotit ist generell fein rekristallisiert und in Zügen angeordnet. Die variszischen

Biotitrekristallite sind im Dünnschliff olivbraun bis grünlich, im Gegensatz zur ursprünglich intensiv braunen bis rotbraunen Farbe der Primärbiotite. Die Rekristallisation des Biotits ist mit einer kräftigen Ausscheidung von kleinen Partikeln von Titanmineralen (größtenteils wohl Ilmenit, aber z.T. auch Titanit) verbunden.

Trotz unterschiedlicher variszischer Überprägung kann also aufgrund der geochemischen Daten davon ausgegangen werden, dass der Hangendbereich des Thayabatholiths W Eggenburg ehemals eine ziemlich einheitliche plutonische Masse war, mit einer Zusammensetzung im Grenzbereich Granodiorit/Tonalit.

Bei Donati am Lateinbach finden sich allerdings Einschaltungen von mehr mafischen Gesteinen, die möglicherweise einen größeren basischen Körper repräsentieren. Zwei dort in einem Abstand von etwa 300 m genommene dunkle Orthogneisproben haben SiO_2 -Gehalte von nur 55–57 Gew.-%. Im Dünnschliff zeigt eine relativ weniger deformierte Probe eine grüne bis bläulichgrüne Hornblende (ca. 20 Vol.-%). Dazu kommt etwa gleich viel Biotit als weiterer mafischer Gemengteil. Die primären Plagioklasrelikte, aufgrund fortschreitender Rekristallisation nur schemenhaft auszumachen, weisen außerordentlich starke Klinozoisitfüllung auf und zwar besonders dicht in den Kernbereichen, welche ursprünglich wohl einen ziemlich hohen Anorthitgehalt besaßen. Eine zweite genommene Probe ist mylonitisch deformiert mit Plagioklasäugen. Hornblende war auch hier vorhanden, ist allerdings nur mehr in Resten erhalten und größtenteils in Chlorit, aber auch Biotit umgewandelt. Auffällig sind viele große Apatite um 0,5 mm. Aufgrund der relativ geringen Quarzgehalte von nur ca. 10–20 Vol.-% sind die beiden dunklen Orthogneisproben bei Donati als Quarzdioritgneise bis quarzarme Tonalitgneise zu bezeichnen. Die Gesteine erinnern an die mafischen Hornblende-Metatonalite nördlich Pulkau an der B 30 beim Ebrechtsbach, welche ebenfalls eine Linse in helleren Metatonaliten/-granodioriten des Passendorfer Typs bilden, allerdings sind die zwei mafischen Vorkommen geochemisch nicht vollkommen ident. Im Unterschied zur Passendorfer Linse zeigen die dunklen Orthogneise von Donati z.B. deutlich geringere Cr-Gehalte (25–43 ppm gegenüber 70–120 ppm; vgl. FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 146, 2006; Jb. Geol. B.-A., 147/3+4, 2007).

Das Stadtzentrum von Eggenburg bildet offenbar einen Trippelpunkt dreier plutonischer Einheiten innerhalb des kadamischen Thayabatholiths. Vom Westen her zieht wie eben beschrieben der tonalitischer/granodioritischer Passendorfer Typus bis zum Stadtzentrum, während die Gegend nördlich von Eggenburg größtenteils aus Gauderndorfer Metagranodiorit besteht. Dieser typisch feinkörnige Metagranodiorit ist in meist etwas verschiefelter Form bis in die östlichen Stadtteile von Eggenburg zu verfolgen. Gleich SE Eggenburg findet sich nach SCHITTER (Dipl.-Arb. Univ. Slbg, 2003) hingegen mittelkörniger subalkalischer Eggenburger Hauptgranit, welcher von hier als breiter Zug Richtung Burgschleinitz und Maissau weiterzieht (siehe Bericht FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 149/4, 2009). Neue Beprobungen im Schindergraben zeigen, dass der Eggenburger Hauptgranit bis unmittelbar an die Stadt Eggenburg heranreicht.

Um den Gauderndorfer Typ besser zu charakterisieren, wurden im Berichtsjahr einige Felskuppen NE Eggenburg beprobt. Die Petrographie dieser Proben deckt sich mit

den im Vorjahr beschriebenen Merkmalen: Der Gauderndorfer Typ ist relativ feinkörnig und sauer mit einem SiO_2 von ca. 70–73 Gew.-%. Es besteht stets eine deutliche Vormacht des Plagioklases gegenüber dem Kalifeldspat, sodass man von einem Granodiorit sprechen muss. Von den Granodiorit-Endgliedern der Passendorfer Tonalit/Granodiorit-Serie hebt sich der Gauderndorfer Metagranodiorit durch erhöhtes Kalium und niedrigeres Kalzium ab, allerdings nur geringfügig. In den Dünnschliffen zeigt der Gauderndorfer Metagranodiorit charakteristische oszillierend-zonierte und komplex primärverzwillingte Plagioklase, auf welche schon im Vorjahr hingewiesen wurde (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 149/4, 2009). Der Quarz liegt zumeist in feinkörnig rekristallisierter Matrix zwischen den Feldspäten vor. Im Gegensatz zu den Passendorfer Tonaliten/Granodioriten war der primäre Biotit im Gauderndorfer Granodiorit generell klein (um 0,5–1 mm), mehrere mm große idiomorphe Biotitindividuen, wie sie für den Passendorfer Typ kennzeichnend sind, sind hier nur selten zu sehen.

Im Stadtgebiet von Eggenburg ist der Gauderndorfer Metagranodiorit im Steinbruch S Lindenhof aufgeschlossen und er geht von dort gegen Süden allmählich in eine etwas gröbere, wenig deformierte Variante über, die beim Bauhof in der Steinbruchgasse ansteht. Trotz des etwas größeren Kornes ist auch dieses Material noch dem Gauderndorfer Typus zuzurechnen. Im Unterschied zum viel kalifeldspatreicheren Eggenburger Hauptgranit, der dann Richtung Kalvarienberg (Schindergraben) folgt, sind die großen Feldspäte durchwegs Plagioklase mit typischem Gauderndorfer Bautypus. Geochemisch ist diese etwas gröbere Variante des Gauderndorfer Metagranodiorits geringfügig saurer als der Normaltyp mit SiO_2 um 74 Gew.-%, aber im Spurenelementmuster besteht eindeutige Ähnlichkeit zum Gauderndorfer Typus. Dem Gestein fehlen z.B. die hohen Zr-Gehalte, welche für den Eggenburger Hauptgranit kennzeichnend sind (SCHITTER, Dipl.-Arb. Univ. Slbg, 2003), und wie sie auch in einer Probe aus dem Schindergraben zu sehen sind.

Zum Vergleich wurden im Berichtsjahr auch einige Proben jener Orthogneise westlich von Eggenburg genommen und untersucht, die bereits in den Glimmerschiefern der Therasburg-Gruppe eingelagert sind. Das im alten Steinbruch NW von Kühnring gleich an der Bahn aufgeschlossene Orthogneismaterial (siehe auch VETTERS, ATA Geol. B.-A., 1991) fällt zwar aufgrund eines etwas höheren SiO_2 -Gehalts (~70 Gew.-%) nicht unmittelbar in die (relativ enge) Variationsbreite der Metatonalite/Granodiorite, die den Hangendabschnitt des Thayabatholiths W Eggenburg bilden, ist allerdings ebenfalls granodioritisch in der Zusammensetzung. Geochemisch ist eine gute Vergleichbarkeit mit den südlich im Streichen befindlichen Granitoidvorkommen bei Reinprechtspölla gegeben (siehe Daten in FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 149/4, 2009), welche wir bereits im Vorjahr in die Verwandtschaft der Passendorfer Tonalit-Granodioritserie gestellt haben. In dem mylonitisch deformierten Orthogneis im Steinbruch NW Kühnring finden sich Reste grobkörniger Primärbiotite als Sigma-Klasten, welche die Zuordnung zur Passendorfer Tonalit/Granodiorit-Serie unterstreichen.

Noch weiter westlich an der Bahnlinie im Moosgraben, SE Stockern, wurde von R. Roetzel ein anderes Orthogneisvorkommen neu kartiert. Zwei hier genommene Proben sind mylonitisch deformiert und rekristallisiert, wobei

kleinere Augen von Kalifeldspäten zu erkennen sind. Im Dünnschliff sieht man, dass sich rund um diese Kalifeldspäte kurze Züge sekundärer Hellglimmer anschießen, als Ausdruck einer variszischen Metamorphosereaktion. Formrelikte primärer Plagioklase sind selten zu beobachten und der magmatische Plagioklas ist praktisch zur Gänze zu kleinen Oligoklassen rekristallisiert, die mit Quarz die Matrix bilden. Größere Klinozoisite, die sich in der Matrix finden, stammen vermutlich ebenfalls aus dem Zerfall der magmatischen Plagioklase. Aufgrund der geochemischen Analyse kann zumindest eine der Orthogneisproben aus dem Moosgraben zweifelsfrei mit dem Granodioritgneiszug bei Buttendorf im Teichwiesenbachprofil korreliert werden. Dieser Granodioritgneis von Buttendorf ist ein intermediäres Gestein und in seinem SiO_2 -Gehalt (60–66 %) und auch, was den Anteil mafischer Minerale betrifft, den tonalitischen Anteilen der Passendorfer Tonalit/Granodiorit-Serie, aber auch den Therasburger Gneisen ähnlich. Der Buttendorfer Gneis weist aber besonders hohe Cr-, V-, Sr-, Ba- und P-Gehalte auf, was ihn von allen anderen intermediären Granitoiden des Moravikums eindeutig unterscheidet. Auch die Kaliumbetonung des intermediären Gesteins, die sich makroskopisch in hohen Biotitgehalten und im Auftreten von Kalifeldspatäugen äußert, ist außergewöhnlich (um 4 % K_2O gegenüber ca. 2–3 % in den Passendorfer und Therasburger Metatonaliten/Granodioriten).

Bericht 2010 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn

FRITZ FINGER & GUDRUN RIEGLER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Anlässlich einer gemeinsamen Exkursion mit den Kollegen R. Roetzel und M. Linner haben wir im Mai 2010 in der Umgebung von Eggenburg und Sigmundsherberg mehrere Proben von Orthogneisen und Metagraniten genommen. Diese wurden an der Universität Salzburg einer petrographischen und geochemischen Untersuchung zugeführt, um Zuordnungen zu den verschiedenen cadomischen Magmatitsuiten des Moravikums herzustellen.

Bei zwei im Raum von Klein-Meiseldorf aufgesammelten dunklen Orthogneisproben kann eine Korrelation mit dem Buttendorfer Orthogneis aus dem Teichwiesenbachprofil vorgenommen werden. Auch mit den dunklen Orthogneisen im Moosgraben, SE Stockern (vgl. FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 151, dieser Band) besteht eine deutliche Übereinstimmung. Dieser dunkle, biotitreiche und oft Hornblende führende Orthogneiszug von Buttendorf geht auf einen relativ mafischen Granodioritkörper zurück. Geochemisch signifikant ist ein hoher Magnesiumanteil, welcher sich mit dem Eisengehalt ungefähr die Waage hält. Gemessen an seiner Basizität weist der Gesteinstyp hohe Kaliumgehalte auf (3,5–5 Gew.-% K_2O). Im Spurenelementmuster zeigen sich auffällig hohe Gehalte an Ba (800–1300 ppm) sowie Sr (typischerweise 600–900 ppm). Ebenfalls ziemlich hoch sind die Gehalte an Cr (90–200 ppm) und Ni (25–45 ppm). Diese Kombination geochemischer Parameter lässt vermuten, dass das Magma aus einem angereicherten lithosphärischen Mantel extrahiert wurde, eventuell mit variabler Zumischung von Krustenkompo-

nenten während des Aufstiegs. Es ergeben sich damit bemerkenswerte geochemische Ähnlichkeiten zu den (freilich viel jüngeren) variszischen Durbachitintrusionen der Böhmisches Masse. Aufgrund dieser speziellen „durbachitischen“ Zusammensetzung ist der Buttendorfer Orthogneis einzigartig im Spektrum der cadomischen Magmatite des Moravikums.

Es ist in diesem Zusammenhang auch sehr wichtig festzuhalten, dass die dunklen Orthogneise der Therasburg-Gruppe im Pulkautal und nördlich davon (also die Therasburger Orthogneise i. e. S. – Charakterisierung in FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 146/1+2, 2006) eine deutlich andere Geochemie zeigen. Diese Orthogneise sind zwar nur geringfügig weniger mafisch (Biotitgehalte meist 20–25 %, SiO_2 63–67 Gew.-%), aber sie sind generell eisenbetont, d.h. ihre Eisengehalte übersteigen den Magnesiumanteil mindestens um den Faktor 2. Gleichzeitig sind die Kalium- und Bariumgehalte wesentlich niedriger (<3 Gew.-% bzw. <800 ppm), die Natriumgehalte hingegen höher (i. Allg. 4–5 Gew.-% gegenüber 2–3 Gew.-% bei den Buttendorfer Orthogneisen), und auch der Strontiumgehalt der Buttendorfer Orthogneise ist mit ~600–900 ppm zwei- bis dreimal höher als in den Therasburger Orthogneisen des nördlichen Moravikums mit typischer 200–300 ppm.

Andererseits sind aus dem Moravikum südlich Sigmundsherberg bisher keine Äquivalente des Weitersfelder Stängelgneises bekannt. Dieser scheint somit nur im nördlichen Moravikum beheimatet zu sein. Im Berichtsjahr wurde eine Probe von Weitersfelder Stängelgneis aus dem Gebiet „Altes Weib“, E Walkenstein, untersucht. Wie die bisherige Literatur zeigt (z.B. FINGER et al., Precamb. Research, 45, 1989; FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 148/2, 2008), ist der Weitersfelder Stängelgneis im Normalfall reich an Kalifeldspat und sauer-granitisch in der Geochemie. Umso überraschender ist die starke Natriumvormacht in der Probe von Walkenstein. Eine Erklärung gibt die Dünnschliffuntersuchung. Hier sind Anzeichen einer Schachbrett-Albitisierung der großen Kalifeldspäte, sodass im vorliegenden Fall von metasomatischen Prozessen und einer Mobilität der Alkalien auszugehen ist. Auch besteht starke sekundäre Hellglimmerbildung. Die Probe ist zur geochemischen Charakterisierung des Weitersfelder Stängelgneises (im Hinblick auf das magmatische Edukt) somit nur bedingt brauchbar.

Leider fehlen beim Weitersfelder Stängelgneis generell irgendwelche geochemische Besonderheiten, die das Gestein klar im Sinne einer magmatischen Suite definieren würden. Innerhalb der magmatischen Gesteine des Moravikums ist eine gewisse Überlappung mit dem Retzer Hauptgranit gegeben (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 148/2, 2008). In die durch niedrige Rb/Sr-Verhältnisse und niedrige Nb- und Y-Gehalte gut charakterisierte Bittescher-Gneis-Suite reiht sich der Weitersfelder Stängelgneis jedenfalls nicht ein. Hingegen erscheint eine Herleitung durch fraktionierte Kristallisation aus den magmatischen Edukten der intermediären Therasburger Orthogneise (s.s.) nicht unmöglich und als Idee verfolgenswert.

Ein weiterer Schwerpunkt der diesjährigen Arbeiten betraf die Abtrennung von tonalitisch/granodioritischen Varianten (Passendorfer Tonalit/Granodiorit) und granitischen Varianten (Eggenburger Hauptgranit) innerhalb des Thayabatholiths im Gebiet südlich von Eggenburg. Die an verschiedenen Aufschlüssen östlich der Bundesstraße Eggenburg – Maissau aufgesammelten Proben zeigen dabei eine

Zuordenbarkeit zum Zr-reichen subalkalischen Eggenburger Hauptgranit. Dies betrifft die alten Steinbrüche beim Galgenberg und am Sonnwendberg ebenso wie frische Blöcke am Schmalzberg NE Burgschieleinitz. Die Zusammensetzungen aller dieser Proben sind sauer-granitisch (73–75 Gew.-% SiO₂, 4–5 Gew.-% K₂O, <1 Gew.-% CaO), und es zeigen sich die charakteristischen hohen Zr-Gehalte (um 200 ppm) und niedrigen Sr-Gehalte (um 100 ppm) des Eggenburger Hauptgranites.

Eine Probe vom Galgenberg, welche im Gelände als möglicher feinkörniger Gang im Hauptgranit angesprochen wurde, ist geochemisch mit dem normalen Hauptgranit des Aufschlusses nahezu identisch. Unter dem Mikroskop zeigt die Probe eine besonders starke feinkörnige Quarzrekristallisation. Gleichzeitig weisen aber die erhaltenen magmatischen Plagiokläse ungewöhnlich elongierte Formen auf, was mit einer Deutung als rasch abgekühlter Gang vereinbar wäre.

Der breite, von Maissau Richtung Eggenburg (zum Kalvarienberg) ziehenden Körper von Eggenburger Hauptgranit hat sein westliches Ende offenbar ziemlich genau an der Bundesstraße zwischen Zogelsdorf und Eggenburg. Während dieser Granittyp am Sonnwendberg noch nachweisbar ist, findet sich einige 100 m weiter in NNW-Richtung direkt neben der Bundesstraße bereits ein kleiner Aufschluss von Granodiorit. Auch bei einer Probe, die noch etwas weiter westlich der Bundesstraße im kleinen Wäldchen SSE vom Armenseelenkreuz genommen wurde, besteht granodioritische Zusammensetzung (SiO₂ ~66 Gew.-%, K₂O um 3 Gew.-%, CaO um 3 Gew.-%), sodass ebenfalls eine Zuordenbarkeit zum Passendorfer Tonalit/Granodiorit gegeben ist. Es handelt sich bei diesen beiden Aufschlüssen offenbar um die südliche Fortsetzung des im Vorjahr bereits diagnostizierten Vorkommens von Passendorfer Tonalit/Granodiorit in und gleich westlich von Eggenburg (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., dieser Band).

Unter dem Mikroskop zeigen zwei Granodioritproben deutlich höhere Biotitgehalte (ca. 12 %) als die zuvor genannten Proben des Eggenburger Hauptgranites mit nur ca. 5 % Biotit. Obzwar generell feinkörnig rekristallisiert, lassen einzelne dicke Biotitflatschen noch auf das Vorliegen großer Primärbiotite schließen, ein Charakteristikum des Passendorfer Tonalit/Granodiorits.

Schließlich wurden noch Proben im Hangendbereich des Thayabatholiths bei Kühnring genommen. Die stark deformierte Probe von der Ledermannmühle ist ein relativ biotitreicher Granodioritgneis, der eindeutig zum Passendorfer Tonalit/Granodiorit zu stellen ist und wohl ebenfalls mit dem Eggenburger Vorkommen direkt zusammenhängt.

Zwei SW Kühnring an einer Felsnase W Aue genommenen Proben sind hingegen deutlich saurer (SiO₂ knapp über 70 Gew.-%). Diese Gesteine gehören zu dem NNW von Kühnring, in der Latein, beginnenden und über Reinprechtspölla und Sachsendorf nach Süden streichenden Orthogneiszug. Hinsichtlich des SiO₂-Gehalts bestehen auch Übereinstimmungen mit dem 2008 beprobten Orthogneis vom Hörfeld nördlich Sachsendorf (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 2009) und jenem aus dem Steinbruch an der Bahn NW von Kühnring (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 151, 2011). Allerdings ist bei diesen beiden Proben der CaO-Gehalt deutlich höher und es besteht granodioritische Tendenz, während die Proben von W Aue CaO-arme granitische Chemie zeigen. Da das Material mylonitisch de-

formiert und an Scherbahnen stark serizitisiert ist, sind erhebliche geochemische Alterationen bei der variszischen Metamorphose in Betracht zu ziehen. Aufgrund der sehr hohen Peraluminositätswerte (A/CNK 1,2–1,3), die wahrscheinlich nicht primär sind, rechnen wir mit einer erheblichen Abfuhr von CaO, hervorgerufen durch die Serizitierung des Plagiokläses. Die Möglichkeit einer primär granodioritischen Zusammensetzung ist somit keineswegs auszuschließen.

Bericht 2010 über vorläufige Ergebnisse sedimentologischer und sediment- petrographischer Untersuchungen in jung-paläozoischen Ablagerungen aus der Umgebung von Zöbing (NÖ) auf Blatt 21 Horn

SLAVOMÍR NEHYBA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Sedimentological studies and facies analyses were done on 8 outcrops. The depositional environment was interpreted as dominantly fluvial (both meandering and braided fluvial style) whereas deposits of alluvial fans were less common.

Petrographical evaluation of thin sections points to relatively low mineralogical and textural maturity of studied rocks. Sandstones can be classified as lithic wackes or less common as lithic arenites (classification according to PETTIJOHN et al., Springer, 1987). The provenance of detritus from the continental block can be supposed when the triangular diagnostic diagram of DICKINSON & SUCZEK (Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 63, 1979) is applied.

The heavy mineral assemblages significantly differ between various members of the Zöbing Upper Paleozoic deposits but also within different beds of individual members. Rutile (72.1 %) and zircon (14.7 %) dominate in the Rockenbauer member. Other heavy minerals (apatite, titanite, zoisite, epidote, monazite, garnet, staurolite, tourmaline and andalusite) formed maximally few percent. The ZTR (zircon-tourmaline-rutile) index is 87.8. Two heavy mineral assemblages were recognised within the Kaltenbachgraben Sandstein/Siltstein Wechselfolge Member. The association with dominance of garnet (69–81.6 %), rutile (10.9–15.2 %) and zircon (5.5–16.1 %) and limited occurrence of apatite, titanite, kyanite and monazite was recognised in the majority of samples. The ZTR index is relatively low i.e. 15.8–27.0. Zircon (39 %), rutile (16.9 %) and garnet (16.9 %) dominated in the second association of the Kaltenbachgraben Sandstein/Siltstein Wechselfolge Member. Apatite, andalusite, tourmaline, epidote, kyanite and amphibole occurred in low percentage and the ZTR index is 75.1. Two different associations of transparent heavy minerals were also recognised in the Heiligenstein Arkosen Member. Dominance of garnet (78.6–85.0 %), with occurrence of rutile, apatite, zircon, staurolite, monazite, zoisite and kyanite was the first association (ZTR index 3.2–8.8). Garnet (50.7–63.3 %) strongly dominated in the second association with a significant presence of rutile (11.2–19.8 %), and in some samples also apatite (6.6–22.2 %) and zircon (6.6–33.2 %). Occurrence of staurolite, monazite, zoisite, tourmaline, epidote, andalusite and kyanite is low and the ZTR index varies (19.2–46.8). Garnet (84.9 %) strongly dominated in the heavy

mineral association of the Lamm Siltsteine/Arkosen Member. Other heavy minerals (apatite, rutile, kyanite, zircon) form only few percentages and the ZTR index is 5.0. Wide fluctuations of mineral percentages indicate local sources such as an adjacent alluvial basin of alluvial fan source. This type of fluctuations is regarded as typical for intra-orogenic or post-orogenic sedimentary basin fills such as the extensional collapse grabens. ZTR minerals are common in acidic to intermediate magmatic rocks as well as in mature siliciclastic sediments and some metamorphic rocks. The presence of garnet (and also staurolite) indicates mainly micaschist complexes as primary sources. Epidote was derived from low-grade metamorphic series; kyanite indicates the presence of high-pressure metamorphic rocks. The presence of andalusite shows also higher T metamorphic facies provenance. Apatite may be derived from biotite-rich rocks but it is a common accessory mineral in virtually all igneous and many metamorphic rocks.

The chemistry of detrital garnet is useful and widely used for determining the provenance (MORTON, Geol. Soc., Spec. Publ., 57, 1991). Results from Zöbing Paleozoic deposits are based on the study of 276 garnet grains. The garnet composition was surprisingly monotonous within all lithostratigraphic members. The dominance of almandine is absolute. Pyrop-almandines ($\text{Alm}_{(50-83)} - \text{Prp}_{(11-48)} - \text{Grs}_{(0-8)} - \text{Sps}_{(1-3)}$) represent 93.5 % of spectra, almandines ($\text{Alm}_{(70-90)} - \text{Prp}_{(4-9)} - \text{Grs}_{(2-8)} - \text{Sps}_{(1-3)}$) form 2.2 %, grossular-pyrop-almandines ($\text{Alm}_{(42-64)} - \text{Prp}_{(14-31)} - \text{Grs}_{(12-25)} - \text{Sps}_{(0-3)} - \text{And}_{(0-1)}$) 1.4 %, spessartin-almandines ($\text{Alm}_{(60-69)} - \text{Sps}_{(10-24)} - \text{Grs}_{(4-10)} - \text{Prp}_{(4-10)}$) form 1.4 %, grossular-almandines ($\text{Alm}_{(50-83)} - \text{Grs}_{(23-38)} - \text{Prp}_{(6-7)} - \text{Sps}_{(5)} - \text{And}_{(0-3)}$) form 0.7 % and very exceptional was pyrop-andradite-almandin and grossular. These data reveal a dominant garnet provenance from metamorphic rocks such as gneisses, (amphibole+biotite) schists and granulites. The monotonous spectra of garnet point to a primary source (very limited recycled detritus).

Concentration of the main diagnostic elements (Fe, Nb, Cr and Zr) in rutiles highly varies. Data from Zöbing (100 rutile grains analysed) reveal that concentration of Nb varies between 181.7 and 6300 ppm (average 1925.1 ppm), concentrations of Cr varies between 3.4 and 2400 ppm (average 790.1 ppm), Zr between 170.3 and 7706.5 ppm (average 3181.5 ppm), and the value of $\log\text{Cr}/\text{Nb}$ is mostly negative (87.5 %). These results provide evidence of dominant (62.5 %) provenance of rutile from metapelitic rocks (mica schists, paragneisses, felsitic granulites). About 14.1 % of rutiles originated from mafic rocks (eclogites, mafic granulites) and about 21 % of studied rutile from Zöbing originated probably from magmatic rocks (pegmatites?). For approx. 2.4 % of rutiles it was not possible to discriminate the source rocks. The Zr-in-rutile thermometry was applied for metapelitic zircons only (a stable rutile-quartz-zircon assemblage; ZACK et al., Sed. Geol., 171, 2004; Contrib. Min. Petrol., 148, 2004; MEINHOLD et al., Sed. Geol., 203, 2008). The results of the thermometry show that 94.7 % of metapelitic rutiles from ZP (Zöbing Paleozoic deposits) belong to the granulite metamorphic facies and 5.3 % to the amphibolite/eclogite facies.

Results of the zircon studies are based on observations of 223 grains. In the ZP subrounded and rounded zircons in all studied samples form 47.9 % whereas subhedral ones form 42.7 % and euhedral zircons constitute 9.4 %. Some differences in the shape of zircons were recognised be-

tween deposits of various formations. The highest occurrence of euhedral zircons was in the rocks of the Heiligenstein Arkosen Member. Zircons with a pale colour shade are dominant in ZP forming 48.4 %, but also the presence of colourless zircons constitutes 42.2 % of the spectra. Zircons with brown colour form 7.6 %, opaque ones 0.4 % and pink zircons 1.3 %. The proportion of zoned zircons is 9.7 % and zircons with older cores represent 4.7 %. All studied zircons show inclusions. The study of elongation (the relation of length to width of the crystals) reveals that the average value of elongation was 2.33 for ZP. Zircons with an elongation above 2.0 form 69.7 %. Zircons with an elongation of more than 3 form 19.1 %. Such zircons are supposed to reflect the magmatic/volcanic origin and/or only limited transport. Zircon typology can provide data about the condition during the crystallization i.e. about the parental magma. The parental magmas of the studied zircons had a hybrid character (close to the anatectic origin) according to the position of the "typology mean point" (PUPIN, Contrib. Min. Petrol., 73, 1980; Schweiz. Min. Petrogr. Mitt., 65, 1985). A dominance of typological subtypes S17 and S12 can be documented. Euhedral and subhedral zircons were dominantly derived from granitoids. A significant amount of zircons from ZP originated from a volcanic source. The rounded and subrounded zircons may originate from earlier sediments (recycled detritus), from metamorphic rocks (first-cycle detritus) or even from magmatic rocks (sedimentary protolith or effects of magmatic resorption). Low content of rounded and subrounded zircons, value of elongation, amount of zoned zircons, zircons with older cores and opaque zircons, all point to the weak influence of recycled detritus and metamorphic rocks in the provenance of some zircons.

Although spinel was rare in the studied heavy mineral spectra its chemistry can be a valuable indicator of some source rocks. The microprobe study (10 samples Zöbing) reveals strong dominance of spinels with high content of Cr (>2500 ppm) and the spinels can be classified as chromian spinels. Chromian spinel is a typical mineral for peridotites and basalts (POBER & FAUPL, Geol. Rdsch., 77/3, 1988) and its presence is reflecting a source from mafic/ultramafic rocks.

The heavy mineral analysis of garnet, rutile and zircon studies clearly identified as source area for the studied deposits the Moldanubian units.

**Bericht 2008
über paläopedologische Aufnahmen
im Quartär auf den Blättern
21 Horn und 39 Tulln und von Aufschlüssen
der Nordautobahn A 5 auf den Blättern
25 Poysdorf und 41 Deutsch-Wagram**

LIBUŠE SMOLÍKOVÁ
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Bei der quartärgeologischen Kartierung in den oben genannten Gebieten im Jahre 2008 entnahmen P. Havlíček, O. Holásek und M. Vachek ungestörte Proben aus den fossilen Böden und ihren Derivaten. Aus diesen Bodenproben wurden nach der Bindung und Härtung Dünnschliffe angefertigt, die mikromorphologisch bearbeitet wurden. Zu den wichtigsten Ergebnissen dieser Untersuchung gehören nicht nur die typologische Zugehörigkeit dieser Böden, die

Erfassung der maßgebenden Bodenbildungsvorgänge und bei den meisten Böden auch ihre polygenetische Entwicklung, sondern oft auch ihre stratigraphische Einstufung.

Bei diesen Untersuchungen wurden folgende Paläoböden (oder ihre Derivate) festgestellt.

ÖK 21 Horn – ÖK 39 Tulln

Rubefizierte Braunlehme wurden auf Blatt 21 Horn südlich von Kattau in der ehemaligen Ziegelei bei der Danielmühle und im Hohlweg am Weg zum Friedhof festgestellt. Aus beiden diesen B-Horizonten entwickelten sich nachfolgend A-Horizonte, wobei der Humus im A-Horizont des zweiten Bodens einen tirsoiden Charakter hat. Rubefizierte Braunlehme sind bisher in Mitteleuropa aus der Cromer-Warmzeit (G/M, Pedokomplex [PK] X) oder aus den älteren Interglazialen (und Pedokomplexen) bekannt.

In der alten Ziegelei südlich Kattau und in einem Aufschluss im Hof in Engelsdorf Nr. 4 wurden auch Braunlehme festgestellt, wobei in Kattau aus dem ersten Boden sich gleichfalls ein humoser A-Horizont entwickelte. Beide diese Böden sind hoch polygenetisch, sodass man bei ihnen mehrere sukzessive Entwicklungsstadien unterscheiden kann (vgl. SMOLÍKOVÁ & HAVLÍČEK, Jahrb. Geol. B.-A., 147/3+4, 2007). Braunlehme bildeten sich zuletzt in den Warmzeiten des Elster-Glazials (Mindel, PK VII, VIII und IX) und in allen älteren Warmzeiten und Pedokomplexen (PK X–XII), in welchen sie stets die Basisglieder repräsentieren. In den ältesten Interglazialen werden diese Böden manchmal zu ihren rubefizierten Formen oder sogar zu Rotlehmen oder Roterden umgewandelt.

Fossile Bodensedimente wurden hinter einem Hof am Westrand von Maigen festgestellt. Sie sind aus verschiedenen ausgeflockten und peptisierten Böden gemischt.

Einem rezenten Bodensediment entspricht das umgelagerte Material des Borowina-Bodentypus in der Talau der Donau südlich von Buttendorf auf Blatt 39 Tulln.

A 5 Nordautobahn

Beim Bau der A 5 Nordautobahn konnten auf Blatt 25 Poysdorf und Blatt 41 Deutsch-Wagram ebenfalls an mehreren Stellen fossile Böden gefunden werden.

Östlich von Traunfeld konnte eine braunlehmartige Parabraunerde (braunlehmartiges Luvisem) bzw. ihr B-Horizont festgestellt werden. Sie entspricht einem aus zwei Paaren der braunlehmartigen Parabraunerden, wobei die ältere stets deutlich intensiver entwickelt ist (wie gesetzmäßig alle Basisböden der PK). In diesem Aufschluss war nur eines von diesen beiden Bodenpaaren erhalten, weshalb nicht ersichtlich ist, ob sie dem PK V (jüngeres Holstein, „PR/R1“) oder PK VI (älteres Holstein, „M 2/PR“) angehören.

In demselben Aufschluss treten im Hangenden des braunlehmartigen Luvisems noch zwei nicht komplette PK auf. Der untere Boden entspricht sehr wahrscheinlich einer schwach entwickelten Parabraunerde, aus welcher sich nachfolgend retrograd ein A-Horizont bildete. Der B-Horizont des oberen Bodens entspricht demselben Bodentyp, jedoch mit noch schwächeren Merkmalen der Illimerisierung. Deswegen kann man annehmen, dass diese beiden Böden dem PK IV (Treene, Rügen) angehören.

Der jüngste Boden dieses Profils entspricht einem fein braun vererdeten Luvisem, welcher ein Äquivalent des Basisbodens des PK III ist. Er repräsentiert also den unteren Abschnitt von Stillfried A (R/W, Eem).

Tschernosemartige Böden wurden nordöstlich von Wolfpassing, westlich von Kollnbrunn gefunden. Sie entsprechen den drei humosen Böden des PK III und PK II. Einem von diesen Gliedern von Stillfried A gehört auch die Schwarzerde nördlich von Gaweinstal an. Sie entwickelte sich aus einer geringmächtigen Lössschicht (C-Horizont) im Hangenden von Schottern (D-Horizont).

Die angeführten pedostratigraphischen Ergebnisse sind vorläufig und deswegen wird es notwendig sein, sie weiter zu verfeinern und zu erweitern.

Blatt 25 Poysdorf

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von LIBUŠE SMOLÍKOVÁ

Blatt 39 Tulln

Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 39 Tulln

HOLGER GEBHARDT

Arbeitsgebiet

Die im Jahre 2008 bereits begonnene Neuaufnahme der Tertiäranteile im Südteil des Blattes ÖK 39 Tulln rund um den Auberg umfasst den Bereich östlich der Kleinen Tulln bis zum östlichen Kartenblattrand. Im Norden ist das Gebiet durch die Straße zwischen Chorherren und Baumgarten begrenzt.

Im Arbeitsgebiet wurde zwischen den hier näher erläuterten lithologischen Einheiten unterschieden. Zusätzlich wurden Vernässungszonen, Quellen und Abbruchkanten in den geologischen Karten vermerkt. Großräumige Rutschungen wurden nicht entdeckt. Die Beschreibungen erfolgen vom stratigraphisch Älteren zum Jüngeren. In Anlehnung an die Stratigraphische Tabelle von Österreich (PILLER et al., Österr. Strat. Komm., 2004) wird hier der Begriff Ollersbach-Konglomerat verwendet (vgl. GEBHARDT, J. Alp. Geol., 49, 2008).

Lithologische Einheiten

Undifferenzierter Flysch (Kreide bis Eozän)

Plattige Sand- und Tonsteine der Wolfpassing-Formation treten im äußersten Südosten des Kartenblattes auf (südlich und südöstlich von Ried am Riederberg). Die Schichten fallen hier mit 25 bis 45° nach Südosten ein. Bis auf das Vorkommen im äußersten Südosten sind die nordwestlich vorgelagerten Vorkommen mit „Robulus-Schlier“, „Melker Sand“ und Ollersbach-Konglomerat verschuppt. Die Vorkommen sind die Fortsetzung der in Kartierberichten über die Tertiärvorkommen auf Blatt ÖK 57 Neulengbach bereits beschriebenen Vorkommen (GEBHARDT, Jahrb. Geol. B.-A., 145 und 147, 2006 und 2007). Eine größere Schuppe setzt sich direkt von ÖK 57 fort, während eine zwischen Elsbach und Ried am Riederberg gelegene kleinere Schuppe sich nicht nach Südwesten hin fortsetzt. Die dritte, vermutlich größere Schuppe setzt sich weit in das östliche Nachbarblatt hinein fort. Auf ihr wurden weite Teile des Anstiegs der Straße nach Gablitz und Wien errichtet.

Sedimente des Egerium: Ollersbach-Konglomerat und „Melker Sand“

Diese lithologischen Einheiten kommen als Schuppen in einem kleinen Areal im südöstlichen Teil des Kartiergebietes vor. Die Schichten fallen wie die assoziierten Flyschschuppen steil (30–45°) nach Südosten bzw. nach Osten ein.

Ollersbach-Konglomerat

Feinkiesige (bzw. grobsandige), quarzreiche Sedimente kommen innerhalb des kartierten „Melker Sandes“ immer wieder vor und können als klar definierbare Horizonte ein Messen des Einfallens ermöglichen. Besonders grobkörnig und flächenhaft verbreitet ist diese Fazies am Nordostrand des Vorkommens der „Melker Sande“. Sie wurde hier als Ollersbach-Konglomerat ausgehalten.

„Melker Sand“ (Linz-Melk-Formation)

Es handelt sich um weiße bis gelbliche, nichtverfestigte, unreife (eckige), größtenteils gleichkörnige Fein- bis Mittelsande. Die Sande verzahnen am Nordwestrand des Vorkommens mit (vermutlich liegendem) Ollersbach-Konglomerat, bzw. hier ist Ollersbach-Konglomerat als dm-m-mächtige Lagen in die Sande eingelagert. Neben den überwiegenden Fein-, und Mittelsanden treten vereinzelt auch Lagen aus Grobsand auf, an denen das Schichteinfallen gemessen werden kann. Das Sediment ist kaum verfestigt und leistet Verwitterungsprozessen wenig Widerstand. Die Gebiete sind gut drainiert und werden zum größten Teil landwirtschaftlich genutzt.

„Robulus-Schlier“ (Eggenburgium bis unteres Ottangium)

Im Gegensatz zum südlich anschließenden Kartenblatt ÖK 57 Neulengbach konnten im hier kartierten Gebiet zwei Faziestypen unterschieden werden, die sich jedoch eng verzahnen: eine überwiegende Sandsteinfazies und eine überwiegende Schlierfazies. Bei Ried am Riederberg tritt „Robulus-Schlier“ mit Flyschgesteinen (Sand- und Tonsteine der Wolfpassing-Formation) auf.

Überwiegende Sandsteinfazies

Hierbei handelt es sich um größtenteils fein- bis mittelsandige, plattige Sandsteine mit unterschiedlich hohem Glaukonitanteil. Es kommen sowohl mm-dicke sandige Lagen in Wechsellagerung mit glimmerreichen Siltsteinen und Mergeln, als auch mehrere Meter mächtige massige Partien vor. Allerdings bestehen mehr als 90 % der Vorkommen aus mm- bis cm-dicken Bänken von sich abwechselnden plattigen Sandsteinen, Siltsteinen und sandigen Mergeln. Als Abgrenzung zur Schlierfazies (siehe Kapitel „Überwiegende Schlierfazies“) wurde ein Sand- und Siltsteinanteil von mehr als 50 Prozent gewählt. Allerdings ist diese Abgrenzung so nur in gut aufgeschlossenen Bereichen durchführbar, z.B. in Hohlwegen. Auf bewaldeten oder landwirtschaftlich genutzten Flächen wurde das Vorkommen von größeren Sandsteinplatten (mehrere cm bis dm Durchmesser) als ausreichend angesehen. Dieses Vorgehen ist durch das unmittelbar benachbarte Vorkommen beider Aufschussverhältnisse und die daraus ableitbare Vergleichbarkeit gerechtfertigt. Die Sandsteinfazies kommt überwiegend an den nördlichen Steilhängen des Auberges südlich von Zöfing und Baumgarten sowie bei Henzing im Westen vor. Hier sind auch entlang von Hohlwegen und Gräben die besten Aufschlüsse zu erwarten. Am Auberg selbst und an den südlichen Hängen ist diese Fazies nur vereinzelt anzutreffen. Besonders erwähnenswerte Vorkommen befinden sich östlich und nordöstlich von Sieghartskirchen. Das Vorkommen am Kühberg bei Sieghartskirchen zeichnet sich durch besonders große Mächtigkeit (mehrere m) mindestens einer Sandbank sowie durch eine brekziös-konglomeratische Lage aus.

Überwiegende Schlierfazies

Diese Fazies nimmt den weit überwiegenden Teil im Arbeitsgebiet ein (Auberg und östlich anschließende Hochebene bis Ollern). Es handelt sich um vereinzelt dunkelgraue, meist wegen der Verwitterung aber hellgraue Mergel mit oder gänzlich ohne dünne (mm bis cm), relativ glaukonitreiche Sandsteinlagen. Eine ausführliche lithologische Beschreibung dieser Fazies des „Robulus-Schliers“ erfolgte schon im Kartierungsbericht 2005 für ÖK 57 (GEBHARDT, Jb. Geol. B.-A., 145, 2006). Der Anteil der Sandsteine innerhalb dieser Fazies ist tendenziell im Norden und Westen höher als im Süden oder Osten.

Konglomerat

Die schlecht sortierten Grobkonglomerate mit Komponenten von 5 bis >100 cm Durchmesser (Durchschnitt ca. 20 cm), die unregelmäßig in einer mittel-feinsandigen Matrix schwimmen, wurden in drei kleinen Vorkommen südwestlich von Freundorf angetroffen. In einem Hohlweg wurden drei Zyklen beobachtet, die jeweils eine scharfe Basis zeigen und mit einer Mittelsandlage enden. Die Größe der Komponenten nimmt dabei nach oben hin ab. Es kommen fast ausschließlich Flyschsandsteine als Komponenten vor, vereinzelt auch kalkalpine Gerölle. Der zweite Zyklus enthält am Top auch feinkiesige Partien. Die Ablagerungen werden von mir als Debrite interpretiert. Es ist zum jetzigen Zeitpunkt unklar, ob es sich bei den Konglomeraten um Schuppen oberottangischen Eichbergkonglomerats handelt oder um eine besonders grobe Fazies innerhalb der Sandsteinfazies des „Robulus-Schliers“. Für letztere Hypothese spricht das sehr beschränkte Vorkommen der Konglomerate.

Terrassenschotter

Am nördlichen und westlichen Rand des Arbeitsgebietes (Henzing bis Freundorf) kommen in weiten Bereichen quarzreiche Schotter vor. Die Bereiche bilden Verebnungsflächen zwischen den solifluidalen Lehmen an den Hangfüßen des Aubergs und den deutlich abgesetzten (tiefer liegenden) Talböden. Die Schotter können wahrscheinlich der Hochterrasse (Riss-Zeit) zugeordnet werden (vgl. SCHNABEL et al., Geol. Karte von Niederösterreich. 1:200.000, Geol. B.-A., 2002).

Löss, Flugsand und Lösslehm

Am Hangfuß des Aubergs im Norden konnten mehrere, zum Teil morphologisch deutlich abgrenzbare sandige Bereiche („Erhebungen“) auskartiert werden. Deren lockere, gelbe bis weiße Feinsande auf den landwirtschaftlich genutzten Verebnungsflächen werden als Flugsandablagerungen gedeutet. In Hohlwegen und großflächiger nordöstlich von Henzing treten an einigen Stellen siltig-feinsandige, z.T. verlehnte, hellbraune Sedimente mit Konkretionen (Lösskindl) zutage, die als Löss oder Lösslehm interpretiert werden. Auffällig ist hier wie auch an anderen Stellen ein stark erhöhtes Vorkommen von Dachsbauten, die die Kartierung sehr erleichtern. Ein weiteres größeres Lösslehmvorkommen befindet sich südlich von Sieghartskirchen.

Solifluidaler Lehm

Die braunen Lehme treten regelmäßig im Hangfußbereich rund um den Auberg und in allen Tälern mit geringem Böschungswinkel auf. Der Übergang zum oberhalb anstehenden Gestein ist fast immer durch einen deutlichen Wechsel der Bodenfarbe und durch einen Hangknick gekennzeichnet. Eine zumindest teilweise Ableitung des Lehms aus Löss ist nicht auszuschließen.

Decklehm

Die braunen Lehme kommen auf Verebnungsflächen wie dem Höhenzug des Aubergs oder dem Kühberg vor und entwickelten sich aus dem unterliegenden „Robulus-Schlier“ durch Verwitterungsprozesse. Großen Raum nehmen die Flächen zwischen Ollern und Klein-Staasdorf ein. Im auskartierten Bereich sind keinerlei Spuren des Ausgangsgesteins an der Oberfläche zu finden, sodass von einer Mächtigkeit von mindestens einem Meter ausgegangen werden kann. Decklehm wie auch weite Bereiche mit Solifluidallehmbedeckung werden weitgehend landwirtschaftlich genutzt.

Talfüllungen

Talfüllungen aus fluviatilen Sedimenten und Böden wurden entlang von Elsbach und Kleiner Tulln sowie einigen kleineren Zuflüssen kartiert (ebene Fläche entlang von Wasserläufen). Diese werden größtenteils intensiv landwirtschaftlich genutzt. Die weiten Täler zwischen Weinzierl, Ollern und Ried am Riederberg wurden wegen der landwirtschaftlichen Bearbeitung flurbereinigt und die ehemaligen Wasserläufe zugeschüttet. Teilweise besteht ein künstliches Drainagesystem.

Anthropogene Überdeckung

Im Gebiet um Klein-Staasdorf wurde eine Reihe von Gräben (ehem. Hohlwege) mit Bauschutt aufgefüllt. Auch schneidet das neue Westbahntunnelportal die Straße von

Klein-Staasdorf nach Chorherren am östlichen Kartenblatt-rand. Hier wurden umfangreiche Erdarbeiten vorgenommen, sodass weite Bereiche jetzt von allochthonem Material überdeckt sind.

Tektonik

Die Verschuppung von Flysch und Egerium-Sedimenten im Südosten des kartierten Bereichs ist kleinräumiger, als in älteren Karten dargestellt (z.B. GÖTZINGER & VETTERS, Jb. Geol. B.-A., 1923; GÖTZINGER et al., Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, Geol. B.-A., 1954; SCHNABEL et al., 2002, ebenda). Die Schichten streichen SW-NO und fallen mit ca. 45° nach SO ein. Die gleiche Streichrichtung kann aufgrund ihres Ausbisses auch für die nördlich anschließenden kleineren Flysch- und „Robulus-Schlier“-Schuppen angenommen werden.

Die den allergrößten Teil des Arbeitsgebietes einnehmenden Fazies (Sandstein, Schier) des „Robulus-Schliers“ zeigen eine klare Zweiteilung der Einfallrichtungen. Die Schichten des nördlichen und westlichen Teils des Aubergs fallen mit unterschiedlichen Winkeln nach SSO ein und die Bereiche im Süden und Osten nach NNO. Sie stellen somit eine Synklinalstruktur dar, deren Faltenachse der Linie Kühberg – Auberg – Bildereiche – Flachberg folgt (von SW nach NO). Diese Synklinale stellt eine Fortsetzung der Struktur des Heuberges auf dem sich südlich anschließenden Kartenblatt ÖK 57 Neulengbach dar.

Vorerst ungeklärt bleibt die Frage, ob an der Nordseite des Aubergs jüngere Sedimente (Eichbergkonglomerat, Onco-phora-Schichten, oberes Ottnangium) in ältere („Robulus-Schlier“) eingeschuppt sind. Diese Frage wird vermutlich durch biostratigraphische Studien zu klären sein.

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 39 Tulln

HOLGER GEBHARDT

Arbeitsgebiet

Die im Jahre 2009 begonnene Neuaufnahme der Tertiäranteile im Südteil des Blattes ÖK 39 Tulln (GEBHARDT, dieser Band) wurde 2010 beendet. Das 2010 kartierte Gebiet umfasst den Bereich westlich der Kleinen Tulln mit Judenu und Sieghartskirchen als nördliche und südliche Eckpunkte. Im Norden ist das Gebiet durch die Straße zwischen Judenu und Michelhausen begrenzt. Der südliche Blattrand von ÖK 39 bildet die Grenze nach Süden, die westliche Grenze erstreckt sich jeweils ca. 1 km westlich der Ortschaften Siegersdorf, Plankenberg und Streithofen. Im Arbeitsgebiet wurde zwischen den hier näher erläuterten Einheiten unterschieden. Zusätzlich wurden Ver-nässungszonen, Quellen und Abbruchkanten in den geologischen Karten vermerkt. Eine großräumige Rutschung befindet sich westlich von Dietersdorf. Sie wurde bereits von REIDL (Ber. Reichsst. f. Bodenforsch., 1941) beschrieben, ihre Abgrenzung ist heute jedoch aufgrund der Rekultivierung und des Wegebbaus nicht mehr nachzuvollziehen. Allerdings weisen stark von der normalen Streichrichtung abweichende Einfallswerte auf die gestörten Lagerungsverhältnisse hin.

Die Beschreibungen erfolgen vom stratigraphisch Älteren zum Jüngeren in Anlehnung an die Stratigraphische Tabelle von Österreich (PILLER et al., Österr. Strat. Komm., 2004).

Kartierte Einheiten

„Melker Sand“ (Linz-Melk-Formation), Egerium

Diese Einheit kommt als Schuppe in einem kleinen Areal im südwestlichen Teil des Kartiergebietes am Sattel zwischen Heuberg und Eichberg vor. Die Schichten sind stark zerschert, ein Messen des Einfallens ist nicht möglich. Es handelt sich um weiße bis gelbliche, teilweise nichtverfestigte, teilweise kieselig zementierte, unreife (eckige), größtenteils gleichkörnige Fein- bis Mittelsande.

Schlier, Eggenburgium bis unteres Ott nangium

Schlier tritt großflächig am gesamten südlichen Rand des Arbeitsgebietes zwischen Siegersdorf im Westen und Sieghartskirchen im Osten auf. Einzelne, stark verwitterte Vorkommen bei und in Ranzelsdorf verschieben im Osten die Grenze des Vorkommens relativ weit nach Norden. Diese Einheit entspricht dem in früheren Kartierberichten beschriebenen „Robulus-Schlier“. Die Eggenburg-Anteile dieses Schliers, die aber bislang nicht flächig abgegrenzt werden können, sind jedoch besser als ein Äquivalent der „Hall-Gruppe“ in PILLER et al. (Österr. Strat. Komm., 2004) zu betrachten.

Während im Gebiet östlich der Kleinen Tulln die „Überwiegende Sandsteinfazies“ weit verbreitet ist (ausführliche Beschreibung und Abgrenzung in GEBHARDT, Jb. Geol. B.-A., dieser Band), tritt im hier beschriebenen Gebiet fast überall nur die „Überwiegende Schlierfazies“ auf. Sandsteine herrschen nur im Gebiet südlich von Dietersdorf vor.

„Überwiegende Schlierfazies“ nimmt den weit überwiegenden Teil im Arbeitsgebiet ein. Es handelt sich um vereinzelt dunkelgraue, meist wegen der Verwitterung aber hellgraue Mergel mit oder gänzlich ohne dünne (mm bis cm), relativ glaukonitreiche Sandsteinlagen. Eine ausführliche lithologische Beschreibung dieser Fazies des Schliers erfolgte schon im Kartierungsbericht 2005 für ÖK 57 (GEBHARDT, Jb. Geol. B.-A., 145, 2006).

„Blockschichten vom Heuberg“, Eggenburgium

Östlich von Siegersdorf wurden am Westhang des Heuberges zahlreiche dm- bis m-große Kristallin- und Sandsteingerölle in sandiger Matrix gefunden, darunter mehrere sehr große, graue, biotitreiche granitische Riesenblöcke von mehreren Metern Durchmesser. Diese Ablagerungen werden als „Blockschichten vom Heuberg“ bezeichnet, in GEBHARDT et al. (J. Alp. Geol., 49, 2008a) ausführlich beschrieben und als submarine Schuttströme interpretiert. Entgegen der Darstellung in SCHNABEL et al. (Geol. Karte von Niederösterreich. 1:200.000, Geol. B.-A., 2002) treten die Schichten nicht flächendeckend zutage, sondern sind in den Schichtverband des Schliers integriert.

Aufgrund des zu erwartenden hohen elektrischen Widerstands kontrastes zwischen Schluff/Mergel und Granit wurde der größte Granitblock geoelektrisch vermessen. Er ist mit einem Volumen von etwa 3000 m³ wahrscheinlich die größte bekannte Einzelkomponente in den Mo-

lasseablagerungen Niederösterreichs (GEBHARDT et al., J. Alp. Geol., 49, 2008b; JOCHUM et al., Geophys. Res. Abstr., 11, 2009). Das Alter der umgebenden Mergel, Sande und Sandsteine wurde aufgrund der Foraminiferen- und Nannoplanktonassoziationen in das Eggenburgium (obere Nannoplanktonzone NN2) eingestuft. An der Basis der Abfolge auftretende Imbrikationsgefüge deuten auf einen Transport des Materials von Norden (Böhmische Masse) Richtung Süden hin. Der Riesenblock könnte einen großen Kluffkörper darstellen, der von einer submarinen Bruchstufe des nördlichen Hangbereichs abgeglitten und mit einem großen „debris flow“ in einen tieferen Beckenbereich gelangt ist.

Oncophora-Schichten und Eichberg-Konglomerat, oberes Ott nangium

Hierbei handelt es sich um verschiedene Lithofazies eines Ablagerungsraumes. Dabei repräsentieren die Eichberg-Konglomerate die grobkörnige „Rinnenfazies“, während die sandig-siltig-tonigen Oncophora-Schichten die feinkörnigere Beckenfazies vertreten. Im Gelände markieren die Eichberg-Konglomerate fast immer die Höhenrücken und steilen Abhänge, während Ebenen und flache Hänge in der Regel von Oncophora-Schichten aufgebaut werden. Beide Faziesbereiche werden sowohl land- als auch forstwirtschaftlich genutzt. Von Wald bewachsene Gebiete mit Oncophora-Schichten sind zudem durch ein typisches, von teilweise tiefen Gräben zerfurchtes Gelände gekennzeichnet. Beide Faziesbereiche treten ausschließlich nördlich der Großen Tulln und am Eichberg auf. Sie sind stark miteinander verzahnt, d.h., sie wurden zeitgleich nebeneinander abgelagert. Aufgrund ihrer unterschiedlichen Lithologie und deren Ausprägung in der Landschaft war eine Abtrennung bei der Kartierung aber gut möglich. Hierbei wurden Gebiete mit der jeweils vorherrschenden Fazies (sandig-siltig-tonig oder konglomeratisch-sandig) in die Karte eingetragen, wobei die Konglomerate die sandig-tonigen Schichten wegen ihrer größeren Verwitterungsresistenz überschottern und vermutlich zu viel Fläche einnehmen.

Generell streichen die Schichten WSW–ENE, bei Einfallen sowohl nach NNW als auch nach SSE. Die Verteilung der Ausbissareale beider Faziesbereiche und die Einfallrichtungen ergeben kein eindeutig interpretierbares Muster. Verantwortlich dafür sind wahrscheinlich sowohl Faziesverteilung als auch Verschuppung (Auffaltung und Zerschierung). Die Altersstellung leitet sich aus der stratigraphischen Abfolge ab. Oncophora-Schichten und Eichberg-Konglomerat sind jünger als der unterlagernde Schlier und älter als überlagernde karpatische Schichten weiter nördlich, die aus Bohrungen bekannt sind (SCHNABEL et al., 2002, ebenda).

Oncophora-Schichten

Im Arbeitsgebiet handelt es sich überwiegend um gelblich verwitternde, wenig verfestigte Feinsandsteine. Das gesamte Korngrößenspektrum reicht aber von Ton (überwiegend grau) bis in den Kiesbereich (einzelne Konglomeratlagen geringer Mächtigkeit). Der feinkörnige Anteil überwiegt aber deutlich. Im Aufschluss erscheinen die Oncophora-Schichten fast immer ungeschichtet (massig), oft als loser Sand. Gelegentlich definieren Korngrößenunterschiede einzelne Schichten, die dann einmessbar sind.

Zementierte Sandsteinbänke sind sehr selten. Vereinzelt können an abwitternden frischen Aufschlusswänden oder auf Schichtflächen aber Sedimentstrukturen beobachtet werden (Rippelmarken, bidirektionale Schrägschichtung), die auf tidal beeinflusste Ablagerungsräume hindeuten.

Mit Ausnahme der konglomeratischen Lagen sind die *Oncophora*-Schichten kalkfrei. Es wurden im Kartiergebiet auch keinerlei Fossilien gefunden. Die namengebende Muschelgattung (*Oncophora* = *Rzehakia*) tritt in wenigen Aufschlüssen auf dem benachbarten Kartenblatt ÖK 56 Sankt Pölten auf (MANDIĆ & ĆORIĆ, Jb. Geol. B.-A., 147, 2007).

Eichberg-Konglomerat

Es handelt sich um Grobkonglomerate und Steine mit maximalen Komponentengrößen von ca. 50 cm, in Einzelfällen auch größer, mit fein- bis grobsandiger oder kiesiger Matrix. Oberflächennah ist der Gesteinsverband meist aufgelöst. Auf den Feldern oder im Wald sind nur Einzelgerölle oder deren Schutt zu finden. Die Komponenten sind kantengerundet bis gerundet und bestehen aus Flyschsandstein (stark dominierend), kalkalpinen Gesteinen (u.a.: bunte Jurakalke, Dolomite, dunkle Mikritkalke) und, in frischen Aufschlüssen, pelitischen Intraklasten.

Das sedimentäre Gefüge ist komponentengestützt, massig, fast immer ohne erkennbare Gradierung, teilweise inverse Gradierung, teilweise mit diffuser horizontaler Schichtung, die teilweise eingemessen werden kann. Die Verteilung im Gelände und in Großaufschlüssen (z.B. neue Erdaushubdeponie am Mitterberg, ehemalige Steinbrüche am Eichberg südlich Dietersdorf [GEBHARDT et al., J. Alp. Geol., 49, 2008a] und westlich Siegersdorf), zeigen stark schwankende Mächtigkeiten der rinnenförmigen Sedimentkörper an, die teilweise auf wenige Meter Distanz auskeilen. Die Konglomerate werden als submarine Schuttströme (debris flows) interpretiert.

In die (groben) Konglomerate sind Pelite, Silt- und (Quarz-) Sandsteine und Feinbrekzien eingeschaltet. Die Sandsteine treten normal gradiert oder ohne erkennbare Gradierung auf. Ausschließlich in den Großaufschlüssen sind trogförmige Schrägschichtung mit grobkörnigen „bottomsets“, Erosionsrinnen (cut-and-fill structures) und einige Schichten mit konkretionären Eisenanreicherungen als Sedimentstrukturen sichtbar.

Der Eichberg wird zum allergrößten Teil aus Eichberg-Konglomerat aufgebaut, *Oncophora*-Schichten treten nur untergeordnet auf. Nördlich der Großen Tulln sind die Schichtpakete der Konglomeratfazies nicht so mächtig und sie keilen anscheinend auch zu den Seiten hin schneller aus.

Terrassenschotter

Am nördlichen Rand des Arbeitsgebietes, insbesondere südwestlich von Atzelsdorf und im Stadtgebiet von Judenu kommen quarzreiche Schotter vor, deren Randbereiche sich häufig markant von der Umgebung abheben. Die Bereiche bilden Verebnungsflächen zwischen den solifluidalen Lehmen an den Hangfüßen (bei Atzelsdorf) oder den deutlich abgesetzten (tiefer legenden) Talböden (Judenu). Drei kleinere Vorkommen befinden sich im Talbereich der Großen Tulln bei Siegersdorf, westlich von Abstetten und östlich von Ranzelsdorf. Die Schotter können wahrscheinlich der Hochterrasse (Riss-Zeit) zugeordnet werden (vgl. SCHNABEL et al., 2002, ebenda).

Löss und Lösslehm

Eindeutig als äolische Ablagerungen identifizierbare Sedimente (Löss) konnten nur in besonderen Aufschlussituationen erkannt werden. Hierzu zählen Hohlwege (südlich Plankenberg), neuangelegte Wege (südlich Atzelsdorf, südwestlich Streithofen) und Bauaufschüsse (westlich Siegersdorf, südlich Abstetten, Ranzelsdorf). Der Übergang zum solifluidalen Lehm ist fast immer fließend, was durch die landwirtschaftliche Nutzung verstärkt wird. Die Ablagerungen erreichen oft viele Meter Mächtigkeit und sind an den Südostflanken der Erhebungen weiträumig verbreitet. Sie bedecken weite Gebiete südlich und östlich von Streithofen, nordöstlich von Plankenberg, die Südseite des Mitterbergs und die weite Verebnungsfläche zwischen Abstetten und Sieghartskirchen.

Solifluidaler Lehm

Die braunen Lehme treten regelmäßig im Hangfußbereich rund um alle Höhenzüge und in vielen Tälern mit geringem Böschungswinkel auf. Der Übergang zum oberhalb anstehenden Gestein ist fast immer durch einen deutlichen Wechsel der Bodenfarbe und durch einen Hangknick gekennzeichnet. Eine zumindest teilweise Ableitung des Lehms aus Löss ist anzunehmen, insbesondere südlich von Streithofen und um Plankenberg.

Lehmüberdeckungen

Die braunen Lehme kommen auf Verebnungsflächen vor und entwickelten sich beispielsweise aus dem unterliegenden Schlier durch Verwitterungsprozesse, z.B. westlich Sieghartskirchen. In den auskartierten Bereichen sind keinerlei Spuren des Ausgangsgesteins an der Oberfläche zu finden, sodass von einer Mächtigkeit von mindestens einem Meter ausgegangen werden kann. Lehmüberdeckungen wie auch weite Bereiche mit Solifluidallehmbedeckung werden landwirtschaftlich genutzt. Die mit lehmigem Boden bedeckte ebene Fläche im Gebiet von Judenu ist möglicherweise eine ehemalige Abbausohle der Kiesgewinnung aus Terrassenschotter. Es sind jedoch keine Hinweise auf den ehemals vorhandenen Schotter mehr zu finden. Wegen des unklaren Charakters werden diese Ablagerungen nicht zu den anthropogenen Überdeckungen gestellt.

Talfüllungen

Talfüllungen aus fluviatilen Sedimenten und Böden wurden entlang von Kleiner und Großer Tulln, dem Rinnengraben bei Atzelsdorf sowie einigen kleineren Zuflüssen kartiert (ebene Fläche entlang von Wasserläufen). Auch das Tullner Feld nördlich der nördlichen Begrenzungsstraße wurde als Talfüllung kartiert. Die Talfüllungen werden größtenteils intensiv landwirtschaftlich genutzt. Teilweise besteht ein künstliches Drainagesystem.

Anthropogene Überdeckung (Deponien etc.)

Im Kartierungsgebiet befinden sich eine Reihe von Bauschutt- bzw. Erdaushubdeponien. Die größte befindet sich westlich von Sieghartskirchen. Weitere befinden sich am Einsiedelberg und nördlich des Mitterbergs bei Atzelsdorf. Am Mitterberg befindet sich auch eine weitere, sehr große Erdaushubdeponie im Bau, die zurzeit noch exzellente Aufschlüsse in den *Oncophora*-Schicht-

ten und im Eichbergkonglomerat liefert. Dagegen wurde eine noch vor zwei Jahren in Betrieb befindliche Deponie südlich von Pixendorf inzwischen geschlossen. Nördlich des Einsiedelberges befindet sich auch eine abgedeckte und bepflanzte Hausmülldeponie der Gemeinde Tulln. Weitere anthropogene Überdeckungen sind Straßenbauwerke (bei Judenau), Staudambbauten (nördlich des Mitterberges) sowie diverse Anschüttungen für den Hausbau, z.B. bei Steinhäusl am Eichberg oder illegale Baustoffdeponien.

Tektonik

Wie auch auf dem Nachbarblatt ÖK 57 Neulengbach und dem 2009 vom Autor kartierten Bereich östlich der Kleinen Tulln (GEBHARDT, 2010) dominieren bei den tertiären Gesteinen SW-NO-Streichrichtungen und bestätigt damit ältere Darstellungen (z.B. GÖTZINGER et al., Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, Geol. B.-A., 1954; SCHNABEL et al., 2002, ebenda). Abweichungen hiervon weisen auf Störungszonen hin. Die Einfallrichtungen variieren jedoch stark.

Eine größere tektonische Struktur erstreckt sich von Siegersdorf im Südwesten nach Ranzelsdorf am Ostrand des 2010 kartierten Gebietes. Diese Zone markiert die bisherige Grenze zwischen allochthoner (geschuppter) Molasse im Süden und autochthoner (ungestörter) Molasse im Norden. Ob diese Unterscheidung so weiter aufrecht erhalten werden kann, muss jedoch wegen der starken Verkippung, Faltung und Verschuppung von Oncophora-Schichten und Eichberg-Konglomerat nördlich dieser Störungszone stark bezweifelt werden. Hier fallen die Schichten zwischen 10 und 23° sowohl nach NW als auch nach SE ein. Der Durchschnitt dürfte etwa bei 20° liegen. Südlich von Pixendorf wurden in einem Aufschluss auch senkrecht stehende Schichten beobachtet. Die südlich der Struktur vorkommenden Einfallswerte im Schlier sind jedoch deutlich höher (15–45°). Das Einfallen ist hier einheitlich nach SSE und die in diesem Bereich vorkommenden Gesteine bilden den nördlichen Faltschenkel der Synklinalstruktur, die sich auf ÖK 57 Neulengbach fortsetzt (GEBHARDT, Jb. Geol. B.-A., 145, 2006; Jb. Geol. B.-A., 147, 2007).

Entlang der östlichen Gebietsgrenze, d.h. parallel zum Verlauf der Kleinen Tulln, verläuft eine weitere Störungszone, die zu einem sinistralen, horizontalen Versatz von ca. 1 km geführt hat. Diese Störung ist Teil einer Staffel von SSW-NNE-streichenden Brüchen, die die gesamte Molassezone westlich von Wien durchzieht (SCHNABEL et al., 2002, ebenda).

Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln

PAVEL HAVLÍČEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Kartierung des Blattes 39 Tulln wurden im Jahr 2009 die Talau der Großen und Kleinen Tulln und deren Randgebiete im Raum zwischen Judenau, Zöfing, Gollarn, Abstetten, Dietersdorf, Planken-berg und Siegersdorf untersucht. Folgende Schichtglieder konnten unterschieden werden:

Pleistozän (Mittelpleistozän)

Fluviatile Schotter und Sande. Es handelt sich um grau-braune, stellenweise tonige und lehmige, fluviatile Sand-schotter. Ihre Basis liegt in einer relativen Höhe von +4 m, stellenweise auch bis +5 m. Die Quarz-, Dolomit- und Kalksteingerölle sind halboval bis oval mit einem Durchmesser von 2–6 cm. Sie finden sich zwischen Henzing und Ranzelsdorf sowie in Judenau.

Pleistozän (Oberpleistozän)

Löss und Lösslehm, lokal mit Paläoboden. Diese äolischen Sedimente konnten SW von Judenau, bei Gollarn, Planken-berg und zwischen Ranzelsdorf und Sieghartskirchen kartiert werden. Es handelt sich um ockerbraune Lössse mit Pseudomyzelien, Lösskindeln und eingelagerten, weißen CaCO₃-Lagen, die oft fossile Böden eingeschaltet haben. Die Sedimente erreichen 1–8 m Mächtigkeit.

In einer Baugrube in Gollarn war eine mehr als 4,3 m mächtige Schichtfolge mit einem fossilen Bodenkomplex aufgeschlossen. Dieser Bodenkomplex in einer Tiefe von 3–3,5 m war in zwei Bodenhorizonte (A und B) getrennt. Nach SMOLÍKOVÁ (Jb. Geol. B.-A., 151/1, Geol. B.-A., 2011) ist der A-Horizont eine Schwarzerde und der B-Horizont ein braun vererdetes Luvisem. Die beiden Bodenhorizonte sind genetisch voneinander unabhängig und gehören zur letzten Warmzeit (R/W). Der Basisboden hat sich in ihrem Klimaoptimum unter Waldbedeckung entwickelt und entspricht dem unteren Glied von Stillfried A (PK III). Nach seiner braunen Vererdung und einer kurzen Sedimentation einer geringmächtigen Lössschicht bildete sich am selben Standort ein Tschernosem. Dieses entwickelte sich jedoch schon unter Steppenbedingungen (Kontinentalität des Klimas, Austrocknung und mäßige Temperaturminderung). Aufgrund von Analogien entspricht er dem oberen Glied des PK III.

In der ehemaligen Ziegelei südwestlich von Planken-berg fand sich in den oberen 7,5 m mächtigen Lössen eine Malakofauna mit *Succinea oblonga* DRAP., *Helicopsis striata* (MÜLL), *Lymnaea truncatula* (MÜLL), *Columella columella* (MART) und *Acicula diluviana?* (HOCHER). Darunter liegen bis in eine Tiefe von 8 m umgelagerte Lössse und Sande als Nachweis für einen Hiatus. In 8–8,5 m Tiefe befindet sich ein hellbraunes, vererdetes, stark entwickeltes braunlehmartiges Luvisem (braunlehmartige, illimerisierte Parabraunerde). Aufgrund von Analogien mit ähnlichen Vorkommen scheint der erwähnte Boden dem Holstein-Interglazial (M/R) zu entsprechen. In Bezug auf seine intensive Entwicklung (bereits mit Tendenz zum Braunlehm) ist es sehr wahrscheinlich, dass er ein Äquivalent des Basisbodens dieser Warmzeit (älteres Holstein, „M2/PR“, PK VI) ist (SMOLÍKOVÁ, 2011).

Als Nachtrag zur Kartierung 2008 kann angemerkt werden, dass sich in einem Graben hinter dem Haus Pixendorf Nr. 26 unter 3 m mächtigem Löss in einer Tiefe bis zu 3,5 m ebenfalls ein fossiler Boden befindet. Im Liegenden sind fluviatile Sande und Kiese mit der Basis +5 m aufgeschlossen. Darunter sind im untersten Bereich des Grabens grüngraue tertiäre Sande zu finden. Der fossile Boden ist ein stark entwickelter illimerisierter Pseudogley (SMOLÍKOVÁ, 2011). In Bezug auf die ausgereifte Entwicklung dieses Bodens kann man ihn vorläufig dem Stillfried A zuordnen. Die Pseudogley-Böden konnten sich zwar bei den für sie günstigen Bedingungen in allen wärmeren Pha-

sen des Quartärs bilden, jedoch ist dieser Boden zusätzlich noch lessiviert, was bedeutet, dass er wahrscheinlich dem Basisboden des PK III entspricht.

Holozän – Pleistozän

Deluviale Ablagerungen sind flächenhaft wenig verbreitet. Sie säumen den Rand der Talauen. Lithologisch handelt es sich um umgelagerte Löss, Verwitterungsprodukte der tertiären Ablagerungen, Gerölle und deluviale Lehme.

Fluviatile Schotter und Sande. Stellenweise treten in der Talau der Großen Tulln (z.B. WNW von Judenau) auf flachen Erhebungen verlehnte, fluviatile Gerölle auf, die dort auf Hochflutlehmen liegen. Es ist aber nicht ausgeschlossen, dass fluviatiler Sandschotter von basaler Lage der Talau bis an die Oberfläche reicht.

Holozän

Fluviatile Ablagerungen (Auenlehm, Ton, Sand). In den Talauen der Großen und Kleinen Tulln befinden sich in Tiefen von 20–40 cm graubraune, humose Auenlehme. In ihrem Liegenden sind bis zu 1 m hell- bis dunkelbraune, stellenweise fleckige, leicht humose, überwiegend kalkige, tonige und sandige Auenlehme, mit Übergängen bis zu Auentonen oder Sanden und Silten abgelagert. Vereinzelt kommen darin Fragmente aquatischer Malakofauna (NW Judenau) vor. In der Aue der Kleinen Tulln am Südrand von Judenau befindet sich unter 1,5 m braunen, kalkigen Auenlehmen ein subfossiler Boden von 50 cm Mächtigkeit. Typologisch wurde dieser von SMOLÍKOVÁ (2011) als holozäne Smonitza in parautochthoner Position bestimmt. Am Nordrand von Judenau befindet sich in 0,9–1,2 m Tiefe möglicherweise ein weiterer dunkelbrauner, subfossiler Boden.

Deluvio-fluviatile Ablagerungen (Lehm, Ton, Sand, Schotter) füllen periodisch durchflossene Täler. Sie bestehen überwiegend aus sandigen Lehmen mit Beimengung von umgelagerten Geröllen und Gesteinsfragmenten. An der Mündung in die Talau der Großen und der Kleinen Tulln enden sie gewöhnlich in einem morphologisch wenig ausgeprägten Schwemmkegel.

Organische und sandige Ablagerungen (Altarmsedimente). Diese humosen, tonig-sandigen Ablagerungen, vereinzelt auch mit pflanzlichen Fragmenten, füllen kleine Reste von Altarmen ENE von Judenau und Dietersdorf. Oft wurden diese jedoch zugeschüttet und rekultiviert.

Anthropogene Ablagerungen (Deponie, Dämme). Anthropogene Ablagerungen (Sand, Ton, Ziegel) sind im untersuchten Gebiet verhältnismäßig stark verbreitet (z.B. in Judenau oder N und NE von Dietersdorf). Andere anthropogene Ablagerungen sind Straßendämme, Schutzdämme gegen Hochwasser in den Talauen entlang der Großen und Kleinen Tulln oder die Lärmschutzdämme entlang der Neuen Westbahn. Viele alte Schottergruben (z.B. in Judenau) wurden mit Schuttmaterial verfüllt oder es wurde zumindest eine Teilrekultivierung durchgeführt. Ebenso finden sich in den Feldern oft angeschüttete Lehme, Sande oder Schotter, die durch die Beackung mit dem Boden vermischt wurden, jedoch nicht im Detail auskartierbar sind.

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln

PAVEL HAVLÍČEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der wissenschaftlichen Untersuchung, geologischen Kartierung und Revision des Blattes 39 Tulln wurden 2010 die Gebiete südlich von Hütteldorf und zwischen Gumperding, Würmla, Holzleiten, Diesendorf, Weinzierl und Spital untersucht. Im Besonderen wurde auf die Revision und stratigraphische Einstufung der groben polymikten Schotter geachtet, die in schmalen Streifen auf Anhöhen verbreitet sind. Außerdem wurde die Verbreitung und Mächtigkeit der Löss- und Lösslehme untersucht sowie ein neuer Aufschluss mit fossilen Böden südlich von Hütteldorf bearbeitet, welcher für die stratigraphische Einstufung und paläogeographische Rekonstruktion der quartären Bedeckung dieses Gebietes von großer Bedeutung ist.

Neogen (Ottangium)

In den sandigen bis siltigen Oncophora-Schichten finden sich stellenweise Einschaltungen von groben, z.T. blockartigen Schottern (Eichberg-Konglomerat), die mit den überwiegend gelblichen, gelblichgrauen oder braunen, fein- bis mittelkörnigen tonigen Sanden und schwach sandigen Tonen wechseln. Sie finden sich an der Oberfläche in ungefähr Ost-West-streichenden, schmalen Streifen auf morphologisch auffallenden Höhen oder in Wechsellagerung mit feinkörnigeren Sedimenten, wie z.B. in den Hängen NE von Weinzierl. Hier wurden sie in drei aufgelassenen Schottergruben als Schüttmaterial gewonnen (z.B. DP 1684/39–47, 650 m NE von Weinzierl). Es handelt sich um 5–10 m mächtige, polymikte, sehr grobe, stellenweise auch blockartige Schotter in sandiger bis siltiger, stellenweise auch toniger und kalkiger Matrix (z.B. DP 1653/39–46, 1150 m E Würmla). In den Schottern überwiegen kantengerundete bis gerundete Gerölle aus Quarzen, Siliziten, Grauwacken, Kalken, Sandsteinen und Siltsteinen mit Durchmesser von 5–45 cm (z.B. DP 1653/39–46, 1150 m E Würmla; 1683/39–47, 700 m E Weinzierl; 1684/39–47, 650 m E Weinzierl und 1706/39–46, 1350 m NE Kirche Würmla).

Quartär

Mittelpleistozän

Bei der Erweiterung eines Feldweges südlich von Hütteldorf (DP 1709/39–36, S Hütteldorf) wurde in dem Einschnitt des Weges eine ca. 5,5 m mächtige Schichtfolge aus Lössen mit einer kaltzeitlichen *Columella*-Fauna und zwei fossilen Böden aufgeschlossen. An der Basis wurden Silte der Oncophora-Schichten (Ottangium) angetroffen. Beide Böden entwickelten sich aus Lössen; der obere in einer Tiefe von 0,8–1,5 m (Probe für Mikromorphologie aus 1,05 m) und der ältere in 2,0–3,6 m Tiefe (Probe aus 2,15 m). Zwischen dem oberen und dem unteren Boden befindet sich eine nur 35 cm mächtige Lage aus Silt und wahrscheinlich umgelagerten, sandigen Lössen. Nach der mikromorphologischen Untersuchung handelt es sich um Böden des Pedokomplexes IV (schwach entwickelte Luviseme; PK IV, Treene, Rügen, wärmerer Abschnitt im Riss, Mittelpleistozän; SMOLÍKOVÁ, Unveröff. Ber., Geol. B.-A., 2010).

Oberpleistozän

Die jüngsten Lössdecken kommen im untersuchten Gebiet nur in Relikten vor, wie z.B. in der alten Ziegelei S von Würmla (DP 1647/39–46), 150 m SW von Mittermoos (DP 1649/39–46) und 100 m N von Diesendorf (DP 1675/39–47). Wie aus Kartierungsbohrungen hervor geht, sind die Lössse meist nur geringmächtig. Im Aufschluss in der alten Ziegelei S von Würmla (DP 1647/39–46) ist die Mächtigkeit dieser ockerbraunen Lössse 4–5 m. Darunter folgen unter rostig braunen, deluvioäolischen, gemischten Sedimenten ca. 1 m mächtige, gelbbraune, gefleckte tertiäre Sande. Neben der Oberflächendokumentation wurden die Lössse auch durch Kartierungsbohrungen nachgewiesen. So wurden z.B. durch die Bohrung GBA 39–B-146 (550 m NE Diesendorf) 4,8 m gelbbraune bis gelbgraue, feinsandig-tonige, kalkige Silte nachgewiesen, bei denen es sich wahrscheinlich um Lössse handelt. Durch eine weitere Bohrung (GBA 39–B-143) beim Sender 600 m N der Kapelle von Egelsee wurden 2 m mächtige, sandige, kalkige Lössse erbohrt, unter denen lockerer und kalkiger, siltiger Feinsand (Oncophora-Schichten) liegt. Die Bohrung 39–B-145, südlich des Senders, ca. 850 m SE der Kirche von Würmla, fand unter 3 m Löss bis zu einer Teufe von 4,8 m vermutlich quartäre, feinsandig-tonige, kalkige Silte und darunter kalkfreie, feinsandig-tonige Silte als Verwitterungsmaterial der darunter liegenden tertiären Silte.

Pleistozän – Holozän

Deluviale Sedimente befinden sich z.B. 1400 m W von Diesendorf an der Straße nach Würmla (DP 1656/39–47) und 850 m NW vom Eichberg (DP 1685/39–47), wo sie mehr als 1 m mächtige, tonige, humose Lehme enthalten.

Holozän

Periodisch durchflossene Täler sind ausgefüllt mit graubraunen Silten (z.B. DP 1642/39–46, 400 m NW der Kapelle Gumperding, DP 1649/39–46, 200 m SW von Mittermoos und DP 1652/39–46, 500 m ENE von Grub). Durch die Kartierungsbohrung 39–B-144, nördlich des Sportplatzes von Würmla, ca. 250 m W der Kirche, (Lagerplatz der Gemeinde) wurden 3 m mächtige, grüngraue bis schwarze, anmoorige Silte und Tone erbohrt.

Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln

OLDŘICH HOLÁSEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geowissenschaftlichen Untersuchung und geologischen Kartierung des Blattes 39 Tulln wurde 2009 das Gebiet zwischen Tautendorf, Atzenbrugg, Mitterndorf und Diendorf bearbeitet. In diesem Gelände wurden Auesedimente der Perschling und quartäre Bedeckungen auf den unteren Teilen der Hänge dieses Tales bis zur Ausmündung des Flusses in die Donautalaue kartiert. Auf den Hängen liegen tertiäre Sedimente, die teilweise von Terrassenschottern, Lössen, deluvio-äolischen, deluvialen und deluvio-fluviatilen Sedimenten überdeckt werden.

Neogen (Ottangium)

Zu den *Oncophora-Schichten* (oberes Ottangium) gehören nach FUCHS (Verh. Geol. B.-A., 1974/4) und NEUWIRTH (Verh. Geol. B.-A., 1979/1, 1981) hellbraune bis gelbbraune, grüngelbe bis grüngraue, stellenweise kalkige, feinkörnige, schwach glimmerige Sande mit lokalen Lagen von feinkörnigem Sandstein oder Tonstein. Daneben sind auch gelblichbraune Silte und braune bis grüne Tone vorhanden. Besonders zu erwähnen ist eine WSW-ENE-streichende, langgezogene, schmale Aufragung von *Oncophora-Schichten* innerhalb der fluviatilen Terrasse und deluvio-fluviatiler Sedimente S bis SE von Mitterndorf. Ein Aufschluss in der Zufahrt zur ehemaligen Kiesgrube (jetzt Deponie) SE Mitterndorf zeigt dort eine ausgeprägte Antiklinalstruktur in den Silten und Feinsanden.

Pleistozän

Die *fluviatilen Terrassenschotter* zwischen Diendorf, Salladorf, Hankenfeld, Michelndorf und Mitterndorf und bei Atzenbrugg bilden die Fortsetzung der mittelpleistozänen Donauterrasse (Riss) in Michelhausen. An der Oberfläche dieser Akkumulation liegt einerseits lehmig-sandiger Schotter, andererseits Lehm, Silt, Sand und Ton. Nach älteren Bohrungen und den geologischen Aufnahmen von R. Roetzel bedecken im Südwesten deluviale und deluvio-fluviatile Sedimente die Terrasse. Die Lehme, Silte, Tone und Sande sind 1–2 m mächtig, in Ausnahmen auch 3,5–6,8 m. Sandige Schotter im Liegenden bilden nicht immer zusammenhängende Lagen in einer Mächtigkeit von 0,55–3,6 m, lokal bis 6,0 m. Wesentlich größere Mächtigkeit (5,5–6,0 m, lokal 8,5–9,8 m) besitzen sie im Gebiet der aufgelassenen Sand- und Schottergruben zwischen Mitterndorf und Michelhausen. Es ist nicht auszuschließen, dass eine ältere, eingetiefte Rinne in diesem Raum durchzieht. Die gesamte Mächtigkeit der Terrasse beträgt 2,1–5,5 m, lokal (vor allem im Gebiet der früheren Schottergewinnungen) 6,0–11,0 m. Die Basis der Terrasse liegt etwa auf derselben Höhe wie die Oberfläche der holozänen Talau der Perschling. Im nordöstlichen Gebiet, im Bereich der angenommenen Flussrinne, ist sie jedoch um ein paar Meter tiefer. Nach der neueren Dokumentation von R. Roetzel südlich von Michelndorf handelt es sich um mittel- bis grobkörnige, sandige, gut gerundete Schotter mit Geröllen von 1–5 cm, max. bis 8 cm Durchmesser (hauptsächlich Kalke und Sandsteine). Die Matrix wird aus fein- bis mittelkörnigem Sand gebildet. Die gesamte mittelpleistozäne Terrasse liegt auf *Oncophora-Schichten*.

Die großflächigste *Lössbedeckung* befindet sich zwischen Weinzierl, Heiligeneich und Atzenbrugg. Der hellbraune bis ockerbraune, glimmerige, kalkige Löss ist stellenweise schwach sandig oder tonig, lokal auch feinsandig und beinhaltet ab und zu Pseudomyzelien und Kalkkonkretionen (Lösskindel). Er ist hier 0,5 bis mehr als 8,5 m mächtig. An einigen Stellen tritt zwischen dem Löss Terrassenschotter an die Oberfläche, der hier im Liegenden des Lösses liegt. Der Fund zweier übereinander liegender fossiler Böden am Südrand von Heiligeneich weist auf die komplexe, mehrphasige Entwicklung dieser Lössbedeckung hin. Weitere fossile Böden wurden nahe der Straße in Weinzierl in kleinen isolierten Lössvorkommen festgestellt.

Deluvio-äolische Ablagerungen wurden im Einschnitt der Straße westlich von Tautendorf gefunden. Es handelt sich um geschichtete Lössse mit kleinen Kalkkonkretionen und

Pseudomyzelien, in denen schmale Lehmlagen mit max. 1 cm großen Sandsteinsbruchstücken vorkommen. Darüber liegt ein wahrscheinlich fossiles Bodensediment. Die Mächtigkeit des ganzen Komplexes beträgt etwa 7 m.

Pleistozän – Holozän

Deluviale Sedimente in Form von braunen bis gelbbraunen, tonigen bis feinsandigen, meist kalkigen Silten, Lehmen, lokal auch Tonen, bedecken unzusammenhängend die unteren Teile der Hänge des Perschlingtales. Stellenweise führen sie vereinzelt kleine Steine und Quarzkörner. Ihre Mächtigkeit beträgt nach älteren Bohrungen östlich von Hankenfeld 2,9–5,5 m. In den Gebieten, wo sie gemeinsam mit deluvio-fluviatilen Schwemmkegeln auftreten, ist es aus den Bohrungen nicht möglich, die Mächtigkeit der deluvialen Sedimente anzugeben, da die Bohrbeschreibungen der älteren Bohrungen zu wenig detailliert sind.

Holozän

Deluvio-fluviatile Ablagerungen sind nach Bohrstocksondierungen bis in eine Tiefe von 1 m braune, gelbbraune, graubraune, lokal rostbraune, meistens kalkige, glimmerige, sandig-siltige bis siltig-sandige, z.T. auch tonige, braun oder rostig gestriemte und gefleckte Lehme bis sandige Silte. Sie führen stellenweise kleine Quarzgerölle und Quarzkörner von 0,2–1 cm Größe, lokal auch Kalkkonkretionen. In Schwemmkegeln treten auch Lagen von fein- bis mittelkörnigen, verlehnten, kalkigen Sanden und hellrostige Sandschotter mit Geröllen bis 0,5 cm Größe auf. Die gesamte Mächtigkeit dieser Sedimente ist nicht feststellbar.

*Fluviatile Schotter an der Oberfläche der Perschling-Talau*e wurden an zwei eng begrenzten Stellen nahe der Straße Saladorf – Ebersdorf und NE von Atzenbrugg, NE der Bahn gefunden. Die Schotter werden hauptsächlich aus kantengerundeten, untergeordnet auch aus schlecht gerundeten Geröllen zusammengesetzt. Die 0,5–5 cm, stellenweise auch 10–20 cm großen Komponenten bestehen vorwiegend aus Kalken; daneben treten auch Quarze, Sandsteine und graue Feinsandsteine hinzu.

Fluviatile Ablagerungen füllen die Talau der Perschling. Sie wurden mit der Bohrstocksonde bis in eine Tiefe von 1 m nachgewiesen. Dabei wurden große horizontale und vertikale lithologische Unterschiede festgestellt. Es wechseln unregelmäßig siltige bis tonige, z.T. auch sandige Lehme mit gelber bis brauner, graubrauner oder grauer Färbung. Die Lehme sind unterschiedlich humos und kalkig, lokal im oberen Teil auch kalkfrei. Tiefer sind sie lokal rostbraun gefleckt. Hie und da wurden unter den Lehmen hellgelbbraune, hellbraune, lokal tonige, feinkörnige, kalkige Sande festgestellt. Stellenweise beträgt die Mächtigkeit der Lehme mehr als 1 m. Im Einschnitt des Flusses wurde östlich von Ebersdorf ein wahrscheinlich subfossiles initiales Bodensediment (oder Boden?) festgestellt, das eine satte schwarze Färbung hat. Unter den Lehmen liegen unregelmäßige Lagen von hellbraunen bis gelbbraunen, kalkigen, feinkörnigen Sanden, lokal auch Tonen.

In Aufschlüssen beim Bau der Neuen Westbahn wurden von R. Roetzel im Jahre 2004/2005 die pleistozänen und holozänen Ablagerungen dokumentiert. In einem Profil (39/29) zwischen Atzenbrugg und Mitterndorf fanden sich zwischen fluviatilen Silten zwei anmoorige Aueböden mit

einer Mächtigkeit von je 40 cm. In dem Profil des Atzenbruggger Tunnels (39/30) lagen in einer Rinne mit Silten und Sanden in einer Tiefe von 3,0–6,0 m zahlreiche Baumstämme und Holzreste und darunter eine Linse aus feinfilzigem Torf. Ähnliche Sedimente setzten sich nach Westen fort, wo in den Profilen 39/30A und 39/30B ebenfalls Einschaltungen von anmoorigen Aueböden, aber auch ein frühholozäner Torfhorizont sowie weitere Holzreste gefunden wurden.

Nach älteren Bohrungen schwankt die durchschnittliche Mächtigkeit der fluviatilen Sedimente zwischen 4,5 und 8,5 m und die der darunter liegenden Sandschotter zwischen 0,5 und 5,5 m. Die Mächtigkeit der gesamten Abfolge beträgt 4,5 bis 9,0 m, im Bereich der Einmündung in die Donautalau 8,0 bis 10,0 m.

Kleine Vorkommen von *Altarmen*, meistens mit *Wasserflächen*, finden sich in der Umgebung von Atzenbrugg. Beim Perschling-Hochwasserkanal, südlich der Straßenkreuzung in Atzenbrugg, wurde am Rand des Altarmes unter hellbraunen, kalkigen, lehmig-tonigen Silten ein gelbbrauner, gelblich gefleckter, kalkiger, sehr fester Ton mit mehr als 0,75 m Mächtigkeit festgestellt.

Anthropogene Ablagerungen sind in dem Gebiet vor allem Dämme entlang des Perschling-Hochwasserkanals und der Eisenbahndamm für die Neue Westbahn. Von Bedeutung sind auch Deponien in aufgelassenen Sand- und Schottergruben im Gebiet zwischen Mitterndorf und Michelhausen.

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln

OLDŘICH HOLÁSEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Kartierung des Blattes ÖK 39 Tulln wurden im südwestlichen Teil des Kartenblattes die Gebiete im Bereich südlich von Hasendorf – Heiligeneich und nördlich von Tautendorf – Weinzierl bearbeitet. Das Gebiet ist meistens mit quartären Ablagerungen bedeckt. Die meisten neogenen Sedimente findet man an der Oberfläche im südwestlichen Teil des kartierten Gebietes.

Neogen (Ottangium)

Neogene Sedimente (Tonsteine, Siltsteine, Silte, Sande und Sandsteine), die zu den Oncophora-Schichten gehören, treten vor allem auf Hängen des ausgedehnten Plateaus zwischen Hasendorf, Tautendorf und Weinzierl auf.

Am häufigsten sind Sande verbreitet, wogegen Silte und Sande lokale Übergänge bilden. Sie sind graubraun bis braungrau, eventuell gelbbraun bis gelblich, stellenweise grüngrau oder rostgrau. Tiefer sind sie grau gefärbt. Lokal enthalten sie ockergelbe Flecke und Striemen. Sie sind fein- bis grobkörnig, feinglimmerig, fast überall kalkfrei, stellenweise mit variablem tonigem Zusatz. In mächtigeren Aufschlüssen kommen unzusammenhängende Sandsteinlagen oder vereinzelte Sandsteinblöcke vor. Die Sandsteine sind meistens fein- bis mittelkörnig, kalkfrei, haben graue Färbung und enthalten 3–5 cm mächtige Lagen ockergelber, braungelber, dunkelgrauer, graugrüner oder grauer Tonsteine und Siltsteine, die im verwitterten Zu-

stand kalkfrei, stellenweise feinsandig und schwach glimmerig sind. An solchen Stellen kommen in den Sanden auch verwitterte Sandsteinbruchstücke vor.

Quartär

Im untersuchten Gebiet treten vor allem Löss, untergeordnet auch deluvio-fluviatile Ablagerungen und ganz lokal und in beschränktem Maße auch deluvio-äolische oder deluviale Sedimente und anthropogene Ablagerungen auf.

Pleistozän

Löss bilden vor allem eine unzusammenhängende Bedeckung auf dem flachwelligen Gebiet zwischen Hasendorf, Tautendorf, Weinzierl und Heiligeneich. Sie sind hellgelbbraun, hellbraun, lokal hellgräulichbraun, siltig bis feinsandig, meist stark kalkig und variabel feinglimmerig. Stellenweise enthalten sie kleine Kalkkindel von max. 2 cm Größe und kurze Pseudomyzelien. Lokal wurden in den Lössen eine Malakofauna (mit den üblichen Gattungen, die in kaltem Klima lebten, wie z.B. *Columella* sp., *Succinea* sp.) und fossile Böden festgestellt. In dem Einschnitt einer Entwässerungsrinne, westlich des Türkenkreuzes, 1,4 km NNW von der Kirche in Ebersdorf (DP 1629/39–41), wurden 2 fossile Böden in Tiefen von 2,7 m und 3,6 m gefunden. Es handelt sich um zwei B-Horizonte, die stratigraphisch zum Pedokomplex PK IV (Treene, Rügen) gehören. Ein weiterer fossiler Boden wurde NNE der Kote 248, in einem Hangeinschnitt 1,6 km NE von Ebersdorf gefunden (DP 1576/39–41). Dieser Boden wird aus einem stark entwickelten Luvisem gebildet, das dem Pedokomplex PK III (Stillfried A [R/W, Eem]) zuzuordnen ist (det. L. Smolíková).

Deluvio-äolische Ablagerungen bilden kleine Vorkommen westlich von Tautendorf. Sie sind durch hellgelbbraune, siltige, kalkige, feinglimmerige, geschichtete Lehme und Löss, stellenweise mit Kalkkonkretionen und vereinzelt Sandsteinbruchstücken repräsentiert.

Pleistozän – Holozän

Deluviale Ablagerungen bilden enge, unzusammenhängende Akkumulationen auf unteren Teilen der Talhänge in der östlichen Umgebung von Hasendorf. Die Sedimente werden aus hellbraunen bis braunen, variabel kalkigen, siltigen, tonig-siltigen bis sandigen Lehmen gebildet.

Holozän

Deluvio-fluviatile, dunkelbraune, humose, kalkige Lehme und lehmige Silte bis Sande bedecken die Gründe der flachen, meist wasserlosen Depressionen.

Fluviatile Ablagerungen kommen nur in der NW-Ecke des kartierten Gebietes vor. Sie füllen die Talau des Baches, der durch Hasendorf fließt. In der Aue liegen, aus Analogien mit anderen Bächen in der Umgebung, meistens Lehme, Tone, Silte und Sande.

Anthropogene Ablagerungen bedecken lokale Flächen, z.B. nordwestlich von Ebersdorf, westlich des Türkenkreuzes oder als Anschüttung in der Umgebung einer ehemaligen Grube nordwestlich von Weinzierl. Sie sind lehmig, tonig, siltig bis sandig, stellenweise mit Sandsteinbruchstücken und Steinen.

Bericht 2009 über mikromorphologische Untersuchungen von quartären Böden auf Blatt 39 Tulln

LIBUŠE SMOLÍKOVÁ
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Während der geologischen Kartierung in diesem Gebiet im Jahre 2009 durch P. Havlíček, O. Holásek und M. Vachek wurden aus den fossilen (und subfossilen) Böden und ihren Derivaten vor allem innerhalb der Lössserien 16 ungestörte Proben entnommen. Aus diesen Bodenproben wurden nach der Bindung und Härtung Dünnschliffe angefertigt und mikromorphologisch bearbeitet. Aufgrund der Systematik von KUBIĚNA (Enke, 1953), der mikromorphologischen Methode und der Korrelation der bisherigen paläopedologischen Untersuchungen in Böhmen und Mähren mit den Resultaten aus Nachbarwissenschaften (Zoologie, Bodenzoologie, Archäologie, Paläontologie, Geomorphologie, usw.) ist es möglich, eine vorläufige Bodenstratigraphie für das betreffende Gebiet aufzustellen (vgl. SMOLÍKOVÁ & HAVLÍČEK, Jb. Geol. B.-A., 147/3+4, 2007).

Zu den ältesten Pedokomplexen (PK VII oder ältere Pedokomplexe) gehören im untersuchten Gebiet die Braunlehme. Diese wurden in Aufschlüssen südlich vom Bahnhof Moosbierbaum-Heiligeneich (Probe 9 – 39–37/689) und südöstlich von Baumgarten (Probe 10 – 39–36/629) gefunden. Der Boden bei Moosbierbaum wurde nachfolgend schwach pseudovergleyt und kalkangereichert, jener bei Baumgarten braun vererdet.

Eine stark entwickelte braunlehmartige Parabraunerde mit Entwicklungstendenz zum Braunlehm aus der ehemaligen Ziegelei südwestlich von Plankenberg (Probe 16 – 39–48/1620) kann aufgrund von Analogien wahrscheinlich dem Basisboden des älteren Holstein („M 2/PR“, Zyklus E; PK VI) zugeordnet werden. Dieser Boden wurde später schwach braun vererdet und leicht mechanisch (durch Frost) gestört.

Ein schwach entwickeltes Luvisem bzw. ein daraus sekundär retrograd entstandener A-Horizont vom Sportplatz in Heiligeneich (Probe 5 – 39–42/1453) entspricht einem von den zwei Böden von PK IV (Treene, Rügen, Zyklus C). Dieser Boden hat keine typischen interglazialen, aber auch keine interstadialen Merkmale.

Typische Luviseme (Parabraunerden, illimerisierte Böden) kommen in den Aufschlüssen westlich und in Weinzierl (Probe 1 – 39–41/1548; Probe 8 – 39–42/1545), in Gollarn (Probe 12 – 39–49/1568) und als oberer Boden am Sportplatz von Heiligeneich (Probe 4 – 39–42/1453) vor. Sie entsprechen dem unteren Abschnitt von Stillfried A (R/W, Zyklus B) und sind verschiedenartig braun vererdet, z.T. bis zum sekundär entstandenen polygenetischen A-Horizont retrograd verändert, oft zuletzt noch rekalkifiziert.

Eine besondere Rolle hat ein stark entwickelter illimerisierter Pseudogley aus einem Graben hinter dem Haus Pixendorf Nr. 26 (Probe 14 – 39–43/1629). Die Pseudogley-Böden konnten sich zwar bei den für sie günstigen Bedingungen in verschiedenen wärmeren Phasen des Quartärs bilden, jedoch ist dieser Boden zusätzlich noch lessiviert. Das letzte Mal verlief eine Lessivierung im letzten Interglazial, weshalb dieser Boden wahrscheinlich dem Basisboden des PK III entspricht.

Tschernosemartige Böden befinden sich in den beiden Aufschlüssen in Weinzierl (Probe 7 – 39–42/1545) und Gollarn (Probe 11 – 39–49/1568) im Hangenden des hochinterglazialen Bodens. Die Böden in diesen zwei Profilen sind nicht polygenetische humose Böden, die sich aus den B-Horizonten der Luviseme entwickelten, sondern Tschernoseme, welche sich aus einer neuen geringmächtigen Lössschicht bildeten. Diese beiden Böden entsprechen dem ältesten Humusboden von Stillfried A (der obere Boden von PK III; R/W, Zyklus B).

Am Nordrand von Heiligeneich (Probe 2 – 39–37/590), westlich von Tautendorf (Probe 3 – 39–41/1531), am Sportplatz von Heiligeneich (Probe 6 – 39–42/1453) und östlich von Baumgarten (Probe 13 – 39–36/622) treten fossile, gemischte Bodensedimente auf.

Schließlich ist noch ein parautochthoner subfossiler Boden vom Smonitza-Typus aus der Gruppe der kalkhaltigen, semiterrestrischen Böden zu erwähnen, der aus dem Holozän (Zyklus A) stammt und am Südrand von Judenau auftritt (Probe 15 – 39–44/1499).

Es ist hervorzuheben, dass im untersuchten Gebiet fast in allen Warmzeiten eine braune Vererdung stattfand. Braun vererdet sind hier alle fossilen Parabraunerden (Proben 1, 4, 5, 8 und 12) und zwar in verschiedener Intensität, braun vererdet ist aber auch die braunlehmartige Parabraunerde (Probe 16) und gleichfalls der Braunlehm (Probe 10). Diese braune Vererdung ist hier von allen sukzessiven Entwicklungsstadien der polygenetischen Paläoböden das verbreitetste.

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von LIBUŠE SMOLÍKOVÁ.

Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln

MICHAL VACHEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Neuaufnahme des Blattes 39 Tulln wurde im Jahre 2009 das Gebiet nördlich von den Gemeinden Heiligeneich und Rust im Tullnerfeld sowie östlich von der Gemeinde Hütteldorf und nördlich der Straße Baumgarten – Trasdorf kartiert. Dieses Gebiet wird überwiegend von fluviatilen Ablagerungen und Hochflutsedimenten des Würm bis Holozän bedeckt, die die Talau der Donau füllen. Die fluviatilen Schotter werden hier aufgrund der beobachteten Frostdeformationen z.T. ins Würm gestellt. Bei der Bildung der Schotterakkumulationen dieses Raumes hatte auch die Traisen Anteil. Über den fluviatilen Schottern lagern holozäne Hochflutsedimente der rechtsseitigen Donauebenflüsse von unterschiedlicher Mächtigkeit. Das Gebiet zwischen Trasdorf, Hütteldorf, Heiligeneich und Moosbierbaum wird von Lössen bedeckt. An einigen Stellen wurden auch Ausbisse von den zur Hochterrasse (Riss) gehörenden Schottern und von Oncophora-Schichten (Ottningium) dokumentiert, die den Untergrund des gesamten aufgenommenen Gebietes bilden. Die Aufnahme wurde mittels Handbohrsonden bis in die Tiefe von 1 m durchgeführt und es wurden dabei auch die Ergebnisse der bisherigen Bohrarbeiten benutzt.

Neogen

Neogene Sedimente wurden in Ausbissen am Rande der Aue in Form von geschichteten, leicht grüngrauen, braungrauen, nicht kalkigen Schluffen oder fein- bis mittelkörnigen Sanden, stellenweise mit Lagen von Schluffsteinen oder feinkörnigen Sandsteinen derselben Farbe gefunden. Diese Sedimente sind oft sekundär aus den hangenden Lössen verkalkt. Am südlichen Rand von Baumgarten wurde ein Ausbiss mit schwach grünbraunem, leicht kalkigem Lehm dokumentiert. Anhand der Einstufung in der geologischen Karte der Republik Österreich 1:200.000 werden die neogenen Ablagerungen zu den Oncophora-Schichten (Ottningium) gestellt.

Mittelpleistozän

Im Gebiet zwischen Trasdorf, Moosbierbaum und dem Bahnhof Atzenbrugg wurden Flächenausbisse von den zur **Hochterrasse (Riss)** gehörenden Schottern aufgenommen. In diesen fluviatilen Schottersanden überwiegen Quarzgerölle mit der Größe 0,5 bis 12 cm, max. bis 16 cm. Andere Gesteine kommen nur in geringem Maße vor. Die Mächtigkeit der Terrasse wird auf 2 bis 3 m geschätzt und ihre Basis liegt ca. 6 bis 8 m über der Oberkante der heutigen Donauaue.

Oberpleistozän

Lösse bedecken einen wesentlichen Teil der neogenen und mittelpleistozänen Sedimente des südlichen Teils des aufgenommenen Gebietes. Sie sind vor allem feinsandig, feinglimmerig, relativ locker und mit der typischen leicht braungelben Färbung und führen kleine Pseudomyzelien. Das Vorkommen von winzigen, kalkigen Konkretionen ist selten. In einem Einschnitt über den Weinkellern östlich von Baumgarten und in einer Baugrube am nördlichen Rand der Gemeinde Heiligeneich konnten in Lössen fossile Bodenhorizonte festgestellt werden.

Deluvioäolische Sedimente wurden in den unteren Teilen der nördlich orientierten Hänge südlich der Straße Baumgarten – Trasdorf aufgenommen. Es handelt sich um geschichtete Lösse, die Bruchstücke von neogenen Schluffsteinen und Sandsteinen und dünne Lagen von fein bis mittelkörnigen Sanden enthalten.

Holozän – Pleistozän (Würm)

Als **deluviale Sedimente** wurden kalkfreie, lehmige und schotterführende Tone beschrieben, die angelagert an den Hängen unterhalb der Terrassenschotter am östlichen Rand von Trasdorf und südlich vom Bahnhof Moosbierbaum-Heiligeneich liegen.

Die ausgedehnteste Fläche des aufgenommenen Gebietes bedecken graue, stellenweise gelbgraue oder braungraue, kalkhaltige, polymikte, **fluviatile Schotter-sande**. Der obere Teil der Schotter ist braun, tonführend, oft lehmig und teilweise entkalkt. Die Gerölle sind kantengerundet bis gerundet in der Größe von 0,5 bis 5 cm, vereinzelt bis 15 cm. Sie werden vor allem von Quarz, weniger von Kalkstein, Quarzit, Hornstein, Sandstein, Schluffstein und selten auch von anderen Gesteinen (Metamorphite, Plutonite, u.a.) gebildet. Die Mächtigkeit der Schotter bewegt sich zwischen 8 und 11 m. In aktiven Schottergruben wurden bei der Nassbaggerung Blöcke aus Granit, Sandstein und metamorphen Gesteinen ge-

fördert. In der ca. 800 m östlich von Baumgarten liegenden Schottergrube ist der obere Teil bis zu einer Tiefe von 2 m stark frostgestaucht (kryoturbiert). Ebenso wurden hier vereinzelt Frostkeile gefunden. Aufgrund der Frostdeformationen ist die Einstufung dieser Schotter in das Würm möglich. Es ist aber anzunehmen, dass ein Teil der Schotter am Anfang des Holozäns durch den mäandrierenden Fluss resedimentiert wurde. In derselben Schottergrube und in der sich ca. 300 m nördlich vom Rande der Gemeinde Baumgarten befindenden Bohrung wurde in den Schottern ein hoher Anteil von Kalksteingeröllen beobachtet. Sie beweisen die Existenz eines ausgedehnten Schwemmkegels der Traisen, der zur Entstehung der Schotterakkumulation im Würm beitrug und derer Mächtigkeit hier bis zu 14 m beträgt.

Auf den Schottern folgen **Hochflutsedimente** der rechtsseitigen Donaunebenflüsse aus dem Holozän. Ihre unteren Teile werden in der Regel von schwarzbraunen, dunkelbraunen oder braunen, humosen, kalkfreien, feinschluffigen Hochflutlehmen gebildet. Westlich vom Kraftwerk Dürnrrohr füllen dunkle Hochflutlehme Vertiefungen an der Oberfläche der fluviatilen Schotter. Auf diesen älteren Hochflutsedimenten wurden in der weiteren Umgebung der ursprünglichen Rinnen und in der Umgebung von Schwemmkegeln jüngere Hochfluttone abgelagert. Sie haben meistens eine schwach braune Farbe, sind tonig-siltig, z.T. auch siltig-tonig und kalkig. In der Umgebung der Perschling nördlich der Gemeinde Moosbierbaum erreichen die Hochflutsedimente eine Gesamtmächtigkeit bis zu 2,5 m.

Deluviofluviatile Sedimente füllen die Talsohlen und bilden bei ihrem Austritt in die Ebenen weit ausgebreitete Schwemmkegel. Entlang des Hüttelbaches östlich von Hütteldorf wurden diese Sedimente sogar in einer Mächtigkeit von 6 m erbohrt. Es handelt sich um gelbbraune, kalkige, feinkörnige Sande und Schluffe (resedimentierte neogene Sande und Löss). Wesentliche Schwemmkegel säumen den Hang südlich der Straße Baumgarten – Trasdorf. Sie beinhalten außerdem noch Bruchstücke von Schluffsteinen und Sandsteinen.

Anthropogene Sedimente sind vor allem ausgedehnte Anschüttungen in dem Areal des Kraftwerks Dürnrrohr und dem nahe gelegenen Golfplatz. Kleinere Anschüttungen wurden in aktiven oder aufgelassenen Schottergruben (Deponien, Rekultivierungen) aufgenommen. Es handelt sich vor allem um tonige Schotter und lehmig-sandig-tonige Sedimente.

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln

MICHAL VACHEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Neuaufnahme des Blattes 39 Tulln wurden im Jahre 2010 das Gebiet südlich der Straße Baumgarten – Trasdorf und die Umgebung der Gemeinden Hütteldorf und Watzendorf kartiert. Der überwiegende Teil des untersuchten Gebietes wird von Lössen bedeckt, die auf neogenem Untergrund, gebildet von Oncophora-Schichten (Ottningium), lagern. Die Aufnahme wurde mittels Handbohrsonden bis in eine Tiefe von 1 m durchgeführt.

Neogen (Ottningium)

Neogene Sedimente bilden den Untergrund des gesamten kartierten Gebietes und wurden in vielen Ausbissen südöstlich von Baumgarten und westlich von Hütteldorf gefunden. Es handelt sich überwiegend um geschichtete, leicht grüngraue, feinglimmerige, stellenweise schwach lehmige, kalkfreie Schluffe, fein- bis mittelkörnige Sande oder schluffsteinigen Lehm. In den Sedimenten erscheinen auch schwach verfestigte Lagen von Schluffsteinen und Sandsteinen. Aus den Sandsteinen wittern stellenweise ovale Steinblöcke mit Durchmesser um 1 m heraus. Die neogenen Sedimente sind oft sekundär aus den hangenden Lössen verkalkt. Anhand der Einstufung in der geologischen Karte der Republik Österreich 1:200.000 werden die neogenen Ablagerungen zu den Oncophora-Schichten (Ottningium) gestellt.

Mittelpleistozän

Südöstlich von Trasdorf wurden nicht allzu weit reichende Flächenausbisse von den zur **Hochterrasse (Riss)** gehörenden Schottern aufgenommen. In diesen fluviatilen Schotteranden überwiegen Quarzgerölle mit Größen von 0,5 bis 12 cm, max. bis 16 cm. Andere Gesteine kommen nur in geringem Maße vor.

Oberpleistozän

Lösse bedecken einen überwiegenden Teil des aufgenommenen Gebietes. Sie sind meistens feinsandig, feinglimmerig, relativ locker und mit der typischen leicht braungelben Färbung und führen kleine (kurze) Pseudomyzelien. Konkretionen kommen nur selten vor und sind nicht größer als 2 cm. Diese äolischen Sedimente erreichen eine Mächtigkeit von 1–4 m, südwestlich von Trasdorf sogar bis zu 12 m. Die Lössen enthalten eine reiche Malakofauna (z.B. *Succinea* sp., *Columella* sp.). In Aufschlüssen entlang des Feldweges zwischen Watzendorf und Hütteldorf, 500 m südöstlich der Höhenkote 287, wurde im Löss in der Tiefe von 3 m ein 4 cm großer Knochensplitter eines Langknochens eines Säugetiers gefunden. In 5 Lokalitäten wurden in Lössen Horizonte fossiler Böden entdeckt. Aufgrund mikromorphologischer Untersuchungen stellte SMOLIKOVÁ (Unveröff. Ber. Geol. B.-A., 2010) diese Böden zu den Luvisemen, welche sich im letzten Interglazial R/W (Pedokomplex III – Stillfried A) entwickelten und in einem Fall auch in der Warmzeit im Riss (Pedokomplex IV).

Deluvioäolische Sedimente wurden in geringerem Ausmaß in den unteren Teilen der nördlich orientierten Hänge südlich der Straße Baumgarten – Trasdorf und im Raum zwischen Watzendorf und Hütteldorf aufgenommen. Es handelt sich um geschichtete Lössen, die dünne Lagen von fein bis mittelkörnigen Sanden und stellenweise auch Bruchstücke von neogenen Schluffsteinen und Sandsteinen enthalten.

Holozän – Pleistozän (Würm)

Als **deluviale Sedimente** wurden hellbraune, kalkige, lehmige und schluffige Tone beschrieben, die in dem unteren Teil des südlich orientierten Hangs westlich von Watzendorf angelagert liegen.

Deluviofluviatile Sedimente füllen die Talsohlen und bilden bei ihrem Austritt in die Ebenen weit ausgebreitete Schwemmkegel. Im Tal entlang der Straße Wat-

zendorf – Hütteldorf erreichen diese Sedimente sogar eine Mächtigkeit von mehreren Metern. Es handelt sich um gelbbraune, kalkige, feinkörnige Sande und Schluffe (resedimentierte Oncophora-Schichten und Löss). Von nördlich und südlich orientierten Seitentälern wurden kleinere Schwemmkegel gebildet, welche stellen-

weise Bruchstücke von Schluffsteinen und Sandsteinen beinhalten.

Anthropogene Sedimente wurden bei der Anlage neuer Feldwege als geringmächtige Anschüttungen und Abraummaterial in Vertiefungen abgelagert. Diese Sedimente sind vorwiegend kalkige, tonige Schluffe.

Blatt 41 Deutsch-Wagram

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von LIBUŠE SMOLÍKOVÁ

Blatt 56 St. Pölten

Bericht 2009 über geologische Aufnahmen in kalkalpinen Kreidesedimenten auf Blatt 56 St. Pölten

MICHAEL WAGREICH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2009 wurde die Aufnahme des Nordrands der Gosau östlich Lilienfeld und Marktl fortgesetzt. Insbesondere wurden die Beziehungen von Branderfleck-Formation zur Gosau-Gruppe untersucht.

Entlang eines neuen Forstweges, der von Marktl, Gehöft Habernreith gegen S führt, sind Aufschlüsse vor allem der Branderfleck-Formation in der Fortsetzung der schon beschriebenen Abfolge bei Marktl (SCHLAGINTWEIT & WAGREICH, Jb. Geol. B.-A., 145, 2005) zu finden. Über Hauptdolomit und Plattenkalk liegt eine Schichtfolge mit bis zu mehreren Meter mächtigen Breccienlagen (Kalk- und Dolomitkomponenten), Orbitolinen führenden Sandsteinen (ss 120/30) und grauen Mergeln. Schlammproben aus diesem Abschnitt (LI09/4B, LI09/5) ergaben mittel- bis obercenomane Faunen mit seltenen Rotaliporen (u.a. *Rotalipora deeckeii*) und Praeglobotruncanen (u.a. *Praeglobotruncana gibba*) neben Epistominen, flachen Orbitolinen, Sandchalern wie *Textularia* und *Tritaxia*, sowie Ostrakoden und häufig kleine Gastropoden und Bivalven. Nannofossilproben zeigen Cenomanium (LI09/5: *Cretarhabdus striatus*) bis zum Grenzbereich Cenomanium/Turonium (LI09/4B: *Quadrum* sp. aff. *intermedium*). Die basalen Breccien entwickeln sich ohne scharfe Grenze aus dem unterlagernden Hauptdolomit. Über einem breccienreichen Abschnitt liegt ein mergelreicherer Abschnitt, aus dem sich eine bis zu 100 m mächtige Abfolge von Exotika führenden Feinkonglomeraten, Sandsteinen und siltigen Mergeln entwickelt (530 m SH, ss 058/71, 034/33). Eine Mergelprobe (LI09/7m) brachte eine vergleichbare Mikrofauna mit sehr seltenen, schlecht erhaltenen Planktonforaminiferen (Praeglobotruncanen) neben agglutinierenden Foraminiferen und Ostrakoden; Nannofossilproben zeigen wieder Cenomanium mit *Corrolithion kennedyi*. Der geringe Planktonanteil und die Gastropodenführung weisen auch hier auf seichtmarine Ablagerungsverhältnisse hin. Der Anteil an exotischen Komponenten (Quarzporphyre, Quarze, Quarzite) zeigt einen Übergang zu den basalen Konglomera-

ten der Gosau-Gruppe wenige 100 m weiter im S (siehe Aufnahmebericht 2008, WAGREICH, Jb. Geol. B.-A., 149/4, 2009).

Hangaufwärts kommt man wieder in das Unterlagernde der Branderfleck-Formation in Form einer Jura-Kreidemulde. Jura (dunkle Fleckenmergel, dunkelgraue, gelblich verwitternde, z.T. spätige Kieselkalke, eine Radiolaritlage und rote Knollenkalke) sowie Unterkreide (Schrambach-Formation mit Sandsteinlagen der Rossfeld-Formation) werden von Hauptdolomit nordwärts überschoben (Überschiebungsfläche 186/52).

Bericht 2009 über geologische Aufnahmen auf Blatt 56 St. Pölten

GODFRID WESSELY
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das aufgenommene Gebiet reicht von der Linie Königshof – W Hochreiter über das Wiesenbachtal hinweg bis zur Linie N Hasenmühle – Ortner – Leopoldseder – Friedhof Lilienfeld – südsüdostwärts verlaufendes Hölltal.

An tektonischen Elementen lässt sich vom Osten her die „Hirtze“-Antiklinale verfolgen. Die tieferen Schichtglieder der „Sengeneben-Falten- und Schuppenzone“ sind an der Störung, die westlich des Hochreiter Kogels bis südöstlich des Steigenbauer zieht, abgesenkt und nur mehr durch Hauptdolomit (z.B. im großen Steinbruch im Wiesenbachtal) vertreten.

Die Landstal-Synklinale ist als solche von Osten her noch entlang des Steigenbachtals westwärts verfolgbar, wird von der südlich anschließenden Antiklinalzone, die das Gebiet von „Innerwiesenbach“ einnimmt und bis zur Ostflanke des Wiesenbachtals nördlich des Schneegrabenausganges reicht, überschoben und schließlich zugedeckt. Diese Antiklinalzone besteht aus Gutensteiner/Steinalmkalk, überlagert von Reiflinger/Partnachkalk, vor allem aufgeschlossen nördlich bis östlich vom Schweighofer (hier eine Talenge des Steigenbachgrabens bildend). Verfaltet folgen darüber Lunzer und Opponitzer Schichten. Als Füllung einer südlich anschließenden Synklinalzone reicht über den südlichen Blattrand noch Neokom

in spezifischer Ausbildung herüber: Mergelkalk mit Lagen von Blockschichten und mit reichlich Hornsteingehalt.

Ab dem Wiesenbachtal westwärts ändert sich der bisher einigermaßen ENE-WSW-streichende strukturelle Bau insofern, als zunächst allgemein die Antiklinalachsen abtauchen, begünstigt durch eine ostwärtige Schuppung von Hauptdolomit der Kote 699 über die tieferen Strukturen. Gegen Westen folgen in Wannenform zwei Einsenkungen, die sich in ausgedehnten flächigen Verbreitungen des Neokom äußern. Sie werden durch eine Barriere von Hauptdolomit und Opponitzer Schichten und darunter Lunzer Schichten SE des Hardecker voneinander getrennt. Beide Wannen werden unterlagert bzw. umrahmt von Zügen aus Rhät und Jura: die Östliche an der Sohle und den Flanken des Schneegrabens mit Fortsetzung südwärts bis zum Blattrand, die Westliche von einem Bogen um die Kalkmühle.

Diskordant über den genannten Strukturen liegt die Lilienfelder Gosau. Sie besteht im gegenständlichen Untersuchungsgebiet basal aus fluviatilen polymiktem Grobkonglomerat (vermutlich des Turon) mit reichlich gutgerundeten Exotika neben kalkalpinen Geröllen. Gelegentlich sind rötlich- bis violettgrau gefärbte Grobsandsteinlagen eingeschaltet. Darüber folgt massige graue Brekzie bis Grobarenit, wie sie aus dem Coniac/Santon üblich sind, bestehend aus Karbonat- und reichlich Hornsteinkomponenten. Darinnen sind immer wieder Querschnitte von Inoceramen, selten Hippuritenfragmente (Probepunkt C 769) festzustellen. Unbeständig folgt darüber grauer Mergel, z.T. siltig und schließlich roter bis grünlichgrauer Mergelkalk der Nierental-Formation mit reichlich Globotruncaniden des Campan. Sie wurden seinerzeit in großem Umfang für die Zementerzeugung abgebaut, wovon zwei Steilwände südlich Leopoldseder und tiefe Geländeeinschnitte östlich von diesem zeugen. Die Überlagerung bilden massige Brekzien der basalen Gießhübl-Formation, die fast ausschließlich aus Hauptdolomitkomponenten bestehen. Darüber, aber auch darunter liegen grünlichgraue und rote kalkige Mergel und plattige Sandsteine der Gießhübl-Formation. Im oberen Abschnitt des Grabens, der von der Hasenmühle westwärts zieht, gibt es ein Nebenvorkommen von polymiktem Konglomerat (des vermutlichen Turon), überlagert von grauer mariner Brekzie und von buntem Mergelkalk der Nierental-Formation mit grauer Mergelunterlage. Dieses Nebenvorkommen liegt randlich meist auf Hauptdolomit, der im oberen Grabensystem auch fensterartig unter Oberkreide auftaucht. Im südlichen Blattbereich setzt ein weiteres Vorkommen von polymiktem Konglomerat und hangender Oberkreide ein.

Zur Klärung noch anstehender Fragen der Tektonik im Raum Ramsau wurden zusätzliche Begehungen durchgeführt:

Im Gebiet Unterried nördlich des Gehöftes Leitner wurde die Stellung des Trias/Jura-Vorkommens innerhalb eines Areals von Losenstein-Formation untersucht. Das Rhät über dem Hauptdolomit enthält in einem neuen Weganriss eine rotviolette Mergellage vom Schattwalder Typ; Ammonitenfunde im Fleckenmergelkalk beim Gehöft Leitner (freundliche Überlassung derselben durch die Besitzerfamilie zur Bestimmung) sind dem Lias zuzuordnen (anstatt ins Neokom bei der Erstbegehung), der Dogger mit massenhaft Filamenten ist gebankter grauer, nur leicht rötlicher

Kalk, darüber folgt roter knolliger Saccocomakalk. Die Fazies vor allem des Rhät und Lias sowie die Losenstein-Formation an sich deuten auf Frankenfesler Decke. Die Lagerung des Trias/Jura-Vorkommens erweckt den Verdacht, dass es eine Eingleitung in die Losenstein-Formation darstellt (entsprechende Aufschlüsse W und E Leitner). Die Deckengrenze der Lunzer Decke verläuft demnach NW Leitner quer zum Streichen und wird durch die E-W-streichende Gießhübler Mulde mit ihrer Cenomanbasis diskordant zugedeckt.

Eine Änderung in der stratigraphischen Grenzziehung an der Südflanke des Höhenrückens nördlich der Anwesen Ortner (verf.), Rotenerder und Öder erfolgte insofern, als Teile, die bei der Erstbegehung als Turon gehalten wurden, nun durch Orbitolinenfunde als Cenomansandsteine und Brekzien erkannt wurden. Die Vorkommen von Neokom, Hierlatzkalk und Hauptdolomit innerhalb dieses Sandsteinareals sind entweder als lokal auftauchender Untergrund oder als Gleitschollen aus unmittelbarer Nachbarschaft zu deuten.

Die Nordflanke des Höhenrückens, der vom westlichen Ortsende von Ramsau westwärts verläuft und dessen höherer Anteil mit der Kote 661 aus Gutensteiner Kalk besteht, erfuhr durch den Anriss einer neuen Forststraße und nachfolgend einer Überarbeitung der ehemaligen Steinbrucharanlage in seiner östlichen Nachbarschaft eine Präzisierung der Deutung dieses Abschnittes insofern, dass hier ein Fragment einer Stirnschuppe der Reisalpendecke vorliegt. Dieses besteht bei inverser Lagerung aus einer Gosauabfolge, die zuunterst (im stratigraphisch Hangenden) aus einer Sedimentmasse besteht, die eine Hangfazies vertritt, wie sie für die Stirne der Reisalpendecke typisch ist: Blockschuttbrekzie und Kaksandsteine intensiv vermengt mit grünlichgrauen, aber auch rötlichen Mergelkalen, welche sowohl in Schollen als auch in Zwischenlagen auftreten. Die Komponenten sind kalkalpiner Herkunft, auffällig oft inklusive permoskythischer Schiefer. Darüber (stratigraphisch darunter) folgen Konglomerate bis Kalkarenite mit meist gerundeten Hauptdolomitkomponenten, die darüber (stratigraphisch darunter) auf die Gutensteiner Kalke transgredieren. Dieses Stirnfragment wird im Süden von der permoskythischen Basis, im Norden von der Gosau des Bajuvarikums unterlagert.

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 56 St. Pölten

GODFRID WESSELY
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahme 2010 wurde vom Hölltal südlich Lilienfeld bis zu den Blattgrenzen im Süden und Westen fortgesetzt. Inkludiert bis zur Westgrenze wurde nördlich der Traisen der Bereich südwestlich des Jungherrentales. In der Folge wurde der Streifen östlich der Traisen zwischen der Linie Kloster Lilienfeld – Leopoldseder und der Linie Geritzhof – Wieserspitz weiter aufgenommen.

Der Bereich südwestlich Lilienfeld ist dadurch gekennzeichnet, dass beginnend mit dem Nordhang der Ulreichshöhe bis zur südlichen Blattgrenze abgesehen von verformungs- oder sedimentationsbedingten Fehlstellen eine Schichtfolge von der Mitteltrias bis ins Neokom vorliegt. Die Basis bilden am Nordrand der Ulreichshöhe Rauwa-

cken, die nach erster Interpretation als Saalfeldener Rauwacke gedeutet werden. In Betracht käme allerdings auch Opponitzer Rauwacke infolge der Nachbarschaft zu den liegenden Lunzer Schichten.

Der Bergrücken der Ulreichshöhe wird von süd- bis südostfallenden Aniskalken eingenommen, die in ihrer Ausbildung an Further Kalke (Nahbereich zu Steinalmkalken) erinnern. Sie weisen dunklere Grauspektren auf und sind unendlich dickerbankig. An der Südflanke der Ulreichshöhe lagern darüber knollige Reiflinger Kalke mit schwarzen Hornsteinlinsen, gegen das Hangende mit hellerer ebenbankiger Ausbildung (Partnachkalk). Entlang dieser, aber auch in direkter Nachbarschaft mit den Aniskalken ziehen Lunzer Sandsteine und Tone vom westlichen Blattrand über das Stille Tal bis in den Stiftspark von Lilienfeld. Halden im Stillen Tal und an dessen Flanken zeugen von Kohleschürfen. Allerdings sind die Lunzer Schichten vom Sattel zwischen Ulreichshöhe und Spitzbrandkogel und nordostwärts sehr stark vom südöstlich anschließenden Hauptdolomit zugeschoben und bilden daher nur einen schmalen zerschernten Streifen (mit Quellaustritten im Stiftspark). Dasselbe gilt für die Opponitzer Abfolge, die westlich des Stillen Tales noch vollständig mit Kalken (markante Aufschlüsse mit Kalk- und einigen Mergellagen an neuer Forststraße) und mit 2–3 Rauwackenlagen entwickelt ist. An der östlichen Talflanke, am Westrand des Spitzbrandkogels, verschwindet die Abfolge unter Hauptdolomit. Im Stiftspark östlich des Einganges ist Opponitzer Kalk wieder erschlossen, überlagert von Rauwacke, die bis zum Wasserbehälter im unteren Teil des Spitzbrandes hochzieht, aber auch südöstlich des Stiftes unter Hauptdolomit auftaucht. Den Hauptdolomit im Hangenden kann man an den höheren Talflanken des Stillen Tales über den Nordostabschnitt des Spitzbrandkogels bis in die Tallagen des Fallgrabens (an einem neuen Forstweg in total zertrümmerter Ausbildung) und Hölltal und weiter nordwärts über die Talflanken der Traisen, den Parapluie, die Elisenhöhe und von hier ostwärts über die oberen östlichen Bergflanken über dem Wiesentachtal bis zum Wieserspitz verfolgen. Am Spitzbrandkogel folgt über dem Hauptdolomit eine Wechselfolge von dolomitischen Kalken und Kalken, im Fallgraben bis etwa oberhalb der Talstation der Muckenkogelseilbahn reichend und auch höhere Flanken des Rückens zwischen Fallgraben und Hölltal bildend. Wenn auch unbefriedigend, wird hier die Bezeichnung Plattenkalk angewendet. Über diesem liegen, vom Nachbarblatt in zwei getrennten Vorkommen hereinreichend, jeweils geringmächtige Rotkalke des Dogger, Radiolarit, Calpionellenkalk und Neokom/Schrambachschichten.

Kompliziert in der Deutung ist der Raum zwischen Ulreichshöhe und dem Traisental. Über steilgestellten Aniskalken im Stiftspark Lilienfeld (inkl. „Chinesenturm“) liegt Reiflinger/Partnachkalk, der auf der Böschung südlich und südwestlich des Bahnhofes mit flachem Südfallen ansteht. Er wird von Lunzer Schichten und Resten von Opponitzer Schichten, in Spitalsnähe auch Hauptdolomit, überlagert. Darauf schiebt die bereits angeführte Mitteltriasmasse der Ulreichshöhe. Es dürfte sich um eine lokale Einmündung handeln, aus der sich am Nordfuß der Ulreichshöhe eine Überschiebung herausentwickelt.

Der Bereich nördlich des Traisentales zwischen Jungherental und westlicher Blattgrenze wird eingenommen von Reiflinger- und Partnachkalken, erstere dunkel und mit schwarzen Hornsteinlinsen, letztere heller und mit Mer-

geleinschaltungen. Im Norden erfolgt eine Unterlagerung durch Aniskalke vom Typ Further Kalk. Dolomit im Gefolge weist auch auf Reichenhaller Niveau hin. Im Bereich der Landesberufsschule und westwärts liegen über dem Partnachkalk Lunzer Schichten.

An den Hauptdolomit des Streifens Gaisleiten – Parapluie – Elisenhöhe und ostwärts grenzt das Muldensystem des Habernreithtales. Wie die gute Aufschluss-Situation infolge neuer Forstwege erkennen lässt, fällt der Hauptdolomit einheitlich gegen Südosten und zeigt damit bereits die überkippte Lage des Muldensystems in dessen Südteil an. Das Muldensystem mit Rhät, Jura und Neokom in den Kernen ist zwar stark verdeckt, einerseits durch überlagerndes Cenoman der Branderfleck-Formation, andererseits durch junge Schuttfächer, doch lassen sich eine südliche Mulde, ein schmaler Antiklinalkern aus Hauptdolomit und Rhät und eine nördliche Mulde unterscheiden. Der Bestand und die Fazies des Jura entlang der Neokommulden ist wechselhaft, streckenweise ist er abgesichert oder überfahren. Andererseits kann Schrägschuppung in der nördlichen Mulde den Anschein mehrerer Teilmulden erwecken.

Die südliche Neokommulde ist dadurch gekennzeichnet, dass an seiner Südflanke zwischen Gaisleiten und der Kote 780 hauptsächlich Hauptdolomit an Neokom anstößt. Nur am Bergrücken bei Gaisleiten grenzt Rhät und rötlicher Klauskalk sowie Tithon an Neokom. Und westlich bis südlich der Kote 780 liegt eine nordüberkippte Flanke der Neokommulde mit senkrecht bis steil süd- bis südwestfallender Jura/Trias-Folge vor, die auch an einer neuen Forststraße erschlossen ist: Stratigraphisch über Hauptdolomit liegt hier Korallen führender Rhätkalk und kalkiger Dolomit mit grüner Lage. Crinoidenkalk des Lias klebt nur geringmächtig darüber (nördlich der Kote 780 ist er etwas mächtiger), sodann folgt als Marker der Doggerbasis eine unregelmäßige Mangankruste, knolliger Rotkalk, roter Radiolarit und heller bis rötlicher, z.T. Hornstein führender Kalk vermutlich des mittleren bis höheren Malm. Die Jurafolge besitzt max. 15 m Mächtigkeit. An der Nordflanke dieser südlichen Neokommulde liegt, soweit diese unverdeckt ist, durchgehend eine Jura/Rhät-Abfolge vor. Im Westen gehören ihr die Felsen an, die südlich der Osterlein-Grotte (hier Aufschluss im 340/45° fallenden kalkigen Dolomit) bis zur Traisentalebene reichen und aus Rhät, Dogger und Radiolarit bestehen. Über den Ostteil des Nordschenkels geben vor allem zwei Kehren am neuen Forststraßensystem südlich über der Zdarskyvilla Aufschluss. In der unteren der beiden Kehren liegt tektonisch bedingt Radiolarit über Rhät, in der höheren Kehre, einschließlich des gegen NW abzweigenden Forstweges, liegt über Korallen führendem, mittelsteil gegen SW einfallendem Rhät grauer Hornstein/Feinspatkalk. Mit einer Mangankruste folgt darüber rötlicher Kalk, der gegen oben auch grau bis grünlich wird und Hornstein führt, dies noch vor Einsatz von mächtigem rotem Radiolarit, dem roter schichtiger Kalk des Oberjura und schließlich Neokom aufliegt. Diese Jura-Schichtfolge mit auch wandbildenden bräunlichen und grauen Hornstein/Spatkalken des Lias begleitet das Neokom weiterhin ostnordostwärts, bis sie noch vor Erreichen des Bergkammes verschwindet.

Die nördliche Neokommulde an der süd- und südostschauenden Flanke des Habernreithtales hat nach Rückführung der tektonischen Schrägverschiebungen, welche die schmale Mulde in drei Teile zerlegen, im Hinblick auf die Zusammensetzung des Jura unterschiedliche Flanken.

Während im Nordschenkel über dem Rhät nur Rotkalk des ?Dogger (Manganhorizont am Kontakt zum Rhät), Radiolarit und mittlerer bis oberer Malm vorliegt, erscheint am Südschenkel, gut erschlossen an zwei in verschiedenen Höhen querenden neuen Forststraßen, eine Liasabfolge bestehend aus grauem bis rötlichem, selten grünlichem Hornstein/Feinspatkalk und rötlichem Hierlatzkalk. Darüber liegt massiger bis knolliger Rotkalk des Lias oder Dogger, gelegentlich mit unregelmäßig verformten Kalzit- und Erzbändern. Die sedimentären Verhältnisse im Lias und Dogger sind im Detail noch zu untersuchen. Diese Liasvorkommen, eines nördlich und eines nordöstlich des Zdarskygrabes scheinen in der lateralen Ausdehnung sehr begrenzt zu sein. Letzteres keilt abrupt gegen NE aus, wo dann nur mehr Dogger, Radiolarit, mittlerer und höherer Malm zwischen Rhät und Neokom weiterzieht. Der Westabschnitt der Südflanke ist von Cenoman und Hangschutt verdeckt.

Die cenomanen Branderfleckschichten, bereits beschrieben und eingestuft durch WAGREICH (Jb. Geol. B.-A., 151/1, 2011; Aufnahmebericht 2009), besitzen ihre Hauptverbreitung auf der zwischen den beiden Neokommulden liegenden Antiklinalzone und nimmt überwiegend den Talbereich ein. Sie sind auch unter den dort ausgedehnten Schuttfächern zu erwarten. Südlich der Osterlein-Grotte erreicht ein Fortsatz die Traisenniederung. Im Osten wurde es am Kamm zwischen Habernreithtal und Wiesenbachtal durch das neue Forststraßensystem freigelegt. Dieses erschließt auch die Hauptverbreitung an der Südflanke des Habernreithtales. Die Verbreitung an der Nordflanke liegt im Wald- und Wiesenbereich über den Anwesen westlich des Habernreithhofes sowie an einem Weganriss unmittelbar südlich des Zdarskygrabes. Die Sedimente greifen über verschiedene ältere Schichtglieder über, tektonische Grenzen sind jedoch ebenfalls augenfällig. Randlich kommt es zur Bildung von Strandklastika, es gibt auch Anzeichen von großdimensionierten Gleitblöcken. Randferner wurden Mergel abgelagert, sowie Sandsteine, lagenweise mit diffusen Gerölleinschlüssen oder mit Lagen von Geröll. Gelegentlich ist Reichtum an Orbitolinen oder an Hohlräumen ausgewitterter Orbitolinen festzustellen. Selten kommt darinnen ein Gastropodenquerschnitt der Gattung Vernedia vor. Die Lagerung der Branderfleckschichten setzt eine starke vor- oder frühcenomane Gebirgsbildungsphase voraus.

Von der Lilienfelder Gosau wurde in Fortsetzung vom Vorjahr der Nordabschnitt in die Begehung miteinbezogen, gestützt durch die Aufnahmen und Einstufungen von WAGREICH (Jb. Geol. B.-A., 149/4, 2009; Aufnahmebericht 2008). Sie liegt hier auf Hauptdolomit und Plattenkalk. Wie in der Südhälfte wird der älteste Anteil von einem in seiner Breite unregelmäßigen Saum von Konglomeraten

des ?Turon mit Exotika (nach WAGREICH Äquivalent der Kreuzgraben-Formation) gebildet. Nur selten liegen Reste von Dolomitbrekzie als Andeutung von Cenoman darunter. Ebenso untergeordnet sind graue, kohlige, offensichtlich limnische sandige Mergel darüber. Markant folgt sandig/brekziöses Coniac/Santon mit gelegentlichen marinen Fossileinschlüssen, meist Muscheln, selten Hippuriten, vor allem aber Inoceramen („Sittendorf-Formation“). Nach einer unbeständigen weicheren, meist grauen Mergelstufe (nach WAGREICH vergleichbar mit der santonen Grabenbach-Formation) setzt die bunte Nierental-Mergelkalkformation des Untercampan ein. Diese wird zuoberst konglomeratisch, es kommt zur Schüttung von bis zu metergroßen Blöcken von Rhät, Hierlatzkalk, buntem Jura, z.T. Hornsteinkalk, im Gelände durch Anhöhen und Waldstreifen markiert, wie südwestlich des Gehöftes Ortner. Diese Schüttung dürfte mit der Eintiefung zusammenhängen, mit welcher der Einsatz der Unteren Gießhübl-Formation erfolgt. Diese enthält bunte Kalkmergel und Mergelkalke, kalkreiche Quarzarenite und Brekzien, die im Südschnitt des Gosauvorkommens als Dolomitbrekzie dominieren. Insgesamt bildet die Lilienfelder Gosau eine schüsselartige, diskordant auf einem weitgespannten älteren Bau liegende Einsenkung, wenn auch im Inneren mit Verformungen, ausgedrückt durch stark streuende Einfallswerte der Schichten.

Der Bereich um den Geritzhof gehört nach dem Schichtbestand der Frankenfelder Decke an. Die Abgrenzung von der Lunzer Decke ergibt sich aus dem halbkreisförmig umgebenden Hauptdolomit. Die Schichtfolge umfasst Hauptdolomit (im Südwesten), überlagert von etwas Rhät und Ammoniten führendem Lias-Fleckenmergelkalk, dem als Anhöhe SW Geritzhof Rotkalk des mittleren bis höheren Jura aufgesetzt ist. In isolierter Form tritt Letzterer auch im Wiesengelände S des Hofes und im Weidegebiet nordöstlich desselben auf. Hier besteht ein Verband zum Lias-Fleckenmergelkalk einerseits und zum Neokom andererseits, das in N-S-Erstreckung bis zu den Anwesen am Eingang des Habernreithtales zieht. Übergreifend über diese Schichten liegen Mergel und Sandsteine der ?Losenstein-Formation.

Von den jüngsten Ablagerungen verdienen die Schutt- und Blockschuttfächer im Habernreithtal Beachtung, die vor allem im Verbreitungsgebiet der Branderfleckschichten ausgeprägt sind und sicher auf die Gleitfähigkeit wassergetränkter Mergel derselben zurückzuführen sind. Es wird hier auch von einem Bergsturz berichtet.

Das Ergebnis der Wiederbegehungen im Gebiet Ramsau im Zuge der Anlage eines Geopfades ist festgehalten in der Serie: Geologische Spaziergänge, Heft „Geopfad Ramsau“, Geol. B.-A., Wien

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen der Schnabelbergmulde auf Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs

VASILY ALEKSEEV
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Juli und August 2010 wurde eine geologische Neuaufnahme der Schnabelbergmulde im Maßstab 1:10.000 durchgeführt. Das ca. 6–8 km² große Gebiet umfasst die Nordflanken des Redtenbergs und Schnabelberg, sowie die Westflanke des Buchenbergs. Das Gelände ist gut begehbar und bietet relativ gute Aufschlussverhältnisse. Die vorkommenden kalkalpinen Gesteinseinheiten gehören zur Frankenfesler Decke und entsprechen in der faziellen Ausprägung der üblichen Abfolge. Die stratigraphische Reichweite erstreckt sich vom Karn bis ins Turon. Beherrschendes tektonisches Element des Aufnahmegebietes ist die Schnabelbergmulde (SCHNABEL, Geol. Karte der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, 1971).

Die Abfolge beginnt im Liegenden mit den Rauwacken der Opponitz-Formation. Diese sind nur im liegenden Schenkel im nördlichen Teil des Gebietes aufgeschlossen. Das Gestein weist die charakteristisch-löcherige Verwitterung auf und ist in der Regel schlecht aufgeschlossen. Eine Ausnahme hierzu sind die stellenweise auftretenden, nahezu steil gestellten Rauwacken-Rippen (z.B. am Ortseingang von Waidhofen beidseits der B 121), was vermutlich mit der Aufschiebung im Norden des Gebietes zu erklären ist.

Es folgen rhythmisch gebankte, grau-beige Dolomikrite, Dololaminite und „zuckerkörnige“ spätige Dolomite der Hauptdolomit-Formation. Stellenweise treten zuckerkörnige Horizonte auf. Das Gestein ist gut aufgeschlossen und kommt, wie die restlichen weiter unten beschriebenen Einheiten sowohl im liegenden als auch im hangenden Schenkel vor.

Die Gesteine der Kössen-Formation bieten aufgrund der Verlehmung der mergeligen Partien, vor allem im liegenden Schenkel relativ schlechte Aufschlussverhältnisse. Die eingeschalteten Kalkbänke (dm-Bereich) bestehen entweder aus dunklen Mudstones oder aus Lumachellen- und Bruchschill führenden, stellenweise mit Fossildetritus und Onkoiden angereicherten Pack- und Wackestones. Bemerkenswert sind auch die bis zu mehreren dm große Korallenstöcke am Top der Einheit.

Die Allgäu-Formation ist durch eine Wechselfolge von dunkelgrau-braunen, mikritischen, stark Ichnofossil führenden (*Zoophycos*, *Chondrites*, *Planolites*), kieseligen Kalkbänken und Kalkmergeln vertreten. Die Aufschlussverhältnisse sind, wie bei der Kössen-Formation, eher bescheiden. Von Interesse ist die stark verkieselte Ausprägung im Bereich einer durch Schuppung bedingten Schichtverdoppelung im Westen des Gebietes. Es wird angenommen, dass es sich hierbei um eine kleinräumige, fazielle Sonderausprägung handelt. Diese hat sich ggf. während der Faltung aufgrund der höheren Kompetenz anders als die restliche Allgäu-Formation verhalten und somit die Anlage der Störungsflächen begünstigt. Die Vermutung, dass Tektonik

möglicherweise zur selektiven „Ausquetschung“ einzelner Partien geführt hat, wird durch die am Osthang des Schnabelbergs, im Bereich des Muldenkerns auftretenden, mergelig ausgeprägten Allgäu-Schichten unterstützt.

Die Kalke des mittleren und oberen Jura wurden unter dem Begriff *Bunte Jura-Kalke* zusammengefasst. Es wurde zwischen einer hellgrauen, massigen Fazies (Mikritoidkalk) und einer gut gebankten, roten, geflaserten Fazies (Kimmeridge/Tithon-Flaserkalk) unterschieden. Die Einheiten lassen sich im Gelände gut verfolgen und bilden markante Steilwände aus. Die roten Flaserkalke lassen sich im hangenden Schenkel nicht durchgehend auskartieren; es wird jedoch angenommen, dass diese im inversen Hangschenkel der Mulde tektonisch reduziert und weitgehend von Hangschutt überdeckt sind. Gesteine der Ammergau-Formation fehlen komplett bis auf zwei Schollen entlang der Nordstörung. Diese werden aber nicht als zu den Gesteinseinheiten der Schnabelbergmulde zugehörend betrachtet.

Die Einheiten der unteren Kreide befinden sich im Muldenkern und umfassen die Schrambach-, Tannheim/Rossfeld- und Losenstein-Formationen. Die Schrambachschichten sind als weiche, dunkelgraue Mergel aufgeschlossen. Die jüngeren kretazischen Sedimente liegen in Form von Sandsteinen und Kristallingeröll führenden Konglomeraten vor. Die Mergel und Tone neigen stark zur Verlehmung, was unter anderem die Ausbildung von Blocksturz- und Hangschuttkörpern fördert. Leider konnten die Formationen aufgrund der intensiven landwirtschaftlichen Nutzung nicht durchgehend aufgenommen werden. Aus Symmetriegründen ergibt es sich, dass die Tannheim/Rossfeld- und die Losenstein-Formation im Muldenkern liegen müssen.

Innerhalb einer Schuppe entlang der Störung im Norden des Gebietes kommen bunte Kalkbrekzien, dunkelrote Radolarite und Glimmer führende Sandsteine vor. Diese Gesteine werden zu den Einheiten der Klippzone zugehörend interpretiert und zusammengefasst.

Zu den bemerkenswerten quartären Erscheinungen zählen vor allen die unterhalb der hangenden Jura-Kalke gehäuft auftretenden Blockstürze und einige größere Hangschuttkörper entlang der entwässernden Wasseradern. Stellenweise treten unterhalb der liegenden Jura-Kalke Vorkommen von Quellkalk auf. Im Süden entlang der B 121 wird eine reliktsch erhaltene Flussterrasse vermutet.

Das wichtigste Strukturelement des Gebietes ist in erster Linie die Schnabelbergmulde. Die Muldenachse taucht mit einem relativ flachen Einfallswinkel von 10 bis 20 Grad nach Westen ein. Die Schenkel streichen mit 160–180° und fallen nach Süden ein. Das durchschnittliche Schichteinfallen des liegenden Schenkels beträgt ca. 40–50° und das des Hangenden ca. 50–60°. Die Mulde lässt sich durch das ganze Gebiet deutlich verfolgen, wobei am Buchenberg nur die Hauptdolomit- und die Kössen-Formationen aufgeschlossen sind. Es wird aufgrund des Kartenbildes vermutet, dass es im Bereich des Buchenbergs zu einer Verteilung und Ablenkung der Muldenachse kommt. Alternativ wäre auch eine Störung innerhalb des Hauptdolomits denkbar. Möglicherweise ist eine Aufschiebung im

Osten des Buchenbergs für die Änderung des Achsenverlaufs ursächlich.

Im Norden des Gebietes befindet sich eine ausgedehnte, E-W-verlaufende Störung, welche die Kalkalpinen Gesteinsabfolgen von den Abfolgen des Helvetikums und des Flysch trennt. Der genaue Verlauf ist aufgrund der Bedeckung und der landwirtschaftlichen Nutzung im Detail nicht möglich. Entlang der Störung liegen mehrere 100er-m breite Schuppen überwiegend kalkalpiner Zusammensetzung.

Im Westen des Gebietes kommt es im Bereich des liegenden Schenkels zur Ausbildung von spindelförmigen Störungsflächen, welche in einer Schichtverdoppelung des Lias resultieren. Es wird vermutet, dass es sich um, im Zusammenhang mit der Änderung des Achsenverlaufs östlich des Buchenbergs stehende, schräge Aufschiebungen handelt. Auf jeden Fall spricht die im Westen des Gebietes einsetzende, auffallend intensive Störungsbildung für eine tektonische Belastung der Schnabelbergmulde als Ganzes. Die genauen Ursachen sind vermutlich aus einer großräumigeren Untersuchung zu klären.

Die Ergebnisse der Kartierung decken sich überwiegend mit früheren Aufnahmen (SCHNABEL, 1971, ebenda). Es konnte jedoch eindeutig gezeigt werden, dass der Buchenberg eine Fortsetzung der Schnabelbergmulde darstellt. Ein weiteres wichtiges Element stellt die entlang der nördlichen Aufschiebung ausgerichtete, tektonische Schuppe der Helvetikums dar.

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Lugertal südwestlich von Waidhofen auf Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs

HARUN CAHIR
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartiergebiet befindet sich in Niederösterreich, etwa 3,5 km südwestlich von Waidhofen und hat eine Größe von etwa 7 km². Die Bundesstraße (B 121) am Waidhofener Bach markiert seine Ostgrenze. Den südlichsten Punkt bildet der Gipfel „Weißes Kreuz“. Die Westgrenze verläuft an der Ober-/Niederösterreichischen Grenze, zwischen Sulz und Lugerreith. Im Norden bildet der Schnabelberg die Gebietsgrenze. Das Kartiergebiet ist gekennzeichnet durch einen tiefen SW-NO-verlaufenden Taleinschnitt.

Das Kartiergebiet umfasst Einheiten aus der Lunzer- und der Frankenfesler Decke. Die Lunzer Decke, die sich im Wesentlichen im Süden des Luger Baches ausstreckt, beinhaltet vier stratigraphische Einheiten. Diese sind die Lunz-Formation, Opponitz-Formation, Hauptdolomit und Plattenkalk. Die Frankenfesler Decke nördlich des Luger Baches beinhaltet hingegen eine komplette stratigraphische Abfolge aus der Opponitz-Formation bis in die Losenstein-Formation.

Die Lunz-Formation ist sehr geringmächtig im westlichen Teil des Kartiergebietes aufgeschlossen. Außerdem treten vereinzelt Lesesteine aus der Lunz-Formation in den Wiesen bei Mitterlug auf. Aufgrund ihres weichen Charakters ist sie eher in Gebieten mit geringer Morphologie aufgeschlossen. Optisch sind die terrestrisch, nicht karbonatisch gebundenen bräunlichen Sandsteine ähnlich denen der Rossfeld-Schichten. Als wesentliches Unterscheidungs-

kriterium wurden die dunklen Pflanzenreste im Gestein herangezogen.

Die Opponitz-Formation bildet einen dünnen, in SW-NO-Richtung verlaufenden Streifen südlich des Luger Baches aus. Sie ist im Gebiet sowohl ganz im Osten in der Nähe der Hauptstraße als auch im Westen des Kartiergebietes gut aufgeschlossen. Größtenteils liegt sie in Form von beigefarbenen massigen Rauwacken vor. Im westlichsten Teil des Gebietes sind jedoch sterile, helle, dünnplattig gebankte Kalke anzutreffen, die zur Opponitz-Formation zugeordnet wurden.

Der Großteil der Lunzer Decke besteht aus der norischen Hauptdolomitfazies. Diese besteht aus beige bis graubraun gebankten Gesteinen, aus zuckerkörnigen Dolomiten und Dololaminiten, welche im Gebiet teilweise sehr gut aufgeschlossen sind. Das Gestein zeigt eine deutliche Bankung im dm-Bereich und ist teilweise von dünnplattigen hellgrauen Mergellagen unterbrochen. Typisch für den Hauptdolomit sind die sehr regelmäßigen Hangneigungen von etwa 30°.

An der südlichen Grenze des Gebiets bei Glashüttenberg sind auf dem Trampelpfad vereinzelt dunkle mikritische Kalke anzutreffen. Vermutlich handelt es sich hierbei um Plattenkalk.

Die Kössen-Formation ist im Gebiet sehr sporadisch aufgeschlossen. Im westlichen Teil an der Grenze zu Oberösterreich und bei der Lugerberghütte stehen die Gesteine der Kössen-Formation an. Die Kalke und Mergel der Kössen-Formation können einen hohen Fossilgehalt an Muscheln, Brachiopoden und Korallen aufweisen. Jedoch ist im Kartiergebiet das Gestein an der dunkelgrauen mikritischen Matrix und den charakteristischen braunen Verwitterungsrandern auszumachen.

Die Allgäu-Schichten sind aufgrund ihres weichen Charakters eingeschränkt aufgeschlossen. Jedoch liefern umgefallene Baumwurzeln oft eindeutige Erkenntnisse. Entlang der Straße bei Obersteinriegel in Richtung Sulz sind die Allgäu-Schichten geringmächtig aufgeschlossen. Diese sind außerdem östlich von Sulz und zwischen den Bunten Jura-Kalken aufgeschlossen. Repräsentiert wird die Allgäu-Formation durch mikritische Kalke und Mergel mit dunklen ovalen Bioturbationsspuren der *Planolites*-, *Chondrites*-, *Zoophycos*-Ichnofazies oder aber auch durch gleichartige Kalke mit dunklen Hornsteinen. Aufgrund der Verwechslungsgefahr mit den Schrambach-Schichten ist das Vorkommen von Schwammnadeln und bestimmten Foraminiferen ein wichtiges Unterscheidungskriterium.

Der Dogger besteht aus den Bunten Jura-Kalken. Hierbei sind mehrere Fazies zu einer Einheit zusammengefasst. Allerdings wurden klippenbildende massige Mikritoidkalke (ca. 20 m Mächtigkeit) und rötliche gut bis dünn gebankte knollige Kalke (Mächtigkeit schwer abschätzbar; etwa 20–30 m) durch unterschiedliche Farbgebung in der geologischen Karte getrennt ausgewiesen. Die Bunten Jura-Kalke sind im Gebiet zwischen der Lugerberghütte und Sulz solide aufgeschlossen.

Die Schrambach-Formation ist geringmächtig bei Sulz aufgeschlossen. Sie besteht aus sehr weichen grünlich, blättrig ausgebildeten Mergeln im cm-Bereich, die teilweise fleckig ausgebildet sind und eine flache Ebene bilden.

Die Rossfeld-Sandsteine sind ausschließlich im Gebiet bei Sulz entlang der Straße bzw. in den Bächen zu finden.

Dabei handelt es sich um feinkörnige dunkle Quarzsandsteine im Wechsel mit Mergellagen. Die Bankungsdicke der Lithologien lässt sich aufgrund schlechter Aufschlussverhältnisse nicht genau bestimmen (im Bach bei Sulz im dm-Bereich). Inmitten der Rossfeld-Schichten wurden entlang der Straße exotische Quarze gefunden. Diese gut gerundeten Quarze (Lesesteine im Boden) wurden den Losensteiner Schichten zugeordnet.

Bei den quartären Ablagerungen sind Rutschtendenzen im Bereich von Lugerreith und südlich des Luger Baches erwähnenswert. Im westlichen Teil des Gebietes bei Lugerreith, und zwischen Sulz und der Luger Berghütte sind massive Blockstürze vorhanden. Außerdem sind Schwemmfächer (im zentralen Teil) und Flussterrassen im Osten des Kartiergebietes vorhanden.

Tektonik

Die Lunzer Decke ist gekennzeichnet durch regelmäßige SW-NO-streichende Schichten. Auch beim Einfallen variieren die Werte nicht sehr stark (Mittelwert 130/50). Es sind wenige interne Faltungen festgestellt worden.

Das Gebiet ist geprägt durch die Überschiebung der Lunzer Decke auf die Frankenfelder Decke. Die Deckenbahn verläuft entlang des Luger Baches in SW-NO-Richtung.

Prägendes Strukturelement im westlichen Teil des Gebietes ist eine nach SW eintauchende Jura-Mulde (Sulzmulde). Die Südflanke im westlichen Teil der Mulde ist bis in den Muldenkern komplett erhalten. Die Nordflanke hingegen wurde vermutlich durch den Schnabelberg-Dolomit, der in inverser Lagerung im Südflügel der Schnabelberg-

Mulde im Norden des Gebietes breit ausstreicht, gestört. Aufgrund diverser Transpressionsbewegungen wurde die Nordflanke lateral nach Süden verschoben, sodass im Bereich des Muldenkerns (im östlichen Teil) direkter Kontakt zwischen den Bunten Jura-Kalken der Nord- und Südflanke vorherrscht. Die Südflanke wurde während der Transpressionsbewegungen sehr steil gestellt.

Die Schichten (im Hauptdolomit) der Frankenfelder Decke im zentralen Teil des Gebiets nördlich des Luger Baches fallen hauptsächlich gen Nordosten bzw. Osten ein. Innerhalb der Dolomitbänke lassen sich entlang der Aufschlüsse mehrere interne Faltungen erkennen. Einfallswinkel und Einfallrichtung variieren stark. Teilweise lässt sich ein umlaufendes Streichen erkennen. Diese Beobachtungen weisen auf komplizierte tektonische Ereignisse hin. Der Hauptdolomit der Sulzmulde setzt sich aufgrund seiner hohen Mächtigkeit bis in den Osten des Kartiergebietes fort. Die Sulzmulde wird im Norden durch die Schnabelbergmulde gestört. Diese Störung setzt sich vermutlich in östlicher Richtung fort und verursacht tektonischen Kontakt zwischen zwei Hauptdolomiteinheiten. Der Kontakt bzw. die Störung ist an einigen Stellen im östlichen Teil des Kartiergebietes durch tektonisch überprägte Dolomite charakterisiert.

Nahe der Ostgrenze des Kartiergebietes im Norden des Luger Baches sind Einheiten der Schrambach-Formation und der Bunten Jura-Kalke vorfindbar. Das Einfallen der Bunten Jura-Kalke (knollige, rötliche Kalke) beträgt 220/40°. Beide Einheiten wurden vermutlich während der Transpressionsbewegungen zerschert und dorthin verschuppt.

Blatt 114 Holzgau

Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Gebiet Vilsalp-, Strinden- und Birkental auf Blatt 114 Holzgau

KATRIN BÜSEL & SUSANNE BRANDSTÄTTER
(Auswärtige Mitarbeiterinnen)

Die Kartierung erfolgte zwischen Juli und November 2009 und umfasste die stratigraphische und tektonische Aufnahme mit besonderem Augenmerk auf den Verlauf der Deckengrenze zwischen der Lechtal-Decke (LD) und der Allgäu-Decke (AD). Diese zieht sich an der südlichen Grenze des Untersuchungsgebietes entlang, begleitet von Schollen, die sich von der LD ablösen und als Scherkörper, sogenannte slices, in die AD eingeschuppt wurden.

Weiters wurden quartäre Sedimente und Massenbewegungen aufgenommen. Auch einige Quelldaten wurden erhoben.

Topographie

Das kartierte Gebiet liegt am Nordende von ÖK 114 Holzgau, im Tannheimer Tal, und bildet den nördlichsten Teil der Allgäuer Alpen. Es wird im Westen vom bewaldeten Höhenzug des Roßbergs (1753 m) und von den schroffen Gipfeln des Gaishorn (2249 m), Rauhorn (2240 m) und

des Kugelhorn (2126 m) begrenzt, über welche zugleich die Staatsgrenze mit Deutschland verläuft. Die südliche Grenze verläuft entlang der Hochlagen des hintersten Vilsalptales zwischen dem Schrecksee (1802 m, Allgäu, Deutschland), dem Kastenkopf (2135 m), der Kalbleggspitze (2000 m) im Westen sowie der Steinkar- (2130 m) und Lachenspitze (2126 m) bei der Landesberger Hütte im Süden bis zu den Krottenköpfen (2180 m) und der Leilachspitze (2274 m), der höchsten Erhebung des Kartierungsgebietes und der gesamten nördlichen Allgäuer Alpen. Somit bildet der westliche Talabschnitt des Birkentales mit den ausgedehnten Karen des Gappenfelder Notländ und dem Weißenbacher Notländer Kar die südöstliche Ecke des Gebietes. Über den Litnisschrofen (2068 m), die Gräner (1714 m) und Nesselwängler Ödenalpe (1672 m) verläuft die Gebietsgrenze im Osten bis in das Tannheimer Tal, welches im Norden das Gebiet umschließt.

Das trogförmige Vilsalptal ist ein großes Seitental des Tannheimer Tales, welches bei Tannheim (1097 m) von Süden eben einmündet. Sowohl südlich vom Ortsteil Schmieden als auch im Bereich zwischen dem Vilsalpsee (1165 m) und dem Bärghacht genannten Talschluss ist es mit Bergsturzmassen aufgefüllt. Der Abschnitt dazwischen ist von Murschuttflächen und Hangschutt dominiert, wobei der

vom Gappenfeldbach aufgeschüttete Kegel den Vilsalensee aufstaut. Hingegen mündet das Strindental weiter östlich in Form eines kerbförmigen Hängetales bei Haldensee (1130 m) in das Tannheimer Tal. Der Strindental überwindet den nördlichsten Abschnitt in einer Klamm, an dessen Ausgang sich ein Schwemmfächer ausbreitet, der den Haldensee (1124 m) an dessen Westseite aufstaut.

Das Birkental verläuft von Gaicht (1117 m) im Tannheimer Tal nach Westen, wo der Talschluss, ein großer, flacher mit Moränenwällen bedeckter Karboden – das Gappenfelder Notländ – von der Leilachspitze und den Krottenköpfen im Süden und der Lachenspitze im Westen umschlossen wird. Das Tal ist im Westabschnitt zur Gänze in Gesteine der Raibl-Gruppe und des Hauptdolomits der LD eingetieft. Die umgebenden, schroff ausgebildeten Gipfel sind spärlich bewachsen und von reichlich Hangschutt umgeben und heben sich von den sanften und rundlichen, von dichter Vegetation bedeckten Formen der AD nördlich davon deutlich ab.

Lithologien

Reichenhall-Formation

Sie kommt an der Basis von Scherkörpern der hangenden LD („slices“) vor, welche in die AD eingeschuppt wurden. Das auffälligste und älteste Schichtglied sind die orangebraun gefärbten Rauwacken, die an der Nordost-, Nordwest- und Südseite des Neunerkopfes (1784 m) zwischen 1680 und 1720 m Höhe auftreten. Zwei weitere, kleinere Aufschlüsse liegen an der Südseite auf 1730 m Höhe und am Steig vom Vogelhörle (1882 m) zur Usseralpe (1640 m) auf ca. 1650 m Höhe. Auch im zweiten Graben nördlich der Sulzspitze (2084 m) sowie am Grat über der Schmiedener Sulz kommen ockerbraune, Muschel führende Rauwacken im Liegenden des Virgloriakalkes (Alpine Muschelkalk-Gruppe) vor.

Alpine Muschelkalk-Gruppe

Die Gesteine der Alpen Muschelkalk-Gruppe (Steinalm-Formation, Virgloria-Formation) kommen nur in den eingeschuppten slices aus LD in der AD vor.

Steinalm-Formation

An der Westseite des Neunerkopfes und des Vogelhörle ist der Alpine Muschelkalk in Form von hervorwitternden Felsnasen (versetzte Schollen) bis in den Talschluss des Usseralptales auf ca. 1700 m Höhe zu verfolgen, wobei die einzelnen Felsrippen gegenseitig versetzt sind. Der südlichste Felskopf besteht aus hellgrauem, spätigem Steinalkalk.

An der Basis des Gipfelaufbaues der Sulzspitze liegt ein leicht verfalteter, dünnbankiger bis massiger Kalk, der Radiolarien und vereinzelt Crinoiden, aber keine Hornsteine führt; diese Gesteine sind vermutlich zur Alpen Muschelkalk-Gruppe zu zählen.

Virgloria-Formation

Der gesamte Gipfelbereich des Neunerkopfes ist aus Virgloriakalk aufgebaut. Der blaugrau anwitternde Kalk ist von hellockerfarbenen Mergellagen durchzogen und weist knollig-wellige Bankungsflächen auf. Vereinzelt sind mm-große Crinoidenbruchstücke zu sehen. Zwischen Sulzspitze

ze bzw. Strindenscharte im Süden und dem Lochgehrenkopf im Norden liegen weitere Aufschlüsse von hellgrauem oder bläulich-grauem Virgloriakalk mit hervorwitternden Crinoiden und/oder Hornsteinen. Die darin vorkommenden Wühlgänge in Form von Flecken aus hellocker gefärbtem Mergel lassen diese Lithotypen auch als „Wurstelkalk“ ansprechen. Weiters ist dieser Gesteinstyp häufig von schwarzen Styrolithen durchzogen. Vielfach zeigt der Virgloriakalk Verkarstung in Form von Karren.

Raibl-Gruppe

Schichten der Raibl-Gruppe treten an der Basis der LD auf. Sie begleiten die basale Scherzone an der Deckenüberschiebung der Lechtal- auf die Allgäu-Decke. Im Gelände auffällig ist die hellbraun anwitternde, löchrige Rauwacke.

Im Norden und Osten des Kastenkopfs (1890 m), westlich und südöstlich der Kastenalpe sowie am Sattel zwischen Roter Spitze und Steinkarspitze befinden sich kleine Aufschlüsse aus Raibler Rauwacke. An der N-Seite der Kalbleggspitze sind Karbonate in Form von hellbeigen und schwarzen, kolkig-löchrig anwitternden Breccien, die sowohl massig als auch gebankt auftreten, aufgeschlossen. An einer Stelle ist eine Linse aus schwarzem Ton eingeschaltet.

Nördlich und südlich der Strindenscharte sowie am Südhang des Litnisschrofen auf 1830 m Höhe ist hellbraun und löchrig anwitternde Rauwacke, einmal in Form einer Doline mit rund 1 m Durchmesser, anzutreffen. Karbonatisch (Kalke/Dolomite) ausgebildete Raibler Schichten sind auf 1880 m an der E-Seite der Sulzspitze über der Strindenscharte anzutreffen.

Die ausgedehntesten Vorkommen von Raibler Schichten gibt es im Südosten der Schochenspitze. Hier bauen Rauwacken, z.T. grobe Brekzien, oolithische Kalke und mürbe Dolomite den Ostgrat bis in eine Höhe von 2020 m Höhe auf und gehen nach S zur Lachenspitze ungestört in das stratigraphisch Hangende des Hauptdolomits über.

Hauptdolomit (LD)

Am Grat zwischen Schochen- und Lachenspitze ist der stratigraphische Übergang aus Raibler Karbonaten in den Unteren Hauptdolomit in Form von ocker und braun anwitternden Dololaminiten bis fein geschichteten Bänken mit starkem bituminösem Geruch zu beobachten. Der mächtige Bergstock der Leilachspitze ist vollständig aus Hauptdolomit aufgebaut, wobei die Mächtigkeit über 700 m beträgt, sofern es keine größeren Schichtverdoppelungen gibt. Im höheren Teil des Steilabbruchs in das Birkental erkennt man eine gewisse Zyklizität in der Schichtung, die durch dickere, hell anwitternde Bänke hervorsteht. Diese Bänke sind für den Oberen Hauptdolomit („Weißbankfolge“) typisch.

Der Hauptdolomit im Birkental ist als graubrauner, splittrig brechender Dolomit, oft mit bituminösem Geruch ausgebildet. Er tritt auch feinkristallin mit grauen Farbtönen auf. Die Bankung ist stets gut zu erkennen.

Der Bach, welcher vom Sattel zwischen Roter Spitze und Steinkarspitze zur Kastenalpe fließt, ist in kakiritisch zerlegten Hauptdolomit eingetieft. Neben einigen Blöcken und dm-großen Klasten ist das Gestein zu feineren Korngrößen zerlegt.

Hauptdolomit (AD)

Meist tritt der Hauptdolomit als unterschiedlich grau und braun anwitterndes, massiges bis gut gebanktes Gestein auf, welches stellenweise Stromatolithen zeigt. Die Bankungsflächen sind eben bis leicht gewellt. Sowohl dolomitische Mud- als auch Grainstones und feinkristalline Dolomite sind unter der Lupe zu erkennen. Vereinzelt ist der Hauptdolomit von schwarzen Styloolithen durchzogen.

An der Mündung des Strindentalles orographisch links und am Fahrweg zur Usseralpe sind zwischen den cm- bis 0,5 m mächtigen Karbonatbänken mm-cm-mächtige Lagen aus grünem Tonstein eingeschaltet.

Der Aufschluss bei der Grotte in Tannheim/Geist besteht aus dm-mächtigen, hell- und dunkelgrau anwitternden Kalk- und Dolomitbänken. Wegen dem hohen Anteil an Kalkbänken handelt es sich vermutlich um Oberen Hauptdolomit bzw. um den breiten Übergang zum stratigraphisch hangenden Plattenkalk.

An der Ostseite des Litnisschrofen und westlich des Gipfelbereiches handelt es sich durchwegs um deutlich gebankten, unterschiedlich grau anwitternden Dolomit, der kataklastisch zerbrochen ist.

Plattenkalk (AD)

Auf einer Höhe von ca. 1400 m am Fahrweg zur Usseralpe liegt cm-dm-mächtiger, meist eben gebankter und von Stromatolithen durchzogener, hellgrau anwitternder, cm-dm-mächtiger Plattenkalk mit bituminösem Geruch. Mergellagen treten nur vereinzelt auf. Einige Bankungsflächen weisen ein durch Bioturbation entstandenes, eierkartonartiges Muster auf. Dieses ist auf Wühlgefüge zurückzuführen, die im Plattenkalk generell häufig vorkommen.

Bei den Aufschlüssen aus Plattenkalk an der Nordostseite der Krinnenspitze am Fahrweg zwischen 1300 und 1380 m Höhe handelt es sich um plattige bis flaserige Karbonatbänke in Wechsellagerung mit mm-cm-mächtigen Lagen aus schwarzem Tonstein. An manchen Stellen treten die Tonsteinlagen zugunsten mächtigerer Karbonatbänke zurück, die häufig Stromatolithen aufweisen und auch stark verkieselt sein können.

Kössen-Formation (AD)

Die Kössen-Formation ist als Wechsellagerung von m-mächtigen schwarzen Schiefertönen und wellig gebankten, gelblich anwitternden, cm-dm-mächtigen Karbonatbänken ausgebildet. Die Schichten zeichnen sich durch eine reichhaltige Fossilführung aus. Häufig zu beobachten sind Bivalven, Gastropoden und Korallen (Aufschluss am Südwestende des Vilsalpsees).

In tieferen Lagen des Tales zwischen Gais- und Rauhorn (Talausgang und Seitenbach orographisch links auf 1340 m) sind dunkelgraue Kalkbänke aufgeschlossen.

Einschaltungen aus dickbankigen Kalkbänken, die im Anschlag heller und als grobe kalkige Grainstones ausgebildet sind, zeigen die Verzahnung mit Oberrhätalk an.

Oberrhätalk (AD)

Zwischen Roßberg und Oberer Roßalpe sowie auf der Feldalpe steht bläulich-grauer und gelblich anwitternder, lagenweise sehr fossilreicher, abwechselnd gut gebankter und massiger Oberrhätalk an.

An der Nordseite der Krinnenspitze und im Südwesten des Vilsalpsees ist Oberrhätalk in Form von massigen, hellgrau anwitternden Karbonatbänken in Verzahnung mit schwarzen Tonen der Kössen-Formation anzutreffen.

Allgäu-Formation (AD)

Aufgrund der komplizierten tektonischen Verhältnisse ist eine Unterscheidung von Unteren und Oberen Allgäu-Schichten nicht immer durchzuführen. Hingegen lassen sich die Mittleren Allgäu-Schichten (Manganschiefer) aufgrund ihrer metallisch glänzenden Farbe leicht ausscheiden. Sie sind bei der Bergstation der Vogelhornbahn, am Steig zur Nesselwängler Ödenalpe auf der Höhe von 1518 m und am Fahrweg zur Gappenfeldalpe auf 1900 m Höhe aufgeschlossen.

Die Lithologie variiert stark: Sie reicht von teilweise Silt führenden Tonsteinen über glänzende Schiefertone, Mergel, mergelige Kalke zu gut gebankten, mit Styloolithen durchzogenen, dunklen Kalken. Braun-graue, mergelige Kalke mit zahlreichen schwarzen Bioturbationsflecken sind typisch für die Formation. Auch eine massige Bank aus hellbeigem, grobspätigem, Crinoiden führendem Kalk zählt dazu. Im Osten der Schmiedener Sulz, an der Nordseite der Bläse und nördlich vom Kastenkopf dominieren verkieselte und verfaltete Kalkbänke der Oberen Allgäu-Schichten.

Schiefer, ausgelängte charakteristische Flecken, Falten und mit Kalzit verheilte Klüfte sowie das Zerbrechen entlang von Kluffflächen weisen auf eine starke tektonische Beanspruchung dieser Gesteine hin.

Ruhpolding-Formation (AD)

Diese Formation ist aufgrund ihrer schwarzen, weinroten und dunkelgrünen Gesteinsfarben der vorherrschenden Radiolarien-Chertbänke und der scharfkantigen, kleinstückigen Verwitterung leicht zu erkennen. Südlich der Gappenfeldscharte sind zwischen kieselige (Radiolarien führend) Bänke einzelne Karbonatbänke eingeschaltet.

Ammergau-Formation (AD)

Das Gestein, welches in der Literatur als Wechsellagerung aus cm-mächtigen, mikritischen Kalken und schwarzen Tonsteinen beschrieben ist, stellt sich im Untersuchungsgebiet aufgrund tektonischer Überprägung meist dünnbankig bis flaserig mit welliger oder knolliger Bankungsfläche dar. Die Tonlagen sind zu Tonrückständen in Styloolithenfugen reduziert. Dennoch haben die dichten, mikritischen Kalke ihren porzellanartigen Bruch behalten und sind reich an Radiolarien, die unter der Lupe leicht erkennbar sind.

Die Kalke weisen eine helle, bläulich-graue Verwitterungsfarbe auf. Am Übergang zur Ruhpolding-Formation, z.B. nördlich der Schochenspitze, variiert die Farbe zwischen Blau und Rot und zahlreiche Hornsteine wittern hervor.

Beim Schrecksee ist die Ammergau-Formation zu massigem Kalk amalgamiert, welcher von weißen Kalzitadern und Styloolithen durchzogen ist. Dieser Kalk ist zu Karren verkarstet.

Tannheim-Formation (AD)

Am Osthang zwischen Bläse und Schochenspitze und südlich der Gappenfeldscharte sind die Schichten der

Tannheim-Formation breit aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um vorwiegend dunkelgraue, bisweilen auch grüne und rötliche, feingeschichtete bis blättrige Tonsteine und Mergel mit Glimmerstreu und Siltlagen, in welche dünne Kalklagen eingeschaltet sind. Oftmals lassen sich Lamination, Rippelstrukturen oder Tempestitlagen beobachten. Diese Gesteine gelten als mechanisch inkompetent und sind dementsprechend stark geschiefert und zerschert.

Losenstein-Formation (AD)

Die feinen bis groben Sandsteine und Konglomerate mit bis zu faustgroßen, gut gerundeten Geröllen mit kalkalpinen und vielen exotischen Geröllen (Vulkanite, Plutonite und Metamorphite) sowie Chromspinell und Serpentin in der Mineralfraktion sind stark klastisch geprägt. Ihre Zusammensetzung deutet auf Schüttungen aus fernerer Gebieten und tektonischen Stockwerken, u.a. aus Bereichen mit ozeanischer Kruste, hin. Sie lassen sich leicht von den feinerklastischen, tonig-siltigen Tannheimer Schichten und den umgebenden Karbonatgesteinen unterscheiden. Die Tannheimer und die Losensteiner Schichten kommen ausschließlich in der AD vor; die etwa gleichaltrigen bzw. jüngeren Lechtaler Kreideschiefer und Branderfleckschichten sind auf die LD und ihre randalpinen Schuppen beschränkt (GAUPP, Zitteliana, 8, 1982; ORTNER & GAUPP, Geo.Alp, 4, 2007).

Tektonik

Der nordwestliche Teil des Untersuchungsgebietes liegt im Bereich der AD, der südöstliche Teil im Bereich der LD. Die Deckengrenze zwischen AD im Liegenden und der aus Süden überschobenen LD aus nach S und SE einfallenden Schichten der Raibl-Gruppe und des Hauptdolomits bildet den Bergrücken zwischen Kastenkopf im Westen und Lachenspitze im Osten. An deren Nordgrat greift sie nach Norden bis an die Südostseite der Schochenspitze vor, umrandet den Kessel südlich der Gappenfeldscharte und steigt zur Strindenscharte hin an. Weiter lässt sich die Überschiebungsbahn an der Nordwestseite des Litnischrofen zur Gräner Ödenalpe verfolgen.

Generell ist die stratigraphische Abfolge in der liegenden AD aufgrund der duktilen Überformung an der Deckengrenze durch komplexe gegenseitige Verschuppungen wie z.B. im Südwesten der Oberen Strindenalpe und im Osten der Strindenscharte stark gestört. Die Gesteine sind intensiv verfaltet und/oder geschiefert und ausgewalzt. Auch wurden triassische Gesteine der hangenden LD als slices (das sind von der Hangendscholle abgelöste Scherkörper) in die liegende AD eingeschuppt bzw. eingespießt. Dieser Deformation ist vermutlich eine Verfaltung beider Decken und damit der Deckengrenze mit Bildung von überkippten N- bis NNE-vergenten Faltenstrukturen vorausgegangen. Ob die Verschuppungen zwischen der Lechtal- und der AD bereits während der Deckenbildungen in vorgosauischer Zeit (eoalpine Phase) angelegt oder erst im Zuge der tertiären Überprägungen/Überschiebungen zustande kamen, muss noch geklärt werden.

Die jüngsten Einheiten der AD, die Tannheim- und Losenstein-Formation, wurden synorogen abgelagert und bilden das jüngste Schichtglied der AD. Zumeist sind nur keilförmige und im unmittelbar Liegenden der LD eingeklemmte Reste davon erhalten. Während der Deckenüberschiebung

wurden beide Schichtglieder aufgrund ihrer mechanischen Inkompetenz stark geschiefert und zerschert.

Charakteristisch für den Aufbau der AD im südlichen Bereich (nördlich der Deckengrenze) sind W-E- und SW-NE-streichende, NW-vergente isoklinale Faltenstrukturen. Aus dem Westen lässt sich über den Schrecksee bis zur Schochen- und Sulzspitze die sogenannte „Allgäuer Hauptmulde“ älterer Autoren mit Tannheim- und Losenstein-Formation im Kern verfolgen. Die Faltenachse der großen Synkinalstruktur ist selbst wieder in NE-SW-Richtung (mit NW-SE-streichenden Achsen) verfaltet.

Nördlich daran schließen sich weit geöffnete Faltenstrukturen und mehrere Schuppen an. Das tief eingeschnittene Vilsalptal, das vermutlich entlang einer Störung angelegt ist, bildet an dessen südlichem Ende das Bärghacht-Halbfenster. Zwischen Bärghacht im Süden und der Weltlingalpe im Norden zeichnet sich die AD östlich des Tales durch Verfaltung aus, im Westen hingegen sind die NW-vergenten Falten durchgeschert, wie inverse Abfolgen belegen, sodass die Faltschenkel als Schuppen vorliegen. An die am Kugelhorn gut erkennliche Antiklinalstruktur schließt sich im Norden die invers gelagerte Vilsalpsee-Schuppe an, die am Westufer des Vilsalpsees als südfallende Abfolge aus Kössen-Formation, Oberrhätalkalk und Allgäu-Formation (von S nach N) aufgeschlossen ist. Diese überlagert den Hauptdolomit der weiter nördlich gelegenen Gaishorn-Schuppe. Im Tal westlich der Weltlingalpe beißt die Überschiebungsfläche der Nebelhorn-Rauhorn-Schuppe aus, welche auf die Vilsalpsee-Schuppe aufgeschoben ist.

Der lithologische Aufbau der AD im Gebiet der Blässe besteht aus einer aufrechten, großräumig verfalteten Abfolge von Allgäu-, Ruhpolding- und Ammergau-Formation, die über den älteren Schichten des Bärghacht-Halbfensters liegt. Verfolgt man das Ausbeißer der markant rot und grün gefärbten Ruhpolding-Formation an der Ost- und Westseite des Rückens zwischen Blässe und Schochenspitze, erkennt man eine Kofferfalte (Blässe-Antiklinale), die im Westen weiter geöffnet ist als im Osten.

Wie die Strukturen auf der West- und Ostseite des Vilsalptales genau zusammenhängen, muss erst durch weitere Geländeaufnahmen geklärt werden.

Im nördlichsten Abschnitt des untersuchten Gebietes zieht aus Westen über die Feldalpe und den Roßberg westlich von Tannheim, den tieferen Teil des Neunerkopfes und weiter bis an die Südseite des Haldensees die W-E-streichende große Ponten-Antiklinale (im beschriebenen Gebiet wäre Roßalp- oder Älpele-Antiklinale eine bessere Bezeichnung). Ihr Südschenkel ist im Gebiet der Oberen Roßalpe / Feldalpe sekundär verfaltet und wird von der Gaishorn-Schuppe im Süden überschoben.

Quartäre Ablagerungen, Massenbewegungen Massenbewegungen

Das Vilsalptal ist durch Massenbewegungen (Sackungen, Felsgleitungen, Fels- und Bergstürze, Rutschungen) sowie auch durch Wildbach- und Murentätigkeit (z.B. Gappenfeldbach, Usseralpbach) gekennzeichnet.

Südlich von Schmieden, zwischen den Schwemmkegeln des Usseralpbaches im Norden und des Gappenfeldbaches im Süden fällt ein etwa 0,5 km² großes Waldgebiet auf, das mit m³-großen Blöcken übersät ist. Es handelt sich

um die Ablagerungen einer Felsgleitung, die sich am Nordostgrat des Roßberges aus dem südfallenden Schichtstapel des Hauptdolomites löste. Die Gleitmasse zeigt eine gleichmäßige Verteilung und eine leicht undulierte Oberfläche, was für nicht allzu mächtige Ablagerungen spricht. Randlich wurde die Gleitmasse von den Sedimenten der Vils überschüttet.

Die zweite größere Massenbewegung befindet sich im Bär-gacht im Talschluss. Es handelt sich hierbei um eine große Sturzmasse mit Herkunft von der steilen Graswand nord-westlich unterhalb der Roten Spitze. Dort lassen sich drei Ausbruchsnischen (auch aus Laserscandaten: tiris.gv.at) ausmachen, wovon eine sehr markant ist und in der Kösen-Formation ansetzt. Die teilweise zimmergroßen Blöcke der Sturzablagerungen sind im Bär-gacht in talparallelen Wällen angeordnet und reichen bis kurz vor die Vilsalpe. Die Sturzmasse ist aus großer Höhe abgebrochen, möglicherweise auch durch steil ostfallende Störungen vor-geschwächt, im engen Talgrund an den Gegenhang ge-brandet und hat sich vermutlich als Sturzstrom talauswärts weiterbewegt. Seit dem Sturzereignis wurden die Blöcke der Sturzmasse von Hang- und Murschutt im südlichen Teil sowie von Talalluvionen weiter nördlich teilweise über-schüttet.

Zu einem kleinen Felssturz aus der steilen Trogschulter an der Westseite der Blässe kam es im Frühjahr 2009. Die Sturzblöcke kamen zwischen der Jagdhütte und dem Kraftwerk am Weg zur Landsberger Hütte zu liegen.

Anfang September 2009 löste sich ein Sturzblock aus saiger stehendem Hauptdolomit von der Osteite des Schäferkopfes etwa 10 m über dem Talboden und kam am Rand der Almwiese südlich der Vilsalpe zu liegen.

Am Top der Wand südlich der Schottergrube im Vilsalptal und westlich unterhalb des Lochgehrenkopfes erkennt man bereits von weitem (Obere Roßalpe) große Bergzerrei-ßungserscheinungen mit weit aufklaffenden Spalten und heraus gekippten Felsriegeln sowie versackten Felsarealen, die ein Gefahrenpotential für das Vilsalptal darstellen. Eine genauere Geländeaufnahme dieses Bereiches steht noch aus.

Sowohl der Gipfel als auch der Südosthang des Litnisschrofen sind von einer großflächigen, fossilen Berg-zerrei-ßung im Hauptdolomit betroffen. Der Gipfelbereich zeichnet sich durch spröde deformiertes Gestein und offene Spalten aus. Etwa 40 m darunter machen sich tief ein-geschnittene Zerrgräben bemerkbar. Sie erstrecken sich von 2010 m zuerst in südöstlicher Richtung, ab einer Höhe von rund 1800 m biegen sie nach E um und verlaufen weiter bis auf eine Höhe von 1600 m oberhalb der Krotentalhütte, wo die Gräben vom Steilabfall ins Birkental begrenzt werden. Das Streichen der Gräben verläuft von NW–SE über W–E auf NE–SW, wobei diese durch Blöcke und Schollen aus Hauptdolomit getrennt sind. Eine Abriss-nische ist nicht ausgebildet, vielmehr beginnen sich die Zerrgräben mit geringer Tiefe schon im obersten Hang ab-zuzeichnen, sind talwärts weiter geöffnet und auch bis zu ca. 8 m tief.

Der Hauptdolomit fällt am SE-Hang des Litnisschrofen mit 30°–40° nach SSE ein, die Hangneigung beträgt durch-schnittlich 20°–25°. Das Streichen der Zerrgräben ist von Kluftsystemen im Hauptdolomit vorgegeben. Es ist an-zunehmen, dass die Hauptdolomitblöcke sich auf einer nach SSE geneigten Schichtfläche als Gleitbahn talwärts be-

wegten, wobei es schwerkraftbedingt zu einer Rotation im Uhrzeigersinn kam, wodurch die am tiefsten gelegenen Gräben sich am weitesten öffnen konnten.

Der mäßig steile, unebene, mit großen Blöcken bedeck-te Hang im Nordosten der Schochenspitze stellt eine gro-ße Massenbewegung dar. Zwischen 2000 m Höhe und dem Bach am Hangfuß ist der Hang von flachen Mulden und Buckeln gekennzeichnet. Seitlich wird dieser Bereich im N von einem Graben und im S von anstehendem Fels begrenzt. Es handelt sich bei dieser Massenbewegung großteils um eine fossile Kriechmasse, die lithologisch nach dem System „hart auf weich“ – Hauptdolomit der LD kippt an Klüften auf Ammergau-Formation der AD he-raus und bildet große Blöcke – und strukturell (hangparal-leles Schicht- und Störungseinfällen) vorgegeben ist. Das Transportmedium stellen dabei die Mergel und Tonsteine der jurassisch-kretazischen Schichten dar. Im Abrissbe-reich östlich unterhalb des Nordgrates der Schochenspitze ist partiell aktive Bergzerrei-ßung mit offenen Spalten in der Ammergau-Formation sichtbar.

Am Südwestgrat der Schochenspitze kommt es in der Am-mergau-Formation zur offenen Spaltenbildung, da die zu-rückwitternden, mechanisch inkompetenten Tannheimer und Losensteiner Schichten im Liegenden kein Widerlager bieten. An der senkrechten Westwand der Schochenspitze ist eine Felsnase durch eine senkrechte, geöffnete Spalte vom restlichen Felsverband getrennt.

An der mit Gras bewachsenen Ostseite der Sulzspitze sind auf 1970 und 2000 m Höhe Abrissnischen von kleinen Sa-ckungs-, Kriech- und Rutschmassen anzutreffen. Die hö-her gelegene Ausbruchsnische befindet sich in den Raibler Schichten, die tiefer gelegene im Hauptdolomit. Die Rutschkörper bilden Verebnungsflächen im Hang, sie sind jedoch in ihrer Ausdehnung nicht abgrenzbar. Sowohl auf den Rutschkörpern selbst als auch im umgebenden Hang sind Querrisse zu sehen. Südlich der Abrissnische auf 1980 m Höhe befindet sich ein Einsturztrichter mit einem Durchmesser von 1,5 m.

Am Südwestgrat der Sulzspitze setzt eine Sackung an, die sich von 1960 m Höhe bis zum Bach zwischen 1760 und 1620 m Höhe erstreckt. Auf einer Höhe von 1960 m liegt der sichelförmige Abrissbereich in stark verfalteter Am-mergau-Formation. Zwei Rutschschollen, durch eine Gleit-fläche voneinander getrennt, sind im Oberhang zu erken-nen. Im mittleren Abschnitt setzt sich die Sackung in den Tannheimer Schichten mittels Kriechen fort. Seitlich ist die Massenbewegung von zwei Gräben begrenzt, welche aufgrund des aufgelockerten Materials stärker als andere Gräben in diesen Hang eingetieft sind. Am konvex vorge-wölbten Hangfuß löste der Bach durch Unterschneidung eine sekundäre Rutschung in den Allgäu- und Ammergau-er Schichten aus.

Quartäre Sedimente

Zahlreiche Seiten- und Endmoränenwälle sowohl unter-halb der Gipfelbereiche als auch in Tallagen zeugen von unterschiedlichen spät- und postglazialen Gletscherstän-den. So sind im Tal nordöstlich vom Gaisorn (2247 m) gestaffelte Moränenwälle von fünf verschiedenen Glet-scherständen anzutreffen, wobei die am tiefsten gelege-nen Wälle knapp oberhalb vom Vilsalpsee liegen.

Ein spätglazialer Gletscher hinterließ im Usseralptal auf Höhe der Gappenfeldalpe einen hufeisenförmigen Wall, an

der Westseite der Sulzspitze auf 1820 m ist der Rest einer mächtigen Seitenmoräne eines deutlich älteren Standes erhalten. Auch im Vilsalptal südlich von Schmieden bei der Mündung des Usseralptales hinterließ dieser Gletscher in Form der rechten Seitenmoräne seine Spuren.

An der Mündung des Roßalptales und im Tal selbst sind mehrere kleine Aufschlüsse aus diamiktischem, gelblich gefärbtem Sediment sowie eine rund 100 m breite, zum Roßalpbach geneigte, und über 300 m talauswärts reichende Terrasse auf einer Höhe von rund 1400 m erhalten. Der Talkessel der Unteren Roßalpe wird von einem halb-kreisförmigen Moränenwall umschlossen.

Auf der Südostseite des Nordgrates des Litnisschrofen, einem dünn mit Blöcken und Schutt bedeckten Hang, fällt eine große, karartige, flache Hohlform auf. Im tieferen Teil dieser Hohlform befindet sich ein breiter, leicht konvexer, zungenförmiger Schuttkörper (Blockschutt) mit wallartiger Böschung. Bei Betrachtung der Laserscandaten des tiris (tiris.tirol.gv.at) erkennt man einen blockgletscherartigen Körper. Laut M. Lotter (freundl. mündl. Mitt.) kann dieser Blockgletscher aufgrund der Exposition und der geringen Menge an vorhandenem Sediment nur im Spätglazial während periglazialer Bedingungen aktiv gewesen sein.

Das von Süden und Westen durch die Leilachspitze, Krottenköpfe und Lachenspitze geschützte, ausgedehnte Kar des Gappenfelder Notländ ist mit vielen kleinen aber markant ausgebildeten, asymmetrischen und staffelartig einander überlagernden Wallformen übersät. Weiters sieht man in den Laserscanbildern kleine Zungenbecken zwischen abgerundeten Felsrücken. Unterhalb der Krottenköpfe verläuft überdies eine so genannte Nivomoräne (Schnee- und Lawinenschuttwall, auch als Pseudomoräne bezeichnet) parallel zur Hangschutthalde. Drei ineinander übergehende, deutlich mächtigere Seitenmoränenwälle mit markant ausgebildeten Graten befinden sich auf einer Höhe von 1500 bis 1600 m.

Sowohl der Schreck- als auch der Traualpsee und die kleinere Lache bei der Landsberger Hütte sind Karseen, die ein im Untergrund durch Grundmoräne abgedichtetes Kar mit einer Karschwelle ausfüllen. Die Lache wird zusätzlich östlich und westlich von spätglazialen Endmoränenwällen umgeben.

Bericht 2010 über geologische, strukturgeologische und quartärgeologische Aufnahmen im Bereich Gramais, Gießbachalpe und Bach auf Blatt 114 Holzgau

JOHANN GRUBER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das im Sommer 2010 kartierte Gebiet auf dem Blatt ÖK 114 Holzgau umfasst einen ungefähr E-W-verlaufenden, schmalen Streifen im äußersten Süden des Blattes zwischen dem Otterbach (Gramais Tal) im Osten und dem Alperschonerbach (Madautal) im Westen. Im Süden reicht das Gebiet ungefähr bis zur Linie Gramais – Gampenjoch – Gartenspitze – Loobigtal, im Norden bis zur Linie Zirnbach – Lagjoch – Steiniger Lahner – Ruitelbach.

Die stratigraphische Abfolge im Kartierungsgebiet reicht in der liegenden Lechtal-Decke von den Raibler Schich-

ten (Karn) bis zu den Lechtaler Kreideschiefern der höheren Unterkreide (Aptium–Albium). In der hangenden Inntal-Decke sind lediglich der Hauptdolomit und die Seefelder Schichten aufgeschlossen. Am Südrand des Arbeitsgebietes verläuft die Deckengrenze zwischen der Lechtal-Decke im Norden und der Inntal-Decke im Süden. Der Hauptdolomit und die Seefelder Schichten der Inntal-Decke sind hier über die Ammergau-Formation und die Lech-Formation der Lechtal-Decke überschoben.

Stratigraphie

Schichtfolge der Inntal-Decke

Hauptdolomit und Seefelder Schichten (ID)

Zwischen dem Gramais Tal und dem Schafkarbach alternieren diese beiden Schichtglieder im 10er- bis 100er-m-Bereich. Der Hauptdolomit ist durch die typischen monotonen dm- bis m-gebankten, mittelgrauen Dolomikrite und -sparite gekennzeichnet, welche mit Algenlaminitbänken wechsellagern.

Die Seefelder Schichten bestehen aus den charakteristischen dm-gebankten, hellbraun-beige anwitternden, im frischen Bruch graubräunlichen, bituminösen und häufig feinstlaminieren Dolomiten, Kalken und Mergeln. Immer wieder treten in der Abfolge bituminöse sedimentäre Breccien auf.

Während diese fazielle Entwicklung im untersuchten Gebiet den größten Teil der basalen Inntal-Decke kennzeichnet, dominieren südlich der Gießbachalpe Seefelder Schichten mit einem ungewöhnlich hohen Anteil an Breccien. Es handelt sich um eine über 100 m mächtige Abfolge von dunkelgrau-bräunlichen, sedimentären Breccien mit cm- bis dm-großen Komponenten aus dunkelgrauen Dolomiten und bituminösen, dunkelgrauen, feinstlaminieren Dolomitmergeln. Die dm- bis m-dicken, häufig gradierten Breccienbänke wechsellagern mit cm-dicken, bituminösen, feinstlaminieren Dolomit- und Mergelbänken. Bereichsweise sind Slumping-Strukturen erkennbar, die vermutlich mit den tektonischen Vorgängen zusammenhängen, welche auch zur Bildung der Breccien geführt haben.

Schichtfolge der Lechtal-Decke

Nordalpine Raibler Schichten (Raibl-Gruppe)

Diese sind am Westende des Arbeitsgebietes, im Bereich zwischen Tajen, Bach und dem Ruitelbach aufgeschlossen. An zwei großen erosiven Ausbrüchen nördlich von Tajen (Karlesloch) sind mächtige Abfolgen von graubräunlichen, polymikten, sedimentären Breccien mit bis zu m-großen Komponenten aus überwiegend rauwackigen Dolomiten aufgeschlossen. Die Lagerungsverhältnisse sind aus der Nähe betrachtet chaotisch, erst aus einiger Entfernung kann man eine undeutliche Schichtung im m- bis 10er-m-Bereich erkennen. Bei den Breccien könnte es sich um sogenannte Kollapsbreccien handeln, deren Entstehung auf große Hohlraumbildungen durch Lösung der Evaporite im Untergrund zurückgeht. Neben diesen sehr grobblockigen Breccien treten im Bereich Karlesloch auch feinkörnigere Varietäten mit dm- bis m-dicken Bänken und cm- bis dm-großen Komponenten auf, deren Farbe von Dunkelgrau über Hellgrau-Beige bis ockerfarben variiert. Die Matrix aus Feinsandsteinen und Siltiten ist meist hellgrau bis beige-bräunlich. Insgesamt dominiert eine rau-

wackig-evaporitische Fazies, in Hohlräumen zwischen den Komponenten treten Gipsausblühungen auf. Bereichsweise treten größere Lagen auf, in denen der Evaporitanteil dominiert. Ein Areal bei Tajenwald, südöstlich von Bach, ist durch zahlreiche Gipspingen gekennzeichnet, teilweise ist der Gips hier an der Oberfläche aufgeschlossen. Der Gips wurde in der Vergangenheit auch abgebaut.

Neben den Breccien und den Gipslagen sind die Raibler Schichten im Arbeitsgebiet auch durch mittelgraue, insgesamt eher dünngebankte Dolomite gekennzeichnet. Die Bänke weisen häufig eine Lamination im mm-Bereich auf, auffällig ist außerdem die starke Variation der Bankdicken. Tonschiefer-Horizonte und Sandsteinbänke oder Kalkeinschaltungen konnten nicht ausgemacht werden. Auch eine charakteristische Gliederung in Tonschiefer- und Karbonat-Horizonte ist nicht ausgebildet. Insgesamt ist die hier beschriebene Faziesentwicklung durch einen hohen Evaporitanteil und einen geringen siliziklastischen Einfluss gekennzeichnet. Diese dominant evaporitische Ausbildung der Raibler Schichten ist generell typisch für den westlichsten Teil der Nördlichen Kalkalpen.

Genauere Angaben zur Mächtigkeit sind aufgrund der tektonischen Überprägung (Abschiebung) nicht möglich, es kann jedoch von einer Mindestmächtigkeit von 500 m ausgegangen werden.

Hauptdolomit Und Seefelder Schichten (LD)

Im Gegensatz zur beschriebenen Fazies in der Inntal-Decke ist der Hauptdolomit der Lechtal-Decke in typischer Weise ausgebildet. Die Abfolge ist hier wesentlich einheitlicher entwickelt und es fehlt die wiederholte Wechselagerung mit den Seefelder Schichten. Die wenigen geringmächtigen Einschaltungen von Seefelder Schichten bestehen fast ausschließlich aus bituminösen, dm-gebankten Laminiten. Breccien mit Komponenten bis 1 m Größe konnten nur an einer lokal begrenzten Stelle nordwestlich der Griebbachalpe (Steiniger Lahn) ausgemacht werden.

Plattenkalk

Dieser besteht aus hellgrau anwitternden, im frischen Bruch mittel- bis dunkelgrauen sparitischen, teilweise auch mikritischen, gut gebankten Kalken mit Bankdicken, die meist zwischen 10 und 50 cm liegen. Immer wieder auftretende Muschellschillagen und dünne, dunkelgraue Mergellagen zwischen den Kalkbänken sind ebenfalls charakteristisch für dieses Schichtglied. Die Mächtigkeit ist im Arbeitsgebiet mit schätzungsweise 40 bis 60 m eher gering.

Kössen-Formation

Über dem Plattenkalk folgen 10 bis 50 cm dicke Bänke aus grau-bräunlich und ockerfarben anwitternden, im frischen Bruch mittel- bis dunkelgrauen bioklastischen Kalken in Wechselagerung mit dunkelgrau-schwarzen, bis über 1 m mächtigen, blättrig brechenden Mergeln bis Tonschiefern. In Aufschlüssen zwischen der Griebbachalpe und Bach tritt im obersten Abschnitt der Kössen-Formation eine ca. 2 m dicke, hellgraue, verkarstete Kalkbank auf. Darüber folgen wieder mehrere m mit der typischen Kalk-Mergel-Wechselfolge der Kössen-Formation. Angaben bezüglich der Mächtigkeit der Kössen-Formation können nur mit Vorbehalt gemacht werden, da sie durch Abschiebungen tektonisch unterschiedlich stark reduziert ist. Die bereichs-

weise erreichte Mächtigkeit von 30 bis 40 m dürfte daher auch nur eine Mindestmächtigkeit darstellen.

Oberrhätalk

Bei der oben erwähnten massig entwickelten Kalkbank im oberen Abschnitt der Kössener Schichten könnte es sich um eine Verzahnung mit dem Oberrhätalk handeln. Zwischen Gramais und dem Glabjoch tritt am Top der Kössener Schichten eine stark deformierte, ca. 2 m mächtige, hellgraue Kalkbank auf, die von einem Netz von Stylolithenflächen durchzogen ist und bei der es sich um den Oberrhätalk handelt. Mit maximal 2 m ist dieser im karstierten Gebiet sehr geringmächtig entwickelt.

Kendelbach-Formation (Tiefengraben-Member, Breitenberg-Member)

Die Kendelbach-Formation ist abschnittsweise gut aufgeschlossen, besonders die kompakten und zumeist wandbildend auftretenden kieseligen Kalke des Breitenberg-Members („Grauer Liasbasiskalk“ i. S. von ULRICH, Geologica Bavarica, 41, 1960). Die Gesamtmächtigkeit der Kendelbach-Formation beträgt schätzungsweise 20 bis 25 m.

Schattwalder Schichten

Dieses im Arbeitsgebiet zumeist eher schlecht aufgeschlossene Schichtglied besteht aus feinschichtigen, meist kleinstückig verwitterten, rötlichen, grau-grünlichen und ockerfarbenen Mergeln bis tonigen Mergeln. Dort, wo die Schattwalder Schichten nicht aufgeschlossen sind, sind sie als deutlich zurückwitterndes Band im Gelände häufig gut zu erkennen. Die Mächtigkeit der Schattwalder Schichten dürfte 3 bis 5 m betragen.

Tiefengraben-Member

Das Tiefengraben-Member besteht aus einer Wechselagerung von 3 bis 10 cm dicken, mikritischen Kalkbänken von mittelgrauer Farbe und ockerfarben anwitternden, beige-bräunlichen und grauen siltigen Mergeln. Im oberen Bereich treten auch kalkarenitische Bänke auf. Die Mächtigkeit beträgt ca. 5 m.

Breitenberg-Member

Das Breitenberg-Member tritt im Gelände zumeist wandbildend auf und ist daher in der Regel gut aufgeschlossen. Es setzt sich aus hell- bis mittelgrauen, meist um 1 dm dicken, verkieselten Kalkmikritbänken zusammen, die mit cm-dicken Mergellagen alternieren. Die regelmäßige, glatte Bankung ist für dieses Schichtglied charakteristisch. Die Mächtigkeit beträgt 6 bis 8 m.

Rotkalk-Gruppe (Adnet-Formation, Hierlatzkalk, Klaus-Formation)

Fazielle Vertreter der Rotkalk-Gruppe fehlen im Untersuchungsgebiet primär, da sie auch in durchgehenden, tektonisch mehr oder weniger ungestörten Profilen nicht ausgemacht werden konnten. Die Schwellenfazies der Rotkalk-Gruppe ist im Arbeitsgebiet vollständig durch die Beckenfazies der Allgäu-Formation vertreten.

Allgäu-Formation (Untere, Mittlere und Obere Allgäu-Schichten)

Die Allgäu-Schichten sind im Gelände über weite Bereiche an oftmals durchgehenden Profilen gut aufgeschlossen. An den steilen Hängen zwischen dem Schafkarbach und

dem Grießbach fehlen sie tektonisch bedingt (Abschiebung) oder sind stark reduziert. Die Abfolgen des Jura sind hier zudem intensiv verfault und verschuppt. Generell ist die Allgäu-Formation im Arbeitsgebiet durch große Unterschiede gekennzeichnet, sowohl was die Fazies als auch die Mächtigkeiten betrifft.

Untere Allgäu-Schichten (Ältere Allgäu-Schichten)

Eine Unterscheidung in eine untere, mittlere und obere stratigraphische Einheit war im Gelände nur eindeutig möglich, wenn der faziell markante Manganschiefer-Horizont aufgeschlossen bzw. primär ausgebildet war. Im Ostteil des Arbeitsgebietes, östlich der Linie Ruitelspitze – Grünau bestehen die Unteren Allgäu-Schichten aus der typischen Kalk-Mergel-Wechselfolge, mit hellgrau anwitternden, im frischen Bruch dunkelgrauen, oftmals fleckigen, dm-dicken Kalkbänken und dünnblättrigen, dunkelgrau-bräunlichen cm- bis dm-dicken Mergellagen. Nach oben hin nimmt der Anteil an Mergeln generell zu. Die Kalkbänke stellen arenitische Schüttungen ins Allgäu-Bekken dar, was oft an einer Feinstlamination erkennbar ist.

Der Liegendkontakt ist im Gelände aufgrund einer nahezu parallel zum Schichtstreichen verlaufenden Abschiebung nirgends aufgeschlossen, weshalb Angaben zur Mächtigkeit der Unteren Allgäu-Schichten nicht möglich sind.

Mittlere Allgäu-Schichten

Die Mittleren Allgäu-Schichten zeichnen sich durch einen hohen Anteil an Mergeln aus. Im Bereich des Schafkarbachs treten an mehreren Aufschlüssen schwarze Tonschiefer mit Pyrit-Vererzungen und dunkelgraue bis schwarze tonige Mergel mit den typisch metallisch glänzenden Mn-Vererzungen auf.

Zwischen der Grießbachalpe und dem Ruitelbach lässt sich der in der Regel 1 bis 2 m mächtige Manganschiefer-Horizont über weite Strecken gut auskartieren.

Obere Allgäu-Schichten (Jüngere Allgäu-Schichten)

Die Oberen Allgäu-Schichten sind südöstlich der Grießbachalpe, entlang des Grießbachs in einem durchgehenden Profil aufgeschlossen. 10 bis 20 cm dicke Kalkbänke alternieren mit 2 bis 5 cm dicken Mergellagen. Die mittel- bis dunkelgrauen Kalkbänke sind nicht fleckig ausgebildet, sondern es handelt sich um sehr feinkörnige Grainstones mit einer bereichsweise gut erkennbaren Feinstlamination. Im oberen Abschnitt werden die Mergel einschaltungen häufiger und mächtiger, die Kalkarenit-Bänke deutlich grobkörniger. Die beschriebene Abfolge erreicht hier eine Mächtigkeit von geschätzten 150 m, wobei es sich um eine Mindestmächtigkeit handeln dürfte, da die kompressive Überprägung in diesem Profil eher gering zu sein scheint und die stratigraphische Liegendgrenze zum Manganschiefer-Horizont der Mittleren Allgäu-Schichten nicht aufgeschlossen ist.

Zwischen der Grießbachalpe und dem Ruitelkar erreichen die Oberen Allgäu-Schichten hingegen nur Mächtigkeiten zwischen 50 und 70 m.

Westlich der Linie Ruitelspitze – Grünau sind an einer Forststraße östlich über dem Alperschonbach in einem nahezu durchgehenden Profil Allgäu-Schichten aufgeschlossen, die hinsichtlich ihrer lithologischen Ausbildung und ihrer Mächtigkeit deutlich von den Abfolgen im Osten ab-

weichen. Braun anwitternde, mittel- bis dunkelgraue, dm-dicke Bänke aus feinkörnigen, siliziklastisch beeinflussten Areniten wechsellagern mit dünnen, meist nur wenige cm dicken, dunklen Mergeln. Die Bankung der Kalke ist zu meist glatt und regelmäßig, die insgesamt sehr kompakten Bänke weisen eine Lamination im mm-Bereich auf. Kieselkonkretionen und Kiesellagen treten nur vereinzelt auf.

Nach Südwesten, gegen den Alperschonbach hin, scheinen die Allgäu-Schichten immer mächtiger zu werden (vgl. GÖK Blatt 144 Landeck). Auch wenn man die bereichsweise intensive kompressive Überprägung mit in Betracht zieht, dürfte die Mächtigkeit hier in jedem Fall mehr als 300 m erreichen.

Ruhpolding-Formation („Radiolarit“)

Dieses Schichtglied tritt im Gelände immer wieder als niedrige, jedoch markante Wandstufe auf. Zwischen 5 bis 10 cm dicken roten und grünen Chertbänken sind häufig dünne, wenige cm dicke, grau-grünliche tonige Mergel und Tonlagen und vereinzelt dm-dicke Kieselkalkbänke eingeschaltet. Die Mächtigkeit liegt zwischen 3 und 5 m.

Ammergau-Formation

Die Ammergau-Formation besteht aus regelmäßig gebankten, hell- bis mittelgrauen, Radiolarien führenden mikritischen Kalken in Wechsellagerung mit grauen Mergellagen und vereinzelt bis 5 cm dicken Chertlagen. Die Mergellagen werden nach oben hin rasch mächtiger und zunehmend dunkler. Der Übergang zur Lech-Formation ist graduell und vollzieht sich in einem verhältnismäßig gering gestörten Profil am Grießbach, südwestlich der Grießbachalpe, innerhalb eines Intervalls von 30 bis 40 m. Meistens ist die Ammergau-Formation im kartierten Gebiet aufgrund der Nähe zur Inntal-Decke jedoch intensiv verfault und verschuppt. Die Kalkbänke sind demnach häufig von Scherflächen und dunkelgrauen Drucklösungssäumen durchzogen. Die Mächtigkeit kann daher nur ungefähr abgeschätzt werden und dürfte im Bereich von 50 bis 80 m liegen.

Lech-Formation

Wie bereits erwähnt, besteht zwischen der Ammergau-Formation und der Lech-Formation ein gradueller Übergang. Mit dem Überhandnehmen von graugrünlichen bis dunkelgrauen, blättrig brechenden Mergeln und der vermehrten Einschaltung von dm- bis m-mächtigen, karbonatisch-siliziklastischen Sandsteinen und Rudstones ist dieser lithologische Wechsel zur Lech-Formation vollzogen. Die Mergel einschaltungen sind im Arbeitsgebiet bereichsweise über 10 m mächtig.

Die Mächtigkeit der Lech-Formation kann nicht angegeben werden, da sie das jüngste Schichtglied der Lechtal-Decke bildet und die stratigraphische Hangendgrenze aufgrund der Überschiebung der Inntal-Decke nirgends aufgeschlossen ist.

Quartäre Ablagerungen

Grundmoräne des Würm-Hochglazials

Bei Tajenwald, südwestlich von Bach, bei Wasen und bei Tajen sind kleinere Areale mit einer schlecht aufgeschlossenen Grundmoräne erhalten. Die cm- bis dm-großen, vereinzelt gekritzten Geschiebe bestehen überwiegend aus

Dolomiten und Kalken der Trias, untergeordnet auch aus Kalken und Mergeln des Jura.

Bei dem kleinen Erosionsrest der gut konsolidierten Grundmoräne am Mühlischrofen (schroffer Felskopf westlich gegenüber Gramais) dürfte es sich ebenfalls um Ablagerungen des Würm-Hochglazials handeln.

Moränen von Lokalgletscherständen (Würm-Spätglazial)

Im östlichen Abschnitt des kartierten Gebiets sind über dem Otterbach und vor allem entlang des Schafkarbaches an erosiven Anbrüchen unterhalb einer bereichsweise noch gut erhaltenen Terrasse, beige bis grau-bräunliche Diamikte aufgeschlossen. Bei mehreren Aufschlüssen an der orographisch rechten Seite des Schafkarbachs handelt es sich um generell matrixarme, schlecht sortierte Sedimente mit korngestütztem Gefüge. Das Material ist kompaktiert, der sandig-schluffige Feinanteil bricht scherbilig und es treten immer wieder gekritzte Geschiebe auf. Die eckigen bis kantengerundeten, cm- bis dm-großen Komponenten bestehen überwiegend aus Hauptdolomit, daneben treten auch cm-große mittel- bis dunkelgraue Komponenten aus Seefelder Schichten auf. Betrachtet man die Aufschlüsse vom Gegenhang, so kann man eine Schichtung mit einer Einregelung der Grobkomponenten erkennen, was auf Resedimentationsprozesse im Vorfeld des Lokalgletschers schließen lässt.

Westlich und nordöstlich der Gampenhütte (Jagdhütte bei Kote 1616 m) sind Erosionsreste eines Seitenmoränenwalls auf der oben erwähnten Moränen-Terrasse erkennbar. Das Material besteht aus bis zu 1 m großen, eckigen Hauptdolomit-Blöcken in einer sandig-kiesigen Grundmasse, die überwiegend aus Hauptdolomit und Seefelder Schichten zusammengesetzt ist. Knapp unterhalb der Terrassenkante entspricht das Material den oben beschriebenen Diamikten. Bei „Dreisattel“, östlich unter der Ruitelspitze (2580 m) ist in einem Kar eine mächtige Endmoräne einer spätglazialen Vorstoßphase erhalten, an der sich deutlich 3 Endmoränen-Wälle erkennen lassen.

Eine ähnliche Endmoräne ist auch zwischen dem Schafkarbach und dem Gampenjoch erhalten. Auch hier sind der Endmoränenwall und mehrere Seitenmoränenwälle noch gut erkennbar erhalten. Das deutlich kompaktierte, schlecht sortierte, komponentengestützte Material, das durch einen orographisch linken Seitenbach des Schafkarbachs erosiv angeschnitten ist, enthält bis zu 2 m große, eckige bis kantengerundete Geschiebe aus Hauptdolomit und untergeordnet aus Kalken des Jura in einer sandig-kiesigen Grundmasse. Auffallend sind hier die immer wieder auftretenden, bis 1 m großen Blöcke aus siliziklastisch dominierten Sandsteinen und Rudstones der Lech-Formation.

Eine ähnliche, morphologisch eindrucksvoll erhaltene Endmoräne befindet sich auch östlich unterhalb der Gartenspitze (2331 m) im Bereich des Gartenkars.

Eisrandsedimente (Würm-Spätglazial)

Nördlich der Griebbachalpe werden am orographisch rechten Ufer des Griebbachs Terrassensedimente erosiv angeschnitten. Es handelt sich um unkonsolidierte Diamikte mit cm- bis m-großen eckigen bis kantengerundeten Komponenten aus Hauptdolomit, Seefelder Schichten (Breccien und Laminite), daneben Sandsteinen der

Lech-Formation und untergeordnet Kalken und Mergeln der Allgäu-Formation. In den höchsten Bereichen der Aufschlüsse, nahe der Terrassenkante ist eine undeutliche Schichtung zu erkennen. Die Matrix der Sedimente ist sandig-kiesig. Sowohl die Morphologie der Terrasse als auch die Fazies des aufgeschlossenen Materials sprechen dafür, dass es sich hier um spätglaziale Eisrandsedimente einer Kamesterasse handeln dürfte.

Terrassierte Kiese mit kantengerundeten bis gerundeten Komponenten der Trias und des Jura sind auch östlich von Bach, am Ruitelbach aufgeschlossen. Die Matrix ist sandig-schluffig. Auch hier handelt es sich vermutlich um Ablagerungen einer spätglazialen Eisrandfazies.

Murschutt- und Schwemmfächersedimente (Holozän)

Im oberen Abschnitt des Schafkarbachs befinden sich mehrere Murschuttkegel, deren Material aus dem Hauptdolomit und den Seefelder Schichten der Inntal-Decke stammt. Hier sind es vor allem die tektonisch zerrütteten Störungszonen, welche aufgrund ihrer hohen Verwitterungsanfälligkeit als Liefergebiete fungieren. Das Einzugsgebiet der Murschuttfächer zwischen dem Gampenjoch und dem Schafkarbach betrifft zwar teilweise auch die jurassischen und kretazischen Schichtglieder der Lechtal-Decke, aufgrund der Vegetationsbedeckung spielen diese als Liefergebiete jedoch nur eine untergeordnete Rolle. Der Feinanteil ist in diesen Ablagerungen sehr gering und es überwiegen kiesige (Grobkies) bis steinige Fraktionen. Dies gilt auch für die großen Murschuttkegel im Bereich der Griebbachalpe, wo das Material vorwiegend aus Lokalmoränen und Hangschuttkegeln stammt.

An Uferanbrüchen der größeren Bäche, aber auch an rezenten Ablagerungen, die auf die Unwetter vom 13. und 14. August 2010 zurückgehen, kann man feststellen, dass diese Murschuttkegel überwiegend aus Siebablagerungen mit Komponenten der Grobkies- bis Steinfraktion aufgebaut werden. Daneben treten auch immer wieder größere Blöcke auf.

Hang- und Blockschutt

Größere Kegel und Schürzen aus Hang- und Blockschutt sind zum überwiegenden Teil auf Bereiche unterhalb von Felswänden des Hauptdolomits und der Seefelder Schichten der Inntal-Decke und des Hauptdolomits der Lechtal-Decke beschränkt, wobei im Bereich der Inntaldecke der Schuttanfall wesentlich größer zu sein scheint. Der Grund dafür ist zum einen im lithologischen Aufbau (Wechselagerung von Hauptdolomit und Seefelder Schichten) und zum anderen in der tektonischen Überprägung der basalen Inntaldecke und einer damit verbundenen erhöhten Erosionsanfälligkeit zu sehen.

Felssturzablagerungen

Diese spielen im kartierten Gebiet nur eine untergeordnete Rolle und wurden lediglich in einem kleinen Bereich nordöstlich unterhalb des Mühlischrofens im Gramaiser Tal kartiert.

Vernässungszonen, Torf- und Moorablagerungen

Zwei kleine, auf der Karte eingezeichnete Vernässungszonen westlich der Griebbachalpe und bei Wasen, südöstlich

von Bach sind auf die Verbreitung der Kössener Schichten beschränkt, die dort als Stauhohizont fungieren.

Rutschmassen (Erd-Schuttströme, oberflächennah)

Flachgründige Rutschmassen sind im Arbeitsgebiet hinsichtlich ihrer Verbreitung auf die Kössen-Formation und die Allgäu-Formation beschränkt. Bei Gümple, bei Tajen und nördlich von Wasen, südöstlich von Bach, kann man flachgründige Massenbewegungen an der unruhigen Morphologie (Rutschbuckel) und an erosiven Anrissen kleiner flachgründiger Sackungen erkennen. In diesem Zusammenhang sind auch die flachgründigen Erosionserscheinungen auf den Jura- und Kreideabfolgen der Lechtal-Decke zu erwähnen, die zum Großteil durch Schneeschurf verursacht sein dürften. Es sind jedoch immer wieder auch gravitative Prozesse mitbeteiligt. Die beschriebenen Phänomene sind jedoch zu kleinräumig, um sie auf der vorliegenden geologischen Karte darzustellen.

Rutsch-, Gleit-, Sackungsmasse (tief greifend)

Die einzige, tiefgründige Massenbewegung befindet sich südlich von Bach, orographisch rechts über dem Alperschonbach. Es handelt sich um aktive Rutschungen in der Kössen-Formation. Neben der generellen Anfälligkeit der Kössen-Formation für Massenbewegungen dürfte auch eine Abschiebung zwischen Wasen und dem Alperschonbach in diesem Zusammenhang eine Rolle spielen.

Anthropogene Ablagerungen

Diese betreffen im kartierten Gebiet vor allem Aufschüttungen an Forstwegen.

Tektonik

Tektonischer Rahmen

Das kartierte Gebiet umfasst den südlichsten und basalsten Teil der Inntal-Decke und die höheren Anteile der Lechtal-Decke mit den bereits beschriebenen Abfolgen der obersten Trias, des Jura und der unteren Kreide

Tektonische Hauptphasen (Sedimente und Strukturen)

Die wichtigsten tektonischen Strukturen im bearbeiteten Gebiet sind die ca. E-W-streichende Deckengrenze mit der Inntal-Decke im Süden und der Lechtal-Decke im Norden, weiters eine NE-SW- bis E-W-streichende S-vergente Abschiebung zwischen dem Bereich Zirnbach – Haselbach im Osten und Tajen (bei Bach), im Westen und eine weitere ungefähr parallele Abschiebung zwischen dem Ruitelbach und der Ortschaft Bach.

Extensionstektonik in der Obertrias (?)

Die oben beschriebenen Breccien der Seefelder Schichten der Inntal-Decke südwestlich der Griebbachalpe können aufgrund ihrer faziellen Ausbildung und Mächtigkeit nur durch synsedimentäre Tektonik im Zuge einer Extensionsphase oder in einem transtensiven Regime an einer Seitenverschiebung entstanden sein (Bildung eines Pull-apart-Beckens). Für diese Annahme konnten im Gelände nur fazielle, jedoch keine strukturellen Befunde ausgemacht werden.

Jurassisch-kretazische Extensionsstrukturen

- Abschiebung zwischen dem Otterbach und dem Alperschonbach

Am Otterbach im Gramaiser Tal, zwischen den Einmündungen des Zirnbaches und des Haselbaches, ist eine ca. ENE-WSW-streichende, steil nach NNW einfallende Störung aufgeschlossen, an der die Allgäu-Formation im Süden gegen den Hauptdolomit der Lechtal-Decke im Norden versetzt ist. Die Mergel der Allgäu-Formation sind stark zerschert und an der, durch die alpidische Steilstellung der Abfolge, invertierten Abschiebung geschleppt. Der Plattenkalk und die Kössen-Formation fehlen aufgrund des Schichtausfalls.

Diese Abschiebung lässt sich nach Südwesten bis zum orographisch linken Zufluss des Schafkarbaches verfolgen, wo die strukturelle Situation durch eine konjugierte, E-vergente Zweigabschiebung noch komplexer wird. An dieser Zweigabschiebung sind die Ammergau-Formation bzw. die Lech-Formation im N gegen die Allgäu-Formation im S abgeschoben. Dadurch entsteht in diesem Bereich eine Grabenbruch-Struktur. Die Hauptabschiebung verläuft von hier in Richtung W zum Lagjoch, wo die Ammergau-Formation gegen die hier tektonisch stark reduzierte Kössen-Formation der Lechtal-Decke abgeschoben ist. Jenseits des Lagjochs biegt diese Abschiebung wieder in eine SW-Streichrichtung um. Im Bereich der Griebbachalpe wird sie von quartären Ablagerungen verdeckt.

Da die Abschiebung und die Schichtung nahezu parallel verlaufen, ergeben sich generell spitzwinkelige Schrägzschnitte.

Westlich der Griebbachalpe kommt die beschriebene Abschiebung wieder zum Vorschein. Hier sind die Mittleren Allgäu-Schichten mit dem Manganschiefer-Horizont gegen die Kössen-Formation bzw. gegen die Kendelbach-Formation versetzt. Diese Struktur lässt sich über den Glabkopf und das Ruitelkar bis Tajen verfolgen. Aufgrund des Streichens der Ausbisslinie dürfte die Abschiebung in diesem Abschnitt steil nach S einfallen. Ihre Verlängerung nach SW wird vermutlich von der Abschiebung zwischen Wasen und dem Alperschonbach gebildet. Da davon auszugehen ist, dass es sich bei den beschriebenen Teilabschnitten um ein und dieselbe Struktur handelt, weist diese demnach eine beträchtliche laterale Erstreckung über den gesamten kartierten Gebietsstreifen auf.

Da von der Abschiebung auch die Ammergau-Formation und sogar die Lech-Formation betroffen sind, muss sie jünger als höhere Unterkreide sein. Andererseits scheint sie von der prä-gosauischen Einengungsphase überprägt worden zu sein, und kann somit nicht mit der Extensions-tektonik der Gosau zusammenhängen.

- Abschiebung zwischen dem Ruitelbach und dem Alperschonbach

An einer weiteren, ca. E-W-streichenden, S-vergenten Abschiebung in der Lechtal-Decke sind die Kössen-Formation, der Plattenkalk und der Hauptdolomit im Süden gegen die Raibler Schichten im Norden versetzt. Auch diese Struktur wurde im Zuge der alpidischen Kompressions-tektonik bereichsweise überkippt. Bei Karlesloch tauchen die Kössener Schichten an der Störung steil nach Norden unter die Raibler Schichten ab, ein Befund, der nur durch

die Überkipfung einer Abschiebung plausibel erklärt werden kann.

Das Alter dieser Struktur könnte jurassisch oder ebenfalls kretazisch sein.

- Kleinere Abschiebungen

Südöstlich der Grießbachalpe treten am Grießbach 2 kleine Abschiebungen mit Versätzen von 2 bis 3 m an der Basis und am Top der Ruhpolding-Formation auf. Diese streichen WSW-ENE und gehen somit vermutlich ebenfalls auf jene Extensionsphase zurück, welche zu den oben beschriebenen, großen Abschiebungen geführt hat.

Westlich der Gartenspitze ist an einer E-W-streichenden Abschiebung die Lech-Formation ca. 7 m gegen die Ammergau-Formation versetzt. Diese Abschiebung wird durch die prä-gosauische Deckenüberschiebung plombiert.

Eoalpine (prä-gosauische) Einengungsstrukturen

- Deckengrenze

In diesem Zusammenhang ist zuallererst die bereits erwähnte Überschiebung der Inntal-Decke im Süden über die Lechtal-Decke im Norden zu nennen, die am Südrand des Arbeitsgebietes nahezu durchgehend aufgeschlossen ist und auch kartiert werden konnte.

Ganz im Osten, zwischen dem Otterbach und dem Mühl-schrofen ist der Verlauf der Deckengrenze an Einzelauf-schlüssen gut kartierbar. An der heute nahezu saiger stehenden Struktur überschieben der Hauptdolomit und die Seefelder Schichten die Inntal-Decke, die Ammergau-Formation die Lechtal-Decke. Zwischen Knebel und dem Schafkarbach kann der Verlauf der Deckenüberschiebung aufgrund der Bedeckung durch quartäre Sedimente nur vermutet werden.

Am orographisch linken Seitenbach des Schafkarbachs ist diese Überschiebung knapp (3 m) südlich des oben beschriebenen Grabenbruchs an einem erosiven Anbruch wieder aufgeschlossen.

Am Gampenjoch fällt die Deckengrenze mit 40° bis 50° nach S ein. Südlich davon lassen sich zwei weitere, steilere Zweigüberschiebungen innerhalb des Hauptdolomits ausmachen. Schergefüge zeigen eine Überschiebung nach NW an. Der Hauptdolomit der Inntal-Decke ist hier zerlegt und bereichsweise kataklastisch deformiert, die kretazischen Schichtglieder der Lechtal-Decke sind im Nahbereich der Überschiebung generell extrem verfaultet und zerschert.

Zwischen dem Gampenjoch und dem Grießbach weist der Hauptdolomit eine erstaunlich geringe tektonische Überprägung auf und die Deckengrenze bildet eine eher unscheinbare Fuge von wenigen Dezimetern Breite. Die Deformation wurde hier vor allem durch die Kalke und Mergel der Ammergau-Formation und der Lech-Formation aufgenommen.

Knapp nördlich und südlich der Gartenspitze sind im Hauptdolomit der Inntal-Decke mehrere E-W-streichende subvertikale Störungen aufgeschlossen. An den Schergefügen kann man erkennen, dass es sich nicht um Blattverschiebungen, sondern um steilgestellte Zweigüberschiebungen der Deckenüberschiebung handelt.

Am nördlichen und nordwestlichen Wandfuß der Ruitelspitze ist die Deckengrenze fast durchwegs gut aufgeschlossen und kartierbar.

Südwestlich von Gümpel fällt sie zum Alperschonbach hin ab. Der Hauptdolomit und die Seefelder Schichten der Inntal-Decke sind hier über die Lech-Formation überschoben.

- Seitenverschiebungen

Westlich unterhalb der Gartenspitze ist die Deckengrenze an 2 parallelen, NW-SE-streichenden Seitenverschiebungen, jeweils um 15 bis 20 m dextral versetzt. Hierbei handelt es sich vermutlich um Querverschiebungen (cross faults), die mit der prä-gosauischen Einengung und Deckenbildung zusammenhängen.

- Faltenstrukturen und Schergefüge

Im gesamten Arbeitsgebiet weisen ca. SW-NE-streichende Faltenachsen von mehr oder weniger isoklinalen Faltenstrukturen auf die prä-gosauische Einengung hin. So sind z.B. am Otterbach im Gramaiser Tal, in der Allgäu-Formation zahlreiche m-große, NW-vergente Falten aufgeschlossen. Nordöstlich des Gampenjochs kann man diese Deformation an Großfalten (100er-m-Bereich) in der Ruhpolding-, der Ammergau- und in der Lech-Formation deutlich erkennen, auch wenn diese Strukturen später durch die jüngere, tertiäre Einengungsphase überprägt wurden. Auch der Verlauf der Ausbisslinie der Deckengrenze weist abschnittsweise auf eine langwellige Verfaltung mit prä-gosauisch entstandenen Achsen hin.

Die gemessenen Schergefüge an der Deckenüberschiebung zeigen allgemein Überschiebungen nach W bis NW an.

Strukturen der meso- bis neosalpinen Kompressionsphase (Eozän bis Miozän)

Die über weite Bereiche erfolgte, generelle Steilstellung der Abfolgen der Inntal-Decke und der Lechtal-Decke geht in erster Linie auf die tertiäre Kompressionstektonik zurück. Ebenso wurden im Zuge dieser Phase Abschiebungsflächen invertiert.

- Seitenverschiebungen

Eine NE-SW-streichende, sinistrale Blattverschiebung nordöstlich des Gampenjochs versetzt die oben beschriebene Abschiebung um ca. 200 m. Diese dürfte im Zuge der tertiären Kompressionsphase gebildet worden sein.

Auch die ca. N-S-streichende Seitenverschiebung südwestlich des Gampenjochs, an der die subvertikale Deckengrenze um 15 bis 20 m sinistral versetzt ist, ist vermutlich im Zuge der tertiären Einengungsphase entstanden.

- Faltenstrukturen und Schergefüge

Wie bereits oben erwähnt, weisen im Gelände zahlreiche Faltenstrukturen und Schergefüge auf die tertiäre, N-S- bis NNE-SSW-gerichtete Einengungsphase hin und bereichsweise kann man auch die Überprägung älterer Strukturen an ihrer Verbiegung bzw. Steilstellung deutlich erkennen. Neben der Deformation der prä-gosauischen Faltenstrukturen zeigt sich die tertiäre Deformation auch in einer langwelligigen Verfaltung der kretazischen Abschiebungsflächen und der prä-gosauischen Deckengrenze. Im Bereich der Gartenspitze kann man deutlich sehen,

dass die Deckengrenze zweiphasig verfault ist. Während sie westlich unterhalb der Gartenspitze mit ca. 50° nach SE einfällt, ist sie nördlich der Gartenspitze nahezu horizontal. Der Grund ist eine Verbiegung der Fläche um eine E-W-bis NW-SE-streichende, im Zuge der tertiären Einengung entstandene Achse. Am Verlauf der Ausbissli-

nie nordöstlich bis östlich unterhalb der Gartenspitze ist zudem eine deutliche Verbiegung der Deckengrenze um bereits prä-gosauisch entstandene Faltenachsen festzustellen. Vereinzelt kann man im Gelände auch eine tertiäre Reaktivierung prä-gosauisch entstandener Scherflächen erkennen.

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Nördliche Grauwackenzone/ Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Problemstellung

Der Grenzziehung zwischen Nördlicher Grauwackenzone und Innsbrucker Quarzphyllit kommt eine große Bedeutung zu, da es sich um die tektonisch hochrangige Grenze zwischen Unterostalpin und Oberostalpin handelt. Bedingt durch ähnliche Lithologien im Quarzphyllit (Serizit-Quarzite, Phyllite und diaphthoritische Quarzphyllite) und der Grauwackenzone (Wechselfolge von Metasandsteinen, Metasiltsteinen und Phylliten) führte die feldgeologische Ansprache immer wieder zu Unstimmigkeiten. Vor allem an den Gebietsgrenzen zwischen verschiedenen Bearbeitern kam es zu „Blattrandverwerfungen“. Die prograde Metamorphose in der Grauwackenzone einerseits und die retrograde Metamorphose des Quarzphyllits andererseits führt zu einer lithologischen Konvergenz, die im Grenzbereich kulminiert. Die klassische Herangehensweise, die Grenzziehung längs eingeschalteter Augengneislinsen vorzunehmen, ist gescheitert. Die Kartierungen der letzten Jahre zeigen zweifelsfrei, dass Augengneise neben der Lage an der Grenze Unterostalpin/Oberostalpin sowohl innerhalb der Grauwackenzone als auch innerhalb des Quarzphyllits vorkommen können. Abschließende geochronologische Untersuchungen hierzu sind im Gange.

Um eine konsistente Kartendarstellung zu erhalten, wurden in den fraglichen Gebieten zahlreiche Dünnschliffe hergestellt und petrographisch bearbeitet. Die Ergebnisse sind in einer Neugestaltung der Manuskriptkarten 1:10.000 für einen Bereich von etwa 55 km² Größe niedergelegt.

Umgrenzung des Bereichs

Der strittige Bereich befindet sich vorwiegend im Windautal. Er beginnt im Norden auf Höhe Brunnachalm – Tagweidalm und endet südlich auf Höhe Baumgartenalm. Die Grenzziehung westlich der Windau, zwischen Gasthof Wegscheid (Kurzer Grund), Haldenstein und Unterfoischingalm wurde ebenfalls mituntersucht. Besondere Bedeutung kam dem Bereich zwischen Gerstinger Tretl und Miesenbachalm zu. Durch einen weitgehend senkrecht zum Streichen verlaufenden Güterweg, der zum Tagweid- und zur Miesenbachalm führt, war hier auch eine engräumige Probenahme möglich.

Insgesamt kommen acht Manuskriptblätter (Maßstab 1:10.000) als revidierte Fassung zur Abgabe, die je nach Fall vollständig oder in Teilen neu gezeichnet wurden. Dies entspricht einer Fläche von etwa 55 km².

Methodik und Ergebnis der Dünnschliffuntersuchungen

Unter Berücksichtigung der tektonischen Raumlage wurden senkrecht zum lithologischen Grenzverlauf Dünnschliff-Profile längs von Forstwegen gelegt (u.a. Windau-Haupttal, Weg zur Miesenbachalm). Diese wurden ergänzt durch weitere in der Fläche verteilte Proben. Insgesamt liegen 56 Dünnschliffe vor. Es war möglich, Qualifikanden in die Bearbeitung der Schliffe einzubeziehen. Hierbei ist insbesondere die Diplomarbeit KÖNIG (2009) mit der Bearbeitung von 37 Dünnschliffen zu erwähnen.

Folgende Methoden wurden angewandt:

- Qualitativer und quantitativer Mineralbestand
- Gefüge-Untersuchungen
- Klast-Matrix-Verhältnis
- Korngrößenstatistik pro Teilgefüge
- Elliptizitäten
- Glimmer-Geochemie an wenigen ausgewählten Proben.

Im ersten Ansatz zeigte sich, dass auch im mikroskopischen Bild die genaue Grenzziehung nicht trivial ist. Es gelang aber, die Abgrenzung einer Übergangszone von Bereichen mit eindeutigen sedimentären Reliktgefügen (Grauwackenzone) und eindeutig metamorphem Gefüge (Quarzphyllit). Beweise für die Zugehörigkeit zur Grauwackenzone bilden Relikte eines sedimentären Lagenbaus zwischen quarz- und albitreichen klastischen Lagen und siltig-tonigen Lagen, reliktsche Gradierungen, der Nachweis von größeren Quarz- oder Feldspatklasten sowie von Detritusglimmern. Beweise für die Zugehörigkeit zum Quarzphyllit bilden ein postkinematisches, metamorphes Quarz-Albit-Pflastergefüge mit 120°-Gleichgewichtskorngrenzen, die Stabilität grobscheitigen Biotits bzw. Pseudomorphosen von scheidigem Chlorit nach Biotit.

In der Übergangszone Quarzphyllit/Grauwackenzone ist auch im Dünnschliff-Maßstab ein kontinuierlicher Übergang von stark duktil deformiertem sedimentärem Lagenbau in feinkörniges, metamorphes Pflastergefüge festzustellen. Dies erklärt, warum eine rein feldgeologische Grenzziehung misslingen musste. Hierbei nimmt die Rekristallisations-Korngröße in der sedimentären Matrix der Grauwackenzone-Schliffe kontinuierlich zu.

Neben der Ausmessung mittlerer Korngrößen, getrennt für das Quarz/Albit- und das Glimmer-Teilgefüge wurden auch Kornformanalysen durchgeführt. Hieraus wurden zahlrei-

che Diskriminationsdiagramme erstellt. Eine Auswahl der Ergebnisse sei vorgestellt:

- Das Quarz-Albitgefüge weist im Trend Längsachsen von 0,06 mm (Quarzphyllit) gegenüber 0,03 mm (metamorphe Grauwackenzone) auf.
- Bei den Hellglimmer- bzw. Serizit-Längsachsen erscheint der Korngrößen-Wechsel von 0,1 mm im Quarzphyllit zu 0,05 mm für die metamorphe Grauwackenzone als diskriminativ.
- Im Quarzphyllit werden maximale Hellglimmer-Korngrößen (Längsachsen) bis 0,15 mm erreicht, während die metamorphe Serizitsprossung in der Grauwackenzone eher bei 0,08 mm liegt.
- Scharf diskriminierend ist keines der benutzten Diagramme.

Die Thematik korreliert mit dem berühmten alten Streit zur Festlegung der Grenze Phyllit/Glimmerschiefer. Hier wurde im SYMPOSIUM (1962) 0,1 mm „Blättchendurchmesser“ der Hellglimmer als Grenze festgelegt. Die fraglichen Gesteine bewegen sich also genau in diesem Grenzbereich.

Trotz der aufwendigen Gefüge-Untersuchungen blieben noch einige Proben in ihrer Zuordnung unklar. Eine sehr klare Trennung eröffnete sich in der Untersuchung der Hellglimmer-Chemie. Dies konnte aus Kosten- und Zeitgründen nur an wenigen Proben exemplarisch durchgeführt werden. Im Phengit-Muskovit-System erweisen sich die metamorph gesprossenen Glimmer des Quarzphyllits als reine Muskovite, während die metamorph gesprossenen Glimmer der Grauwackenzone eine deutliche Phengit-Komponente aufweisen. Dies gilt jedoch nicht für die Detritus-Glimmer der Grauwackenzone, die durch PANWITZ (Diss., 2006) sehr ausführlich geochemisch und geochronologisch untersucht wurden. Zur Vermeidung von Verwechslungen ist daher auch hier höchste präparative und mikropische Sorgfalt geboten.

Die Ergebnisse wurden durch erneute Geländebegehungen unter Einbeziehung der tektonischen Messdaten in die geologische Kartendarstellung eingearbeitet.

Ergebnis: Verbreitung der Gesteine

Wie bereits in früheren Berichten dargestellt, kommen großräumig drei verschiedene Raumlagen zwischen Quarzphyllit und Grauwackenzone vor:

- Am häufigsten ist die Vertikalstellung der Grenze, wie im Bereich Pass Thurn – Großer Rettenstein – Aschau/Karalm – Gerstinger Tretl.
- Weiterhin kommen Bereiche vor, an denen der Quarzphyllit flach auf Grauwackenzone auflagert. Dies stellt die klassische Lehrmeinung insofern auf den Kopf, als die tektonisch tiefere Deckeneinheit (Unterostalpin) auf dem tektonisch höheren Oberostalpin zu liegen kommt.
- Eher selten kommt die Grauwackenzone flach auf Quarzphyllit zu liegen.

Letztere Variante ist jedoch in allen geologischen Übersichtskarten der Alpen und Schema-Profilen umgesetzt. Die Karten sind in diesem Detail somit alle falsch.

Die Grenze von Interesse wird durch Sprödstörungen eindeutig versetzt. Dies ist nun quantifizierbar, wie z.B. im Kurzen Grund am Ghf. Wegscheid (etwa 900 m) oder im Windautal an der Baumgartenalm (500 m).

Andere Teile des Grenzverlaufs werden durch steilachsige Faltung erklärbar. Diese überprägen den ursprünglichen, steil NE-SW-streichenden Lagenbau erheblich und stellen wohl ebenfalls ein spätes Ereignis dar. So kommt der überraschende Wechsel von senkrechttem Verlauf am Tagweidl zu flacher Raumlage an der Strubschlagalm zustande. Dies erklärt den bedeutenden Nord-Vorsprung des Quarzphyllits bis zum Gerstinger Tretl in den Gipfellagen zwischen Gerstinger, Tanzkogel und Schwarzkarkogel, im Gegensatz zur Position der Grenze im Windautal.

Als drittes Ergebnis ist die Existenz von Verschuppungen zwischen Quarzphyllit und Grauwackenzone festzuhalten (Steinbergstein/Haldenstein). Diese sind jedoch sehr kleinräumig.

Formt man die Sprödstörungen gedanklich zurück, ergibt sich eine duktile, wellblechartige Überfaltung und Verbiegung der Grenze Quarzphyllit/Grauwackenzone, die einen schlangenlinienförmigen Verlauf der Grenze nach sich zieht. Folgende Zeitreihe von Ereignissen erscheint als logisch:

- Letzte Gefüge-Equilibrierung im Bereich höherer Grünschieferfazies für den Quarzphyllit.
- Gemeinsame duktile Scherung beider Einheiten in flacherem Regime, für den Quarzphyllit retrograd, für die Grauwackenzone prograd. Hierbei Vertikalposition der Grenze.
- Danach Faltung im duktilen Milieu mit beginnender Tendenz zu spröduktilem Regime.
- Zuletzt Sprödstörungen, meist mit dem Verlauf der Haupttäler identisch.

Die zeitliche Eichung dieser Ereignisfolge ist noch offen.

Im Zuge der Neuzeichnung der Manuskriptkarten im Maßstab 1:10.000 wurden auch die Bereiche um den Lodron, Gasthof Steinberghaus, Pastawald und Tagweidlalm neu bearbeitet. Hier ging es um die Angleichung der Gesteinsansprache zwischen den Kartierungen BERBERICH (2006), PANWITZ (2006) und HEINISCH (2002, 2003). Speziell war hier die Zuordnung zur Schattberg-Formation bzw. Löhnersbach-Formation unklar. Die ursprüngliche Variante, Löhnersbach-Formation mit zahlreichen enthaltenen Meta-Sandsteinbänken auszuscheiden, wurde durch die Definition zusammenhängender Zonen aus Schattberg-Formation ersetzt. Der betrachtete Ausschnitt weist durchgängig eine kräftige Deformation auf, welches auch mit die Ursache für die unterschiedliche Feldansprache war. Die Zone ist somit insgesamt dem Bereich der höher metamorphen Grauwackenzone (Übersignatur) zuzuweisen.

Perspektive

Im Zuge der Neuordnung des alpinen Deckensystems nach Art und Grad der alpidischen Metamorphose, wie sie in der Bundesländerkarte Salzburg durch Abgrenzung des Koralpe-Wölz-Deckensystems erfolgt ist (PESTAL et al., Erläuterungen zur geol. Karte von Salzburg 1:200.000, 2009), ist dringend der Zeitpunkt der letzten penetrativen Gefügebildung im hier untersuchten Grenzbereich zu klären. Bisher ist völlig offen, ob die letzte gefügeprägende Hellglimmerblastese, deren Korngrößen verglichen wurden, variszischen oder alpidischen Alters ist. Offen ist auch, wie viele Metamorphose-Ereignisse insgesamt gefügeprägend waren. Damit wird auch fraglich, ob die Grenze Quarzphyllit/

Grauwackenzone überhaupt eine alpidische Deckengrenze darstellt, wie es die letzten 100 Jahre Lehrmeinung war.

Hier können nur ausführliche geochronologische und gefügekundliche Untersuchungen weiterhelfen, die intensiv mit Geländearbeiten gekoppelt werden müssen.

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

HELMUT HEINISCH & CLAUDIA PANWITZ
(Auswärtige Mitarbeiter)

Stand der Arbeiten

Die Zielsetzung des Jahres 2009, die geologische Aufnahme im Windau- und Kelchsautal bis zu den jeweiligen Tal-schlüssen auszudehnen, wurde weiterverfolgt. Konkret stand im Jahr 2010 die Kartierung des Bergrückens an, der im Kelchsautal den Langen Grund vom Kurzen Grund trennt. Der nach Süden auf 2300 m Höhe ansteigende Gipfelbereich ist weitgehend unerschlossen und schwer zugänglich. Verfallene Almen und Wege deuten auf Umnutzung in ein privates Jagdgebiet hin. Eine absichtliche Behinderung der Zugänglichkeit manifestiert sich auch in mächtigen Schrankenbauten und Vergitterungen an der Bachquerung im Kurzen Grund.

Erst ab dem südlich folgenden Schafsiedel, der im Jahr 2011 Gegenstand der Aufnahme sein soll, besteht eine touristische Anbindung über Wanderwege an die Bamberger Hütte. Die im Jahr 2010 aufgenommene Fläche umfasst etwa 11 km².

Umgrenzung des Bereichs

Das Kartiergebiet liegt, leicht überlappend, südlich des Diplomkartiergebietes von WALTHER (2004). Die Westgrenze ist durch den Blattrand von Blatt Neukirchen gegeben und schneidet etwa im Bereich der Stubalm die Talaue des Langen Grundes. Eine steile Waldflanke führt vom Osthang des Langen Grundes in die baumfreie, von enormen Schuttmassen umrahmte Gipfelregion, mit den Erhebungen von Kreuzjoch, Foischingkopf, Dürnbergstein und Stanglhöhe. Die Ostgrenze der Aufnahme schließt mit Foissbachalm und Wildkar die Lücke zu den Kartierungen von HEINISCH (2008). Weiterhin konnte die Lücke um die Manzenkaralm in Richtung der Fahrstraße zur Bamberger Hütte geschlossen werden, wo in 2009 der Zugang aus jagdlichen Gründen verwehrt worden war.

Lithologie und Verbreitung der Gesteine

Die überwiegende Fläche besteht aus monotonem Innsbrucker Quarzphyllit. Die Gipfelregion besteht hauptsächlich aus quarzitischem Quarzphyllit. In der Flanke zum Langen Grund, Bereich Kälberarnbach – Stubalm, unterlagern Gesteine der Grauwackenzone und Augengneise den Quarzphyllit. Die durch WALTHER (Jb. Geol. B.-A., 144, 2004) mit Dünnschliffdaten und ausführlichen weiteren Untersuchungen festgelegte Grenze zwischen Grauwackenzone und Quarzphyllit wurde bestätigt und nach Süden weiterverfolgt. Exorbitante Wanderblockhalden und großräumige Hangbewegungen erschweren die genaue Definition die-

ser so wichtigen tektonischen Grenze im kartierten Ausschnitt beträchtlich.

Innsbrucker Quarzphyllit

Der Innsbrucker Quarzphyllit umfasst 80 % des Kartiergebietes. Generell handelt es sich petrographisch um eher quarzreiche Quarzphyllite. In den Gipfelregionen von Dürnbergstein, dem Wildkar und der Stanglhöhe sind in hohem Maße Serizitquarzite eingeschaltet. Die eher blockig-bankig absondernden Serizitquarzite sind intensiv verfaultet und verzahnen auch lateral mit glimmerreicherem Quarzphyllit. Das makroskopische Gefüge ist identisch mit den bisher aufgenommenen Quarzphyllit-Bereichen (HEINISCH, 2009). Es zeigt intensive Kleinfältelung. Überschneidungsrelationen belegen mindestens drei Falten- und Schieferungs-generationen. Die vielfache Teilbarkeit durch Schieferung in verschiedenen Raumrichtungen führt makroskopisch zur Absonderung von Megablöcken, ähnlich wie sie bei massigen Gesteinen zu erwarten wären.

Das Dünnschliffbild bestätigt das Bild der polyphasen duktilen Faltung, Schieferung und Interdeformation. Zwischen serizitbelegten jüngeren Schieferflächen sind in Mikrolithons überformte gröberschichtige Hellglimmer samt Quarz/Albit-Pflastergefüge erhalten. Stabiler Biotit oder Granat können auch in diesem Teilgebiet nicht nachgewiesen werden. Chlorit-Pseudomorphosen nach Biotit weisen jedoch auf eine Peak-Metamorphose im Biotit-Stabilitätsfeld hin, der eine retrograde Überprägung folgte.

Gesteine der Grauwackenzone

Die Gesteine der Grauwackenzone werden in erster Linie durch deformierte Schattberg-Formation repräsentiert. Diese tritt sowohl in der westlichen als auch der östlichen Talflanke des Langen Grundes zutage. Östlich oberhalb des Gasthofs Moderstock ist eine dünne Tuffitschiefer- und Porphyroid-Lage eingeschaltet. Da auch die Gesteine der Grauwackenzone duktil deformiert sind, ist eine Gelände-Abgrenzung zum Quarzphyllit nicht trivial. Ausführliche Dünnschliffdaten und weitere Auswertungen hierzu sind in der Diplomkartierung WALTHER (2004) dokumentiert.

Ortho-Augengneise

Zwei lagige Einschaltungen von Ortho-Augengneisen treten auf. In diesem Falle liegen beide an der Grenze Quarzphyllit/Grauwackenzone, welches die Grenzziehung zwischen den beiden Einheiten vereinfacht. Ein größeres Vorkommen befindet sich an der Forststraße unterhalb der Geist-Jagdhütte auf 1400 m Höhe, ein kleineres an einem Forstweg auf 1300 m Höhe südlich des Kälberarnbaches. Letzteres lässt sich aufgrund von Wanderblock-Bestreuerung nur konstruktiv Richtung Talaue Langer Grund extrapolieren. Die Augengneise sind von bräunlicher bis schwärzlicher Farbe, sondern bankig ab und weisen die charakteristischen, mehrere cm großen Kalifeldspat-Porphyrroklasten auf. Vor allem am Rand sind sie intensiv zerschert.

Überlegungen zum tektonischen Bau und zur Gesamtsituation

Den wichtigsten Aspekt beim Gesamtbau bildet der Umstand, dass im Untersuchungsgebiet der Innsbrucker Quarzphyllit flach auf der Grauwackenzone auflagert, ent-

gegen der allgemeinen Lehrmeinung, der Innsbrucker Quarzphyllit stelle das tektonisch Liegende der Grauwackenzone dar. Unmittelbar an der Grenze finden sich hier zwei Augengneis-Züge.

Flacher Lagenbau mit ca 30° Einfallen nach Ost bis Südost ist charakteristisch für den gesamten Abhang zum Langen Grund, sofern dies aufgrund massiver Massenbewegungen zweifelsfrei zu ermitteln ist. In den Gipfellen von Gamsbrunn – Foischingkopf – Herzogkogel bedingt eine deutliche duktile Verfallung einen Wechsel auf flaches Südfallen. Östlich anschließend, im Umfeld der Stanglhöhe, dreht der lithologische Wechsel auf West-Ost-Streichen bei zunehmender Versteilung von 60° Süd bis auf 80° Süd. So erfolgt der Übergang in den straffen Lagenbau, wie er für das Umfeld des Kurzen Grundes charakteristisch ist. Neben den gemessenen strukturellen Daten lässt sich die Faltung nur über die Auskonstruktion von Quarzit-Einschaltungen graphisch fassen. Diese sind nicht als trennscharfe Grenzen anzusehen. Die Quarzite gehen lateral und vertikal in normalen Quarzphyllit über. Klare andere lithologische Kontraste fehlen. Gemessene Kleinfaltenachsen streichen größtenteils SSW–NNE, bei flachem Abtauchen nach Süden.

Die wesentlichen Sprödstörungen definieren den Verlauf von Langem Grund und Kurzem Grund. Aus dem kartierten Teilabschnitt sind Versatzbeträge und Richtungen nicht ableitbar. Für den Langen Grund wird die Weiterverfolgung des Augengneiszuges auf der gegenüberliegenden Talflanke (Blatt Wörgl) die Lösung bringen. Die Achsen der glazialen Karböden werden ebenfalls von Verwerfungen durchzogen. Mangels geeigneter Leithorizonte sind keine Bewegungsrichtungen ableitbar.

Quartär, Massenbewegungen

Das Gipfelpanorama wird von sehr ausgeprägten Karbildungen umrahmt. Die Kare sind ungewöhnlich stark von Blockschuttmassen erfüllt. Es wurden sowohl Lokalmoränen als auch fossile Blockgletscher ausgeschieden. Bis in mittlere Höhenlagen (1700 m) sind reliktsche Wallformen erkennbar (u.a. Arnbach-Jhdt. oder Manzenkar). Die Gipfel scheinen förmlich im Blockschutt zu ersticken. Wegen des monomikten lokalen Schuttbestandes aus Quarzphyllit handelt es sich bei den ausgeschiedenen Moränenflächen ausschließlich um Lokalmoränen. Lediglich am westlichen Hangfuß des Langen Grundes (Stubalm) ist unter durchgängig verfolgbarer Eisstau-Sedimenten ein Rest von verdichteter Grundmoräne mit zentralalpinem Anteil erhalten.

Das auffälligste geomorphologische Phänomen des Kartiergebietes stellen großflächige Massenbewegungen dar. Diese kommen als im Verband gegliederte Massen, aber auch in Gestalt von vollkommen zerlegten Wanderblock-Halden vor. Das Phänomen betrifft die gesamte Ostflanke des Langen Grundes. Hier ist der Talquerschnitt durch die Massenbewegungen zu einem sekundären V-Tal verengt. Trotz erheblicher Hangneigung finden sich in den waldbewachsenen Hängen nur Megablöcke und nichts Anstehendes. Es gibt aber auch keine morphologischen Hinweise auf aktuelle Bewegungen. Die Entlastung der Hänge dürfte spät- bis postglazial erfolgt und dann zur Ruhe gekommen sein.

Der monolithologische Quarzphyllit-Blockschutt wurde mit eigener Signatur ausgeschieden. Hier ist zu klären, wie die

endgültige Kartendarstellung erfolgen sollte. Auch die im übergeordneten Zusammenhang wichtige Grenze Quarzphyllit/Grauwackenzone ist von der Wanderblock-Bedeckung betroffen. Die auffällige Geschiebelieferung rings um den Gipfelkomplex Dürnbergstein – Stanglhöhe erklärt die überproportional große Häufigkeit von manchmal hausgroßen Quarzphyllit-Findlings-Blöcken im gesamten Kelchsautal und bis ins Alpenvorland.

Entsprechend der Mobilität der Flanken zeigen sich in sämtlichen Gipfeln und Graten Zerrspalten. Sie häufen sich in betont quarzitischer Lithologien. Bogenförmige Abrisse und damit korrelierbare Sturzmassen sind z.B. im Umfeld des Dürnbergstein und des Manzenkars erfasst.

Ausblick

In logischer Fortsetzung wären für das Geländejahr 2011 der südlich anschließende Bereich vom Schafsiedel bis zur Landesgrenze Tirol/Salzburg zur Aufnahme vorgesehen sowie das Frommbachtal mit Fünfmandling und Salzachgeier.

Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

CLAUDIA PANWITZ
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Stand der Arbeiten

Es wurde strategisch festgelegt, für die Gebietsauswahl der Geländeaufnahme auch Einzugsgebiete, Zugänglichkeit und Verfügbarkeit von Befahrungserlaubnissen zu berücksichtigen. Damit bestand die Aufgabe, die nun schon seit 10 Jahren währende Aufnahme der sehr langen Täler von Windau und Kelchsau bis zu den jeweiligen Talschlüssen auszudehnen. Der hier beschriebene Teil der Aufnahme erfasst den Talschluss des Windau-Tales, samt eines an der Miesenbachalm endenden, subparallelen Seitentales. Die Kartierfläche schließt damit am Ostrand an die noch aus dem Aschauer Tal vorgenommenen Begehungen von HEINISCH (2001) an. Im Süden wurde jeweils bis zu den Gipfeln kartiert, die den Grenzgrat zum Salzachtal aufbauen. Dies entspricht der Bundesländergrenze Tirol/Salzburg. Die von der Autorin aufgenommene Fläche umfasst etwa 10 km².

Umgrenzung des Bereichs

Der etwa rechteckige Geländestreifen grenzt im Norden an die Aufnahmen des Jahres 2008 an. Er beginnt an einer E-W-verlaufenden Linie auf Höhe Oberfoischingalm – Miesenbachalm. Im Westen endet er an der Rotwand-Hintalm und schließt den Bereich der Rotwand – Grundalm ein. Das westliche anschließende Gebiet, welches die Verbindung zur Kelchsau und zum Umfeld der Bamberger Hütte herstellt, ist durch HEINISCH (in Vorb.) in Bearbeitung.

Der Süden wird durch folgende Gipfel und Talübergänge gebildet: Grünkogel – Filzenscharte – Gamskogel – Speikogel – Geige. Die Fortsetzung des Gipfelzuges Geige – Gamsbeil – Westerachkopf bildet die Grenze zu den Aufnahmen von HEINISCH (2001).

Lithologie und Verbreitung der Gesteine

Die Hauptmasse des Gesteins wird durch monotonen Innsbrucker Quarzphyllit gebildet. Im Umfeld des Speikkogels treten Paragneise auf, die den Steinkogelschiefern zugeordnet wurden. Ebenfalls dort treten auch Orthogneiszüge in Erscheinung.

Innsbrucker Quarzphyllit

Der Innsbrucker Quarzphyllit umfasst in seiner Monotonie 80 % des Kartiergebietes.

Petrographisch handelt es sich um quarzreiche Quarzphyllite mit einzelnen Quarzitlagen. Das makroskopische Gefüge zeigt intensive Kleinfältelung. Überschneidungsrelationen belegen mindestens drei Falten- und Schieferungsgenerationen. Die Dünnschliffdaten zeigen eine intensive duktile Interdeformation. Somit sollte man die Quarzphyllite korrekterweise als Protomylonite bezeichnen. Kartierung von Leithorizonten oder Ableitung primärer Lagerungsverhältnisse sind angesichts dieses Deformationsgrades kaum möglich. Um die Strukturen darzustellen, wurden einzelne Partien quarzreicher Quarzphyllite bis Serizitquarzite getrennt ausgeschieden. Dies wurde insbesondere bei morphologischer Wirksamkeit der Serizitquarzite (Wasserfälle, Höhenrücken) angewandt. Gehäuft finden sich die Serizitquarzite im Steilabbruch zwischen dem Parkplatz Talschluss Windau (1286 m) und der Rotwand-Grundalm (1597 m) sowie am Grat zwischen Gamskogel und dem verfallenen Tagweider Tretl.

Im Dünnschliffbild bestätigt sich das Kartierkriterium, dass zwischen serizitbelegten jüngeren Schieferflächen in Mikrolithons überformte gröberschieferige Helliglimmer vorkommen. Stabiler Biotit oder Granat sind nicht vorhanden.

Nur an einer Stelle konnte eine dünne Amphibolitlage aufgefunden werden (Felsstufe zwischen Rotwand-Grundalm und Rotwand-Hintalm).

Steinkogelschiefer

Mit unscharfer Grenze schalten sich am Südrand des kartierten Bereiches, insbesondere am Speikkogel, mehrere 100 m mächtige Gesteine ein, die ebenflächiger geschiefert erscheinen und eine Gneistextur haben. Da man sich nur noch wenige 100 m entfernt vom Steinkogel befindet, sollten die Gesteine im bisherigen Sprachgebrauch der Einheit der „Steinkogelschiefer“ zugeordnet werden. Dies erfolgt unter Missachtung des Umstandes, dass es sich überwiegend um gebänderte Paragneise handelt. Südlich des Speikkogels setzt makroskopisch sichtbar Granatführung ein. Damit ist bewiesen, dass ab hier Gesteine mit deutlich höherer Metamorphose anstehen, wenn man sie mit dem Quarzphyllit unserer Definition vergleicht.

Orthogneise

Die Orthogneiszüge im Umfeld des Steinkogels fügen sich symmetrisch in den steilgestellten Lagenbau ein. Sie weisen Kalifeldspat-Phänokristalle mit deutlichen Augentexturen auf, sind also als Augengneise zu bezeichnen. Nähere Untersuchungen fehlen. Die tektonische Position ist den auf Blatt 122 auskartierten Augengneisen im Verband mit Steinkogelschiefern äquivalent (Höhenrücken zwischen Mühlbachtal und Bramberg).

Überlegungen zum tektonischen Bau und zur Gesamtsituation

Die Gesteinseinheiten weisen bei übersichtsmäßiger Betrachtung einen recht einheitlichen strukturellen Bau auf. Bei einem Generalstreichen von etwa 100° stehen die Serien steil bis sehr steil ($60\text{--}85^\circ$) bei durchgängigem Südfallen. Eine flachwellige, offene Faltung führt zur mittelskaligen Modifikation der Raumlagen. Damit ist eine streng planparallele Auskonstruktion von Horizonten nicht zielführend. Die kleinräumig-unsystematische Variation des Lagenbaus findet in wesentlich intensiverer Form ihre Entsprechung im Aufschluss- und Handstückbereich. Größere Abweichungen von diesem in der Summe einförmigen Verlauf der Hauptschieferung und des stofflichen Wechsels können an semiduktilen bis spröden Störungen auftreten. Die Verstellung der Raumdaten kann aber auch durch Hangbewegungen verursacht werden.

Im Bereich Gamskogel-Speikkogel ändert sich das Generalstreichen auf E-W-Richtung. Die Gesteine stehen steil ($70\text{--}80^\circ$ Südfallen). Die als Steinkogelschiefer identifizierten Paragneise variieren deutlich in ihrer Mächtigkeit und werden durch Augengneiszüge unterbrochen. Eine endgültige Klärung der Gliederung der Kristallinkomplexe im Umfeld des Speikkogels und des südlich folgenden Steinkogels sollte im Zuge der Kartierung von Süden her erfolgen und mit ausführlichen petrographischen Untersuchungen gekoppelt werden. Für diese war im gegebenen Auftragsrahmen kein Spielraum.

Sprödstörungen definieren den Verlauf der Haupttäler (Windau) und die Lage der Talübergänge (u.a. Filzenscharte). Aufgrund der Monotonie der Paragesteine ist im betrachteten Ausschnitt keine Abschätzung von Versatzbeiträgen möglich. Dies muss in Zusammenschau der Daten der Vorjahre (HEINISCH & PANWITZ, Jb. Geol. B.-A., 148/2, 2008; Jb. Geol. B.-A., 149/4, 2009) geschehen.

Quartär, Massenbewegungen

Die Gipfelaufbauten werden von Karbildungen mit erhaltenen Lokalmoränen umrahmt. Wallformen sind ebenfalls vorhanden (beispielsweise Rücken der Rotwand-Grundalm). Bei den ausgeschiedenen Moränenflächen handelt es sich aufgrund der petrographisch-monomikten Zusammensetzung aus Quarzphyllit um Lokalmoränen. Der Quarzphyllit neigt intensiv zur Blockbildung. Wegen der intensiven Faltung in verschiedenen Raumrichtungen heben sich die Teilbarkeiten der verschiedenen Schieferungen räumlich auf. Dies bewirkt eine Absonderung des Quarzphyllits nach Art massiger Gesteine.

Außerdem sind die Quarzphyllitgebiete äußerst anfällig für Hangbewegungen. Sämtliche Gipfel und Grate weisen Zerrspalten auf. Antithetisches Kippen in Gestalt von Toppling dominiert beispielsweise im Bereich N Gamskogel und Speikkogel. Auch der schwer zugängliche Rücken des Grünkogels ist komplett von Zerrspalten durchsetzt.

In Flankenposition lösen sich die Gesteine in großflächigen Massenbewegungen auf. Ein Musterbeispiel stellt der Hang um die Oberfoischingalm dar. Hier ist man geneigt, anstelle des Anstehenden nur noch Wanderblock-Halden einzutragen.

Auf Höhenrücken und in Talübergängen kommt es stets zu Vernässungen in Gestalt kleiner Seen und Moorbildungen.

Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Wölzer Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartierungsgebiet 2009 liegt an der orographisch rechten Seite des Großsölktales zwischen der Ortschaft Möbna im N und der Hüttfeldalm im S. Es hat eine Fläche von ca. 13 km² und ist folgendermaßen umgrenzt: St. Nikolai – Möbna – Seifriedbach – Breitlahnalm – östliche Blattgrenze – Hüttfeldalm – St. Nikolai. Die Höhendifferenz zwischen dem namenlosen Gipfel an der Südseite des Weitenkars (2016 m) und dem Ortskern von Möbna (1023 m) beträgt 993 m.

Das präquartäre Grundgebirge gehört zum Wölzer Kristallinkomplex, der hier aus mittelgradig metamorphen Gesteinen der Amphibolitfazies, und zwar aus mittel- bis grobkörnigen Glimmerschiefern, Granatglimmerschiefern, Amphiboliten, Granatamphiboliten und geringmächtigen Kalkmarmoren besteht. Die Metamorphose war hier etwas stärker, d. h. höher temperiert als im nördlich anschließenden Gebiet, das im Vorjahr geologisch aufgenommen wurde. Diese stetige Zunahme des Metamorphosegrades von N nach S bzw. von Hangend zu Liegend äußert sich in der Häufung granatreicher Lagen im Glimmerschiefer, in der Größenzunahme der Granate und im Auftreten von Amphiboliten südlich des Seifriedbaches, während weiter im N die Amphibol führenden Gesteine (z.B. Hornblendegarbenschiefer) stets auch viel Chlorit enthalten (Epidotamphibolitfazies).

Das Problem der Unterscheidung und feldgeologischen Abgrenzung von Glimmerschiefern und Granatglimmerschiefern wurde schon im Bericht 2008 angesprochen. Unter Berücksichtigung der Erfahrungen aus den Vorjahren konnte nun folgende flächenhafte Ausscheidung vorgenommen werden: Als Glimmerschiefer wurden jene Bereiche ausgeschieden, in denen Granat allenfalls Nebengemengteil ist und eine maximale Größe von ca. 3 mm nicht überschreitet. Es handelt sich bei diesen Gesteinen um mittelkörnige Muskovitschiefer, Zweiglimmerschiefer und Granat führende Glimmerschiefer, deren makroskopisches Erscheinungsbild ganz ähnlich ist wie in den weiter im N gelegenen Gebieten. Als Granatglimmerschiefer wurden Bereiche mit gehäuften Auftreten granatreicher Lagen und mit relativ großen, kaum chloritisierten Granaten ausgeschieden. Es dominieren hier Granate mit Korndurchmessern über 3 mm, wobei auch über 5 mm große Kristalle nicht selten sind. Die Behauptung von HÜBEL (Diss. phil. Fak. Univ. Graz, S. 15, 1970), wonach „Granate von einer Größe über 5 mm [...] nur an einer Stelle, in einem Aufschluss im Stierkar östlich unter der Unholding Spitze in ca. 2100 m Höhe“ beobachtet werden konnten, vermittelt einen nicht ganz zutreffenden Eindruck, der durch die Ergebnisse der Begehungen 2009 zumindest ergänzt werden muss. So treten z.B. bis ca. 12 mm große, sehr frische Granate in dem Granatmuskovitschiefer an der Südseite des Unholdinggrabens in un-

gefähr 1600 m über NN auf. Bis ca. 10 mm große Granate kommen auch am Grat oberhalb des Mitterkars bei Kote 1985 vor. Die Granate wittern an den mit Flechten bewachsenen Felsen oberhalb der Waldgrenze als dunkle rötliche bis schwarzbraune Knoten heraus (sog. „Knopferlgranat“ nach R. SCHUSTER). Frische Bruchflächen parallel zur Schieferung haben eine typisch knotige Struktur, die sich deutlich von den glatteren Bruchflächen der granatärmeren Glimmerschiefer unterscheidet. Allerdings treten in den als „Granatglimmerschiefer“ ausgewiesenen Bereichen auch Lagen aus granatärmeren Glimmerschiefern auf. Entscheidend für die Kartierung ist nicht das einzelne Handstück oder der einzelne Aufschluss, sondern die Synopsis in einem Radius von gut 50 m. Wenn in diesem Umkreis ein gehäuftes Auftreten von granatreichen Lagen (Kristalle >3 mm) und/oder auffallend großen Granaten (>5 mm) zu beobachten ist, wird der Bereich dem „Granatglimmerschiefer“ zugeordnet.

Amphibolit und Granatamphibolit treten bevorzugt, wenn auch nicht ausschließlich, im Bereich der Granatglimmerschiefer auf. Ihre Verbreitung wurde schon von HÜBEL (1970, ebenda) dargestellt, wobei die Begehungen 2009 seine Befunde im Wesentlichen bestätigen. Die Amphibolite bilden bis knapp über 100 m mächtige, im Streichen oftmals über hunderte von Metern anhaltende, konkordante Lagen, deren Gesamtvolumen jedoch deutlich kleiner ist als jenes der umgebenden Glimmerschiefer. Die meisten Amphibolite sind mittelkörnig, undeutlich gebankt und sehr dunkel, d.h. arm an Feldspat. Ausgesprochene Bänderamphibolite mit hellen plagioklasreichen Lagen, wie sie z.B. im Schladminger Gneiskomplex vorkommen, wurden nicht angetroffen. Die Aussage von HÜBEL (1970, ebenda, S. 27), wonach Granate vorhanden sein können und dann Durchmesser von 1 bis 2 mm erreichen, bedarf einer Ergänzung. Ich fand an mehreren Stellen Granatamphibolite mit reichlich Granat, insbesondere an der Forststraße östlich von St. Nikolai bzw. nördlich vom Unholdinggraben. An dieser Forststraße fand ich in ca. 1400 m über NN anstehenden Granatamphibolit mit hellroten bis zu 17 mm großen Granatporphyroblasten. Ansonsten sind die Granate der Amphibolite aber meistens kleiner als 5 mm.

Östlich der Mautneralm (1292 m) – im äußersten S des Aufnahmegebietes – kommt die von HÜBEL (1970, ebenda) beschriebene Folge der feldspatreichen Granatglimmerschiefer vor. Diese Glimmerschiefer sind meistens mittelkörnig und vielerorts reich an frischem Granat (ca. 3 bis 8 mm Durchmesser). Hellglimmer überwiegt gegenüber Biotit. Die feldspatreichen Glimmerschiefer sind zwar gut geschiefert, neigen jedoch nicht zur dünnplattigen Entfestigung entlang glimmerreicher Lagen, wie es bei den anderen Glimmerschiefern oft der Fall ist. Das Gestein bildet auch im Hangschutt relativ große, kompakte Blöcke, von denen sich Handstücke erst nach vielen kräftigen Hammerschlägen ablösen lassen.

Weißer bis hellgrauer, mittelkörniger Kalkmarmor tritt östlich der Hansental (1226 m) und östlich der Mautner-

alm (1292 m) auf. Der feinkörnige Dolomitmarmor vom Typus Gumpeneck scheint hier nicht vorzukommen.

Die magnetische Deklination liegt im Aufnahmegebiet bei ca. +2°. Die Einfallrichtungen wurden zunächst unkorrigiert gemessen und anschließend korrigiert (wahre Einfallrichtung = Messwert +2°). Sowohl im Gelände als auch anhand der gemessenen Einfallrichtungen ergibt sich der Eindruck eines relativ einheitlichen, mittelsteil bis steil nach N einfallenden Lagenbaus mit einer Versteilungstendenz gegen S. Ob und in welchem Maße dieser Lagenbau in einen isoklinalen Großfaltenbau einbezogen ist, wird erst aus der großräumigen Synopsis der Kartierungsbefunde ersichtlich sein.

Spätglaziale Moränen und Blockgletscher-Ablagerungen wurden in den drei nordexponierten Karen oberhalb des Mößnawaldes angetroffen, und zwar im namenlosen Kar östlich des Jausenkogels (1812 m), im Mitterkar und im Weitenkar – größtenteils oberhalb von 1600 m über NN.

Bei den gut geschichteten Sanden und Kiesen zu beiden Seiten des Seifriedbaches dürfte es sich um fluvioglaziale Eisrandsedimente handeln. Der Seifriedbach hat sich bis zu 80 m tief in diese Sedimente eingeschnitten.

Revisionsbegehung und Korrekturen zur Kartierung von S. FREIMÜLLER auf Blatt 128

Zum Zwecke der Überprüfung der Kartierungsergebnisse von S. FREIMÜLLER und W. SEEBAUER aus den Vorjahren wurde mit Revisionsbegehungen zwischen Stein an der Enns und Großsölk bzw. an der östlichen Talflanke im Bereich Gatschberg – Freibachgraben – Schlein begonnen. Dadurch sollten folgende Fragen geklärt werden:

1. Stimmt es, dass in diesem Bereich der Ennstaler Phyllit relativ flach und großräumig von den etwas stärker metamorphen Wölzer Glimmerschiefern überlagert wird?
2. Kommen die Chloritphyllite nicht nur in der Ennstaler Phyllitzone, sondern – gewissermaßen formationsübergreifend – auch im Wölzer Glimmerschieferkomplex vor?

Beide Fragen sind für das umrissene Gebiet mit einem klaren Nein zu beantworten, denn es wurden in den von FREIMÜLLER als „Glimmerschiefer“ kartierten Bereichen östlich von Gatschberg und im Freibachgraben keine Glimmerschiefer, sondern Phyllite angetroffen. Außerdem spricht das regionale Einfallen der Gesteine gegen eine großräumig flache Lagerung. Die Gesteine fallen hier meistens mittelsteil nach N bis NNW. Eine flache Lagerung wurde fast nirgends angetroffen.

Somit stellt sich die Frage, wie es zu dieser unrichtigen Einschätzung der regionalen Lagerungsverhältnisse kommen konnte. Ich vermute, dass FREIMÜLLERS Zuordnung zu „Phyllit“ bzw. „Glimmerschiefer“ auf unterschiedlich starker Entfestigung des anstehenden Gesteins beruht. Blättrig entfestigter Phyllit und dessen kleinstückiger Zersatz in tieferer Hanglage wurde anscheinend als „Phyllit“ kartiert, während die standfesteren, weniger stark angewitterten Felspartien in Gräben und auf Höhenrücken tendenziell dem „Glimmerschiefer“ zugeordnet wurden. Dieses tatsächlich variable Erscheinungsbild des Phyllits ist jedoch nicht Ausdruck der primären, d.h. unverwitterten Lithologie und daher nicht als Formationskriterium geeignet.

Ob diese Einschätzung auch für die Kartierungsergebnisse von SEEBAUER zutrifft, wird noch zu prüfen sein.

Es stimmt allerdings, dass die Grenzziehung zwischen der Ennstaler Phyllitzone und dem Wölzer Glimmerschiefer etwas unscharf ist. Diese Unschärfe erstreckt sich jedoch nicht über Entfernungen von mehreren Kilometern, sondern höchstens über ungefähr 200 m. Der Übergang von Phyllit zu Glimmerschiefer macht sich als zunehmende penetrative Deformation mit kleinräumiger Faltung und Scherung (crenulation cleavage) und durch die Zunahme von Quarzknuern sowie boudinierten, lateralsekretionären Quarzlagen bemerkbar. Die unmittelbar an den Ennstaler Phyllit angrenzenden Glimmerschiefer sind in der Regel frei von makroskopisch erkennbarem Granat. Auffallende große Granate (>2 mm) kommen erst weiter im S vor.

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Wölzer und Schladminger Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartierungsgebiet 2010 liegt an der orographisch linken Seite des Großsölktales zwischen der Ortschaft Mößna im N und dem Sölkpass im S. Es hat eine Fläche von ungefähr 24 km² und ist folgendermaßen umgrenzt: St. Nikolai – Hüttfeldalm – Sölkpass (1788 m) – Etrachböden – Geierwand – Riedlbach – Steinkarlscharte (1954 m) – Knallkar – Knallalm (1355 m) – Stocker – Mößna (1023 m) – St. Nikolai. Die maximale Höhendifferenz dieses Gebiets, nämlich jene zwischen dem Deneck (2433 m) und dem Großsölkbach bei Mößna (1010 m) beträgt 1423 m.

Aufgrund der Darstellung auf der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 (Geol. B.-A., 2005) hatte ich erwartet, dass das präquartäre Grundgebirge dieses Gebiets zur Gänze dem Wölzer Kristallinkomplex zuzuordnen ist. Diese Erwartung wurde enttäuscht. Es stellte sich nämlich bald heraus, dass die Kare im Umkreis der Kaltenbachseen, das Sonnkar und die N- bis W-exponierten Wände im Talschluss südlich der Bräualm (1165 m) zweifelsfrei dem Schladminger Gneiskomplex (= Schladminger Kristallinkomplex) angehören. Der ganze Bereich besteht vorwiegend aus leicht migmatischen Biotitplagioklasgneisen (Schlierenmigmatiten), wie ich sie in ganz ähnlicher Ausbildung aus dem Lessach- und Göriachtal in der Nordostecke des Blattgebietes 157 Tamsweg kenne. Dort besteht z.B. der Gipfelaufbau des Kaserecks (2740 m) aus solchen Gesteinen. Sie sind typisch für den Riesachkomplex, der als Subkomplex des Schladminger Gneiskomplexes zu betrachten ist. Auf gar keinen Fall können diese Gesteine als Varietät der Wölzer Glimmerschiefer aufgefasst werden. Daher ist die Darstellung auf der Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 in diesem Bereich revisionsbedürftig. Allein innerhalb des heurigen Aufnahmegebiets betrifft die zu ändernde lithostratigraphische und großtektonische Zuordnung eine Fläche von gut 6 km². Die sehr steil stehende, annähernd W-E-verlaufende Grenze zwischen den Granatglimmerschiefern des Wölzer Kristallinkomplexes im N und den migmatischen Gneisen des Schladminger Kristallinkomplexes verläuft in der Nähe

des Mitterecks (2284 m), möglicherweise über die Scharte südlich dieses Gipfels oder etwas weiter im N. Wegen anhaltendem Schlechtwetter war es mir leider nicht möglich, diesen Grenzverlauf während der heurigen Geländesaison genau festzulegen. Ich möchte das im Sommer 2011 nachholen.

Wie schon oben angedeutet, besteht der Schladminger Kristallinkomplex im Umkreis der Kaltenbachseen aus relativ monotonen Biotitplagioklasgneisen, weiters aus Zweiglimmergneisen und Granat führenden Gneisen, wobei Granat jedoch klein bleibt (<3 mm) und nur als Nebengemengteil auftritt. Eine Probe vom Grat zwischen dem Sonnkar und dem Kar des Mittleren Kaltenbachsees (Probe 2010/2) besteht zu gut zwei Dritteln aus einem hellen, vorwiegend feinkörnigen, granularen Gewebe von Feldspat (wahrscheinlich Plagioklas) und Quarz. Darin befinden sich dünne, seitlich auskeilende Schlieren von feinkörnigem Biotit, wenige etwas größere (bis ca. 2 mm), jedoch vereinzelt Blättchen von Hellglimmer und ein paar Granate (bis mittelkörnig, d.h. <3 mm). Trotz einer gewissen kleinräumigen Variabilität sind die Gneise dieses Gebiets sehr monoton. Die konsequente Auskartierung bestimmter Varietäten erscheint mir schwierig bis unmöglich, zumal die Gneise steile Felswände bilden und auf Distanz nicht zu unterscheiden sind.

Ca. 100 bis 300 m S' des Mittleren Kaltenbachsees bzw. in der Felswand WNW' des Unteren Kaltenbachsees tritt als lokale Besonderheit innerhalb des Schladminger Kristallinkomplexes ein ungefähr 50 m mächtiges Schichtpaket aus weißem mittelkörnigem Kalkmarmor mit Lagen von dunklem Biotitgneis und Kalksilikatgneis. Dieses Schichtpaket ist insgesamt heller als die umgebenden Gneise und daher aus größerer Distanz gut zu erkennen. Der Marmoranteil überwiegt deutlich; er liegt schätzungsweise bei gut 70 %. Am nördlichen Ende des Aufschlusses ist der Wechsel von Marmor und Gneis im cm- bis dm-Bereich zu beobachten. Gegen S nimmt der Karbonatanteil zu, d.h. es treten mächtigere Lagen von reinem Marmor auf. Ob diese Wechsellagerung auf einen ursprünglichen sedimentären Lagenbau oder auf einen engständigen isoklinalen Faltenbau zurückzuführen ist, konnte ich nicht zweifelsfrei klären. Die am Nordende des Marmorzuges (SH 1860 m) entnommene Probe 2010/3 besteht aus bis zu 2,5 cm dicken Lagen von weißem Kalkmarmor und bis zu 2 cm dicken Lagen von Gneis und/oder Kalksilikatgestein.

Der Wölzer Kristallinkomplex des heurigen Kartierungsgebiets enthält alle Gesteinsarten, die schon im Gebiet 2009 angetroffen wurden, nämlich Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, Amphibolit, Granatamphibolit, sowie etwas Hornblendegarbenschiefer und Kalkmarmor. Als Besonderheit wurde ESE' der Kaltherberghütte (1608 m) eine ungefähr 1 km lange und bis ca. 20 m mächtige Lage von bläulichgrauem, gelblich anwitterndem, mutmaßlichem Tremolitmarmor angetroffen. In einer feinkörnigen Grundmasse aus vorwiegend Kalzit befinden sich planar angeordnete Nadeln und seidig glänzende Leisten von weißem bis mittelgrauem, mutmaßlichem Tremolit (Proben 2010/5 und 2010/6). Die größten Kristalle sind ungefähr 2 cm lang.

Granatglimmerschiefer bildet den Großteil des Spornrückes N' des Mitterecks (2284 m), die südexponierten Hänge zwischen St. Nikolai und der Steinkarlscharte (1954 m), den südlichen Teil des Ochsenriegels und den Nordteil der

Spielbichleralm. Die Grenze zum nördlich anschließenden Glimmerschiefer mit weniger und kleinerem Granat ist unscharf, da auch innerhalb des Letzteren lagenweise größerer Granat (>3 mm) auftreten kann. Glimmerschiefer mit besonders großen Granaten fand ich anstehend im südlichen Aschkar, in ca. 1820 m Höhe über NN. Sie sind dort bis zu 2 cm groß. Kirschgroße Granate treten auch in den Glimmerschiefern der Steilhänge WSW' von St. Nikolai und im Schutt am Fuß dieser Steilhänge auf (Probe 2010/1). Ein weiteres Vorkommen großer frischer Granate liegt ca. 600 m SSW' vom Hohegger, an der orographisch rechten Seite des Sölkbaches, in 1160 m über NN (Probe 2010/7) und in den Wänden darüber. Die genannten Glimmerschiefer mit Granat in Erbsen- bis Kirschgröße (sogenannter „Knopferlgranat“ nach R. Schuster) haben alle ein ähnliches Erscheinungsbild: Granat ist durchwegs frisch, d.h. so gut wie gar nicht chloritisiert, und idiomorph (Rhombendodekaeder); das feinschuppige bis feinkörnige Grundgewebe ist reich an lagenweise angereicherter Hellglimmer und Quarz; Biotit ist selten; die glimmerreichen, oftmals seidig glänzenden s-Flächen weisen eine leichte Runzelung (engl. *crenulation*) auf; sehr dunkler, rotbrauner bis fast schwarzer Granat tritt auf den s-Flächen knotig hervor. Meistens liegt die Korngröße der Granate im Granatglimmerschiefer zwischen 3 und 12 mm.

Granatärmere Glimmerschiefer, d.h. solche mit weniger und kleineren Granaten treten im nördlichen Knallkar, in den Hängen S' der Knallalm (1355 m), am nördlichen Ochsenriegel, und in den bewaldeten Hängen W' vom Rodler auf. Diese Gesteine sind vergleichsweise unspektakulär, mit wechselndem phyllitischem, schiefrigem oder quarzitischem Erscheinungsbild. Sowohl Muskovit als auch Biotit sind fast immer vorhanden, wobei Biotit deutlich häufiger ist als in den zuletzt beschriebenen Granatglimmerschiefern.

NW' vom Rodler (Probe 2010/1) und N' der Spielbichleralm (d.h. 300 NNW' der verfallenen Hütte in 1575 m über NN) treten dünne Lagen von Hornblendegarbenschiefer innerhalb der Glimmerschiefer auf – oft entlang der Grenze zwischen granatarmem und granatreichem Glimmerschiefer. Das Gestein von Probe 2010/1 besteht aus feinkörnigem Quarz und Hellglimmer, aus flächig geregelten Hornblendegarben mit bis ca. 3 cm langen, nadeligen bis langprismatischen, schwarzen Hornblendestängeln, sowie aus wenigen, bis zu 12 mm großen, rötlichen Granaten. An anderer Stelle, nämlich im Hang E' unterhalb des Ochsenriegels fand ich Garbenschiefer mit sogar 7 cm langen Hornblendestängeln.

Die Metabasite (Amphibolite und Granatamphibolite) im Wölzer Kristallinkomplex des heurigen Kartierungsgebietes sind lithologisch gleich wie jene, die im Vorjahr beschrieben wurden. So wie diese treten sie innerhalb oder am Rande der Granatglimmerschiefer, jedoch kaum innerhalb der granatarmen Glimmerschiefer auf. Besonders mächtige Amphibolite (ca. 200 m und mehr) treten in den nordexponierten Karen der Spielbichleralm, im Umkreis des Badstubenspitzes (2076 m), am Scheiben (1941 m) und am Spornrücken zwischen St. Nikolai und dem Mittereck (2284 m) auf.

Die magnetische Deklination liegt im Aufnahmegebiet bei ca. +2°. Die Einfallrichtungen wurden zunächst unkorrigiert gemessen und anschließend korrigiert (wahre Einfallrichtung = Messwert +2°). Im Gebiet des Wölzer Kris-

tallinkomplexes überwiegt annäherndes W-E-Streichen mit vorwiegend steilem bis senkrechtem Einfallen, sowohl nach N (S' St. Nikolai) als auch nach S (S' Aschkar und Knallkar). Im Schladminger Kristallinkomplex im Umkreis der Kaltenbachseen tritt auch mittelsteiles NE-Fallen auf; der Talschluss S' der Bräualm (1165 m) ist durch mittelsteiles bis steiles SE-Fallen gekennzeichnet. In diesem zuletzt genannten Bereich scheint eine Winkeldiskordanz zwischen dem Schladminger und dem Wölzer Kristallinkomplex zu bestehen.

Bezüglich der quartären Sedimentbedeckung (Spätglazial bis Holozän) möchte ich folgende Besonderheiten hervorheben:

1. Spätglaziale Moränen mit Wallformen und Blockgletscherablagerungen in den Karen der Kaltenbachseen, im Sonnkar, in den Karen der Spielbichleralm und im Knallkar. Diese Körper liegen in einem Höhenintervall von 1600 bis 2160 m über NN.
2. Grobes Blockwerk mit Blöcken >3 m Durchmesser tritt im südlichen Aschkar (wahrscheinlich Felssturzmasse und/oder Blockgletscherablagerung), im vorderen Knallkar (Blockgletscherablagerung) und ca. 350 m SSW' der Kirche St. Nikolai (Felssturzmasse) auf.
3. Ein relativ großes naturbelassenes Hochmoor am Grunde des vorderen Knallkars. Dieses Moor erstreckt sich in SW-NE-Richtung über eine Länge von 400 m und ist ca. 100 bis 150 m breit. Es bedeckt eine Fläche von 4 bis 5 ha (= 40.000 bis 50.000 m²), liegt in ca. 1590 m über NN, wird vom Knallbach durchflossen und dürfte sich aus einem spät- bis postglazialen See mit entsprechendem Verlandungsniedermoor entwickelt haben. Der Großteil seiner Fläche befindet sich heute im Entwicklungsstadium eines Hochmoors. Obwohl es sich deutlich unterhalb der Baumgrenze befindet, ist es größtenteils unbewaldet. Nur im hinteren, südwestlichen Teil stehen ein paar Lärchen und Fichten.

Bemerkung zu den Unwettern im Kleinsölkatal

Die für 2010 vorgesehene geologische Aufnahmeaktivität im Kleinsölkatal konnte wegen eines verheerenden Unwetters mit großflächigen Vermurungen nicht durchgeführt werden und muss daher auf die Geländesaison 2011 verschoben werden. Zwecks besserem Verständnis der Situation gebe ich eine kurze Zusammenfassung der Ereignisse:

Am Samstag, dem 17. Juli 2010 zog ein Unwetter mit Starkniederschlägen über das Enns- und Paltental, wobei das hintere Kleinsölkatal, d.h. der Abschnitt zwischen dem Schwarzensee (1193 m) und dem Kesslerkreuz (989 m), besonders stark betroffen war. Der Starkregen begann um ca. 18 Uhr, und schon eine Stunde später gingen die ersten Muren zu Tal. Am darauffolgenden Tag bot sich ein Bild der Verwüstung. Presseberichten zufolge wird die Gesamtkubatur der Vermurungen auf ungefähr 20.000 m³ geschätzt. Rund 80 % der Almflächen wurden in Mitleidenschaft gezogen. Das betroffene Gebiet war tagelang von der Außenwelt abgeschnitten, d.h. nicht über Straßen und Wege erreichbar. Während dieser Zeit mussten die betroffenen Almen durch zwei Hubschrauber des Militärstützpunkts Aigen aus der Luft versorgt werden. Dabei wurden 366 Personen befördert bzw. ausgeflogen und mehr als 7.000 kg an Versorgungsgütern zu den Almen eingeflogen. Bei den Aufräumarbeiten waren ungefähr 160 Soldaten und 600 Feuerwehrleute beschäftigt. Pioniere des Bundesheeres errichteten mehrere Brücken, da die alten weitgehend zerstört waren.

Als ich das Katastrophengebiet am 5. September 2010 fotografisch dokumentierte, waren seit dem Unwetter schon 7 Wochen vergangen. Die Straße war zwar wieder befahrbar, aber das Ausmaß der Verwüstungen noch gut zu erkennen. Die Aufräumarbeiten sind noch lange nicht zu Ende und werden auch 2011 fortgesetzt werden. Im Zuge der Kartierung 2011 sollte es möglich sein, die betroffenen Flächen genau abzugrenzen.

Blatt 135 Birkfeld

Bericht 2008 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 135 Birkfeld und 165 Weiz

AXEL NOWOTNY & RALF SCHUSTER

Im vorliegenden Bericht werden Ergebnisse von Kartierungen im Grenzbereich zwischen dem östlichen Teil des Grazer Paläozoikums und den unterlagernden Komplexen des Ostalpinen Kristallins dargelegt. Insbesondere wird dabei die geologische Situation um den Raasberg und um den Kulm beleuchtet. Die Untersuchungen wurden durchgeführt, um die in Bearbeitung befindlichen Kartenblätter ÖK 135 Birkfeld und ÖK 164 Graz aufeinander abstimmen zu können, da die vorhandenen Kartengrundlagen stark voneinander abweichen.

Geologie des Raasberges

Nach FLÜGEL (Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb., Landesmus. Joanneum, 1975) wird die Schöckelkalk-Formation

im südöstlichen Bereich des Grazer Paläozoikums stratigraphisch von der Raasberg-Formation unterlagert. Diese baut nach der „Geologischen Karte des Weizer Berglandes“ (FLÜGEL & MAURIN, Geol. Karte des Weizer Berglandes, 1:25.000, Geol. B.-A., 1958) den Raasberg und gemeinsam mit Granatglimmerschiefern auch die südlichen Abhänge des Hohen Zetz auf. Weiters findet sie sich als Schollen entlang der Grenze des devonischen Schöckelkalkes zum unterlagernden „Höhermetamorphen Kristallin“ (FLÜGEL, Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb., Landesmus. Joanneum, 1975). In der Übersichtskarte von FLÜGEL & NEUBAUER (Erläuterungen zur geol. Karte der Steiermark, Geol. B.-A., 1984) ist die gleiche Situation wegen des Maßstabes etwas vereinfacht, aber in gleicher Weise dargestellt. Hingegen gibt es auf der Geofast-Karte der Geologischen Bundesanstalt Blatt ÖK 135 Birkfeld (Übernahme der Kompilation von Joanneum Research für das GIS Steiermark) keine Raasbergfolge. Deren karbonatische Anteile sind als helle und dunkle Dolomite der Rannach-Fazies ausgeschieden, die Granatglimmerschiefer werden zu

den Arzbergschichten gestellt. Auf welcher Grundlage diese Ausscheidungen beruhen, ist leider nicht ersichtlich.

Begehungen vom Gschnaidt gegen Süden zum Raasberggipfel zeigen ein markantes Profil, welches von HOMANN (unveröff. Ber., zitiert in FLÜGEL, 1975, S. 82) als Raasbergfolge bezeichnet wurde. Im Liegenden finden sich z.T. phyllonitisierte, durch Graphit dunkel gefärbte und zumeist karbonatische Glimmerschiefer mit einzelnen Granat führenden Lagen. Im hangenden Teil der Glimmerschiefer sind dunkle Graphit führende Quarzitlagen eingeschaltet. Darüber folgen helle Quarzite und eine karbonatische Abfolge. Diese setzt sich aus bunten, feinkörnigen Marmoren, Bänderkalkmarmoren und Dolomitmarmoren zusammen. Sehr charakteristisch sind weiße, sandig abwitternde Dolomitmarmore mit schwarzen Pünktchen. Durch eine heterogen verteilte spröde Deformation sind gewisse Bereiche tektonisch brekziiert, zeigen eine dementsprechende Verwitterung und sind manchmal rötlich oder gelblich verfärbt. Diese Gesteine wurden in der Vergangenheit fälschlicherweise als sedimentäre Rauwacken interpretiert. Der hangendste Anteil im Bereich des Gipfels des Raasberges besteht aus grauen, im cm-dm-Bereich gebankten Kalkmarmoren, die aufgrund ihrer Ähnlichkeit zum Schöckelkalk in der Karte von FLÜGEL & MAURIN (1958, ebenda) als „Pseudoschöckelkalk“ bezeichnet werden.

Begibt man sich vom Gschnaidt nach Norden Richtung Hoher Zetz, so quert man zunächst wieder die dunklen, karbonatischen Glimmerschiefer mit Einlagerungen von dunklen Marmoren, Quarziten und einzelnen Schollen mit Gesteinen, die der karbonatischen Abfolge des Raasberges entsprechen. Nach unserer Auffassung ist der gesamte Bereich als grünschieferfazielle Scherzone zu interpretieren, welche gegen S einfällt. Bedingt durch eine Faltung um ENE-WSW-orientierte Achsen ist aber lokal auch ein Einfallen gegen N zu verzeichnen. Ab Seehöhe 1000 m folgen helle Dolomite, die nach dem Kartenbild eindeutig unter der Scherzone liegen. Diese Dolomite wurden in der Karte von FLÜGEL & MAURIN (1958, ebenda) zur Raasbergfolge gestellt, sie zeigen aber wenig Ähnlichkeit zur karbonatischen Abfolge am Raasberg. Vielmehr scheinen die Gesteine in das Liegende des Schöckelkalkes zu gehören. Gemeinsam mit hell- bis dunkelgrauen Kalzitmarmoren ziehen diese Gesteine in den oberen Teil des Letzbachgrabens. Im Liegenden der Abfolge konnten SW des Steinbruches (E 015°40'22"/N 47°16'21") Kalkschiefer und wenige Meter weiße bis gelbliche Quarzite beobachtet werden. Tektonisch darunter folgt eine Einheit aus karbonatischen Glimmerschiefern und Marmoren. Diese werden im Steinbruch abgebaut und sie bauen auch den Felsen auf, auf dem die Ruine Waxenegg steht. Erst darunter folgt der Rappold-Komplex, welcher bestehend aus Paragneisen, grobkörnigen Glimmerschiefern, Pegmatiten und Marmoren den unteren Teil des Letzbachgrabens einnimmt.

Bereits in der Karte von FLÜGEL & MAURIN (1958, ebenda) findet sich am Südfuß des Raasberges bei Büchl höhermetamorphes Kristallin in Kontakt zum Schöckelkalk. Dazwischen sind dünne Schuppen der Raasbergfolge eingezeichnet. Betrachtet man das Kartenbild, so kommt man zu dem Schluss, dass die Karbonate mit einer nahezu horizontalen Grenzfläche dem Kristallin aufliegen.

Auch wenn die Aufschlussverhältnisse im Grenzbereich der Einheiten im Allgemeinen sehr schlecht sind, so bietet der Graben N von Büchl ein nahezu vollständiges Profil

über die Grenzzone. Das Kristallin besteht aus Paragneisen und grobschuppigen z.T. graphitischen Glimmerschiefern mit eingeschaltetem Pegmatit. Mit Bezug auf die nahegelegenen Kristallinvorkommen bei Anger und St. Radegund sind die Gesteine dem Rappold-Komplex zuzuordnen. Die Gesteine zeigen eine intensive spröde Deformation und die Aufschlüsse sind teilweise verrutscht. Trotzdem ist festzuhalten, dass sie gegen N und S einfallen und um etwa E-W-orientierte Achsen verfault sind. Bei Seehöhe 525 m grenzen die Paragesteine des Rappold-Komplexes tektonisch an karbonatische Gesteine. Die Grenze ist als ca. 2 m mächtige, mittelsteil nach N einfallende (348/55) Zone aus schwarzem Ultrakataklasit mit einzelnen darin enthaltenen Karbonatschollen ausgebildet. Strömungen auf Harnischflächen innerhalb des Ultrakataklasites fallen gegen NNW (341/54) und sprechen für eine (sinistral) abschiebende Bewegung. Bei den Karbonaten handelt es sich um graue Kalzitmarmore und Dolomite, die eine spröde Deformation und manchmal eine leichte rötliche Verfärbung zeigen. Sie fallen mittelsteil gegen N ein (345/52). Schon wenige Meter im Hangenden lässt die spröde Deformation deutlich nach und die Gesteine sind als graue manchmal dolomitische Kalkmarmore anzusprechen. Diese Gesteine entsprechen dem Schöckelkalk und sind auch als solcher in der Karte von FLÜGEL & MAURIN (1958, ebenda) eingezeichnet. Die als Schollen der Raasbergfolge interpretierten Gesteine werden von uns als tektonisierter Schöckelkalk angesehen. Die Raasbergfolge ist erst nördlich der Verebnungsfläche, welche von Raas gegen E zu verfolgen ist, anzutreffen. Aus dem Einfallen der Gesteine ergibt sich, dass die Raasbergfolge auch hier den Schöckelkalk überlagert.

Der Grund, warum die Grenzfläche der Karbonate zum Kristallin im Kartenbild flach erscheint, liegt darin, dass das Gebiet von Massenbewegungen betroffen ist und größere Schuttkörper z.T. über das Kristallin reichen. So ist der gesamte Nöstelberg an einer gegen SE einfallenden, wahrscheinlich listrischen Bewegungsfläche abgesetzt und gegen NW verkippt. Dieser Befund ergibt sich daraus, dass die Verebnungsfläche, die sich von Raas gegen E erstreckt, entlang eines markanten Tales abgeschnitten wird. Der NW-Abfall des Nöstelberges bildet eine plane, gegen NE verkippte Fläche aus verkarstem Schöckelkalk. Bei der Verebnung handelt es sich wahrscheinlich um eine miozäne Strandterrasse.

Geologie nördlich von Weiz

Auch im Gebiet nördlich von Weiz ist nach der Karte von FLÜGEL & MAURIN (1958, ebenda) eine flach gegen N einfallende Grenzfläche zwischen den Decken des Grazer Paläozoikums und dem unterlagernden „höhermetamorphen Kristallin“ zu vermuten. Wiederum sind die Aufschlussverhältnisse sehr dürftig, aber die Geländebegehungen zeigen doch, dass auch hier die kristallinen Gesteine dem Rappold-Komplex zugehören und dass diese an einer relativ steilstehenden Störung an die Karbonate des Grazer Paläozoikums grenzen. Wiederum konnten keine der Raasbergfolge zuzuordnende Gesteine an der Grenze gefunden werden.

Geologie zwischen Weiz und Kulm

Inmitten Ablagerungen des Sarmats treten im Bereich des Ilzberges W von Puch bei Weiz kristalline Gesteine auf. Es

handelt es sich durchwegs um Lesesteine, welche am Güterweg zur Wallfahrtskirche aufgefunden werden konnten. Aufgrund des aufgefundenen Materials, welches sich aus hellen feinkörnigen Orthogneisen, Pegmatit und Amphibolit zusammensetzt, können die Gesteine dieser Kristallinsel dem Grenzbereich zwischen Strallegg-Komplex und den Gesteinen des Kulm zugeordnet werden.

Geologie des Kulm

In der östlichen Verlängerung des oben beschriebenen Lineamentes zwischen dem Grazer Paläozoikum und dem Rappold-Komplex befindet sich der Kulm (Blatt ÖK 165 Weiz). In der Geologischen Karte der Steiermark 1:200.000 (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984, ebenda) ist nördlich des Kulm beziehungsweise nördlich der Feistritz-Klamm eine E-W-orientierte, gegen S einfallende Abschiebung eingezeichnet. Diese trennt das Unterostalpin im Norden vom überlagernden Kristallin des Kulm, welches dem Mittelostalpin zugerechnet wird. Sowohl das Einfallen der Störungsfläche als auch die Versatzrichtung der beiderseits der Störung gelegenen Einheiten wären demnach unterschiedlich. In den Geofast-Karten der Geologischen Bundesanstalt Blatt ÖK 135 Birkfeld und Blatt ÖK 165 Weiz (Übernahme der Kompilation von Joanneum Research für das GIS – Steiermark) sind zwar die lithologischen Grenzen völlig ident, der gesamte Kulm wird aber dem Unterostalpin zugeordnet. Woher diese neuen Erkenntnisse stammen, ist allerdings nicht zu eruieren.

Begehungen im Bereich des Kulm brachten folgende Ergebnisse: Der Kulm wird, wie in den Karten eingezeichnet, aus Amphiboliten, Paragneisen und Orthogneisen aufgebaut, welche in der Folge als Kulm-Komplex zusammengefasst werden. Die N-Abfälle des Kulm, von etwa 600 m Seehöhe in der Feistritz-Klamm bis in den Gipfelbereich, bestehen vorwiegend aus feinkörnigen Amphiboliten mit einem deutlichen Plagioklas-Gehalt. Des Weiteren finden sich Bänderamphibolite mit Plagioklas- und hornblende-reichen Lagen. Eingeschaltet sind feinkörnige Paragneise mit einzelnen größeren Muskovitblättchen. In lokal wechselndem Maße sind Lagen von hellen, sehr feinkörnigen Granitgneisen vorhanden. Diese sind straff geschiefert und brechen plattig. Die Gesteine fallen mit 10–30° gegen SE–SSW ein, die Streckungslineare auf den Schieferungsflächen fallen gegen SE.

Unter 600 m Seehöhe folgen im Hangenden mittel- bis grobkörnige Granat-Glimmerschiefer mit Lagen von hellen, feinkörnigen Orthogneisen. Diese Gesteine bilden den südlichsten Teil des Strallegg-Komplexes (WIESENER, Geol. Karte 1:50000, Blatt 135 Birkfeld, 1981; SCHUSTER et al., Arbeitstagung der Geol. B.-A., 2001), welcher als Decke über den oberen Teil des Rabenwaldkogels (Blatt ÖK 135 Birkfeld) gegen N zieht. In der Feistritz-Klamm fallen die Gesteine mit 20–40° nach S–SW ein. Das duktile Streckungslinear auf den Schieferungsflächen fällt nach SSW.

Harnischflächen innerhalb spröder Störungszonen zeigen Ultrakataklasite, die mittelsteil nach SW–SE einfallen und einen sinistralen Versatz anzeigen.

Den Talboden des Feistritztales erreicht die Grenze kurz vor dem Ende der Feistritz-Klamm. Sie ist in einem kleinen Graben am Radweg, welcher der Feistritz entlang führt, bei Koordinate E 015°47'30"/N 15°14'20" gut aufgeschlossen. Die NW-Seite des Grabens besteht aus dünnplattig brechenden, verwitterten Glimmerschiefern des Strallegg-Komplexes, die flach gegen Süden einfallen. Auf der SE-Seite sind massige, z.T. Hornblende führende Paragneise des Kulm-Komplexes anstehend, die ein mittelsteiles Einfallen gegen SW aufweisen (258/47). Die Störungszone ist etwa 2–5 m breit, gegen das Zentrum hin verquarzt und durch einen 1–5 cm dicken Ultrakataklasit charakterisiert. Sie fällt im Aufschlussbereich mittelsteil gegen SW ein. Im weiteren Verlauf gegen W scheint sie gegen S einzufallen und leicht gewellt zu sein.

An den S-Abfällen des Kulm sind in der Karte von FLÜGEL & NEUBAUER (1984, ebenda) verbreitet Augengneise eingezeichnet. Deren Verbreitung scheint etwas übertrieben dargestellt zu sein. Augengneise im Verband mit phyllo-nitischen Paragneisen finden sich auch an den südlichen Ausläufern des Kristallins im Bereich um das Schloss Herberstein. Die makroskopische Erscheinung dieser Gesteine erinnert sehr an jene des Grobgneis-Komplexes. Untersuchungen zur Klärung der Frage, ob diese Gesteine dem Grobgneis- oder Kulm-Komplex angehören, sind im Laufen.

Zusammenfassung der Ergebnisse

Abschließend kann gesagt werden, dass im unmittelbaren Grenzbereich zwischen Rappold-Komplex und Schöckelkalk-Formation, zwischen St. Radegund im W (Blatt ÖK 164 Graz) und Büchl im E, keine mit der Raasbergfolge des Raasberges vergleichbaren Gesteine vorhanden sind. Vielmehr sind die z.T. bunten Breccien als Tektonite aus Schöckelkalk anzusehen. Die Lokal auftretenden Dolomite und Quarzite müssen nicht von der Basis der Raasbergfolge stammen, sie können auch von den Dolomiten und Quarziten hergeleitet werden, die mit dem Schöckelkalk verknüpft sind. Die Grenze zum Kristallin ist eine Störungszone, die auch in der Topographie als deutliches Lineament zu erkennen ist. Diese fällt mittelsteil gegen N ein und zeigt sinistral-abschiebenden Charakter. Sie lässt sich von S des Schöckels im E über Grillbichl, N von Leska, N von Weiz bis Büchelberg verfolgen.

Die Grenze zwischen Strallegg- und Kulm-Komplex im Bereich der Feistritz-Klamm fällt nach Süden bzw. Südwesten ein. Sie zeigt einen abschiebenden Charakter. Das bedeutet, dass der Kulm-Komplex gegenüber dem Strallegg-Komplex gehoben wurde.

Blatt 136 Hartberg

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Grobgneis-Komplex und im Strallegg-Komplex auf Blatt 136 Hartberg

ALOIS MATURA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde die Kartierung des etwa 3 km breiten Gebietsstreifens entlang der westlichen Blattgrenze gegen Norden bis etwa zur Linie Eben – Greilberg fortgesetzt und damit der Südteil des Einzugsgebietes des oberen Voraubaches abgedeckt.

Im Allgemeinen herrscht mittelsteiles bis flaches Westfallen der Schieferung vor. Die **Grobgneismasse des Hintereck** jenseits der westlichen Blattgrenze reicht südlich Eben mehr als einen km weit in das Blattgebiet, im Südosten begrenzt durch die Störung bei der Zisser Taverne, gegen Norden zu allmählich wieder gegen Westen zurückweichend.

Der im Vorjahr von Süden her verfolgte **Grobgneiszug** – mit typischem grobporphyrischem Granit- bis Leukogranitgneis – westlich des Masenberges reicht in der Nordflanke des Masenberges bis in etwa 850 m Seehöhe hinunter. Dort hat es bei den gegebenen Aufschlussverhältnissen den Anschein, als ob die Paragesteine beiderseits des Grobgneiszuges gegen Norden zu in einem schmalen Bereich in Verbindung stehen. Auch einige lithologische Parallelen, wie Disthen und Sillimanit führender Granat-Biotitgneis beim Oberen Zisser, sprechen also dafür, diesen Paragneis-Zug östlich der Zisser Taverne ebenfalls dem **Strallegg-Komplex** zuzuordnen. In dieser Frage habe ich im Vorjahr, wenn auch mit Vorbehalt und vor al-

lem auf die Lagerungsverhältnisse gestützt, einen anderen Standpunkt eingenommen.

Von der Talsohle des oberen Voraubachlaufes gegen Süd-südosten hinauf breitet sich ein grobkörniger, eher gleichkörniger Leukogranitgneis aus (vorläufiger Arbeitsbegriff „**Puchegg-Orthogneis**“). Aufgrund der Lagerungsverhältnisse kommt ihm die tiefste tektonische Position zu. Die Schieferung ist söhlig bis flach eher gegen Westen geneigt. Innerhalb des Puchegg-Orthogneises, vor allem aber an dessen Grenze zum überlagernden Strallegg-Komplex (mit dem oben erwähnten eingelagerten Grobgneiszug) im Süden tritt verbreitet Leukophyllit auf und lässt an dieser Grenze eine Bewegungszone vermuten. Die genetische bzw. tektonische Beziehung des Puchegg-Orthogneises zum Grobgneis ist noch ungeklärt.

Die Lage und Natur der Grenze des Strallegg-Komplexes vom Talschluss des Voraubaches zu den „Tommerschiefen“ im Norden ist weitgehend unter Tertiärbedeckung begraben.

Die ausgedehnte Auskleidung des Südteils der Senke von Vorau mit Tertiärsedimenten besteht hauptsächlich aus ockergrauem bis rötlichgrauem, lehmigem Sand mit groben, kantengerundeten bis gerundeten Kies-Komponenten, und grauen sandig-tonigen Sedimenten mit Gerölllagen. Grober Blockschutt, der an der Basis der Tertiärabfolge anzunehmen ist, tritt hier nur örtlich in Rinnen und Gräben zutage. Das Phänomen tertiärer Erosionsflächen und ihrer treppenartigen Anordnung, wie ich es zuletzt aus dem Talschluss von Zeil bei Pöllau jenseits des Masenbergrückens beschrieben habe, ist auch hier im Talschluss des Voraubaches anzutreffen, reicht aber hier höher, bis über 800 m Seehöhe, hinauf. Recht markant ist eine solche Erosionsflur in etwa 820 m Seehöhe ausgebildet.

Blatt 149 Lanersbach

Bericht 2007 über geologische Aufnahmen in der Umgebung von Lanersbach auf Blatt 149 Lanersbach

JURRIAN FEJTH

Im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme wurde im Jahr 2007 das Gebiet der Umgebung Lanersbach (Blatt 149 Lanersbach) kartiert. Das bearbeitete Gebiet umfasst hauptsächlich die Modereckdecke. Die Wolfendorndecke im Liegenden ist nur in der südwestlichsten Ecke aufgeschlossen. Die tektonische Entwicklung und Großstruktur sowie die Fazies der Wustkogel- und Seidlwinkel-Formationen, der Bündnerschiefergruppe bildeten neben der Quartärgeologie einen Schwerpunkt dieser Kartierung.

Großstruktur

Im kartierten Gebiet des Zillertals sind, von Süd nach Nord die Wolfendorndecke und Modereckdecke aufge-

schlossen. Die Großstruktur (km-Maßstab) und die Überprägungsrelationen bis herunter zu mm-Maßstab ist von 3 Deformationsphasen geprägt. Die komplexe Überprägungsstruktur im kartierten Gebiet ist die Folge unterschiedlicher tektonischer Rahmenbedingungen der 3 Faltingsphasen. Liegende Isoklinalfalten, die während der \pm NW- bis Nord-gerichteten Deckenüberschiebungsphase gebildet wurden, werden als F_1 -Falten bezeichnet. Sinistrale „duktile“ Scherung am Nordrand des Tauernfensters, die während den frühesten Phasen der Tauernexhumierung stattfand, hat die Bildung von F_2 -Falten mit steil Nordwest-abtauchenden Achsen zur Folge gehabt. F_3 -Falten sind während einem zunehmenden „strain partitioning“ entstanden: Nord-Süd-Verkürzung wurde durch die F_3 -Faltung aufgenommen, während die sich zeitgleich entwickelnde sinistrale Scherung am Nordrand des Tauernfensters zunehmend spröd erfolgte. F_3 -Falten sind aufrecht, südvergent und haben Ost-West-Achsen. Die Großstruktur ist Ost-West-streichend, aber lokales Nordost-Südwest-Streichen ist auf F_2 -Großfalten zurückzuführen.

Wolfendorndecke

Es sind Marmore der Hochstegen-Formation und kleine Aufschlüsse von Porphyrmaterialschiefern, die die Wolfendorndecke in einem sehr kleinen Gebiet in der südwestlichsten Ecke des Arbeitsgebietes charakterisieren.

Plattige graue bis blaugraue gut kristalline Kalkmarmore sind im kartierten Gebiet kennzeichnend für die Hochstegen-Formation. Die Porphyrmaterialschiefer bestehen aus Schiefen, Arkosen und Konglomeraten mit porphyrischen Komponenten. In den Vorkommen der Porphyrmaterialschiefer ist die Wolfendorndecke intern verschuppt.

Bedingt durch die Lithologien dieser Formationen konnte der Metamorphosesprung zwischen Wolfendorndecke und Modereckdecke, der weiter westlich gut definiert ist, nicht nachgewiesen werden.

Permotrias der Modereckdecke

Der Großteil der aufgeschlossenen Gesteine der Modereckdecke besteht aus der sehr verwitterungsresistenten Permotrias, insbesondere aus der Wustkogel-Formation. Am SE-NE-verlaufenden Bergrücken mit den Gipfeln Am Flach und Tettensjoch sind phengitische Quarzite, phengitische Glimmerschiefer sowie Porphyroide und Arkosekonglomerate der Wustkogel-Formation die häufigsten Gesteine. Obwohl diese Gesteine metamorph überprägt sind, ist entlang des neuen Zufahrtsweges zur Elsalm besonders gut erkennbar, dass es sich um sedimentär umgelagerte rhyolitische Vulkanoklastika handelt. Rinnenfüllungen mit Konglomeraten und gradierte Schichtfolgen deuten auf ein hochenergetisches fluviatiles Ablagerungsmilieu mit großen Geschiebemengen hin. Interessant sind vor allem die vulkanischen Bomben, die noch gut erkennbar sind. Helle gelbgrüne, reichlich Epidotminerale führende Gänge zeugen von syn- bis postsedimentären vulkanischen Aktivitäten. Ähnliche Mineralisationen sind auch in den vulkanischen Bomben zu finden. Viele dieser Gesteinstypen enthalten Phengit verwachsen mit Chlorit, womit die typischen blassgrünen Farben zu erklären sind. Die Konglomeratklasten und vulkanischen Bomben sind meist stark gestreckt und geplättet. Aufschlüsse ähnlicher Art gibt es auch am Tettensjoch.

Eine Wechselfolge aus Dolomitmarmor, weißem Quarzit, Serizitphyllit, Rauwacke, Chloritoidquarzit, Chloritschiefer und glimmerreichem Kalkmarmor (ockerfarbig verwitternd) wird zur triassischen Seidlwinkl-Formation gerechnet. Die Rauwacken der Seidlwinkl-Formation, besonders gut aufgeschlossen am Wasserfall am Elsloch und stromabwärts, bilden die Grenze zur Wustkogel-Formation. Diese Lage ist meist einige Meter mächtig, beim Wasserfall bis zu 20 m, wobei zu berücksichtigen ist, dass diese Rauwacken zum Teil tektonischen Ursprungs sind. Über diesen Rauwacken folgen unreine ockerfarbig verwitternde Kalkmarmore mit Hellglimmern, die auf den Schichtflächen angereichert sind. Das Hangende der Seidlwinkl-Formation besteht aus plattigen hellgrauen und lokal dunkelgrauen (gelblich bis beige verwitternd) Dolomit- und Kalkmarmoren, zum Teil schlecht gebankt, und Kalk- und Dolomitlaminiten sowie vereinzelt aus „Wurstdolomiten“. Diese sind am Wechselkopf sowie in einer Zone nördlich vom genannten Bergrücken, u. A. beim Ochsenleger, aufgeschlossen. In den Bündnerschiefern südlich von Lanersbach kommen diese Karbonatgesteine in kleinen Aufschlüssen, in F_2 - und F_3 -Mulden eingefaltet, vor.

Bündnerschiefer der Modereckdecke

Nördlich der Linie Ochsenleger – Juns sind fast ausschließlich Bündnerschiefer der Modereckdecke aufgeschlossen, meist in Forstwegböschungen. Bedingt durch die starke tektonische Überprägung, insbesondere der Faltung, ist eine stratigraphische Untergliederung, wie im Schmirntal erkannt, kaum feststellbar.

Südlich vom Tuxbach sind hauptsächlich Schwarzschiefer, zum Teil ein wenig kalkhaltig, aufgeschlossen. Dolomitmarmorschollen, Olistholithe vom passiven Plattenrand, wurden in einem Aufschluss am Lahn (Nordwestlich vom Tettensjoch, RW: 256325, HW: 224024 – Koordinaten in BMN 28, 1753 m) gefunden. Diese sind bis 1 m lang. Metagabbros und Prasinite, wie sie im Schmirntal beobachtet wurden, kommen nur als vereinzelte Blöcke vor.

Nördlich vom Tuxbach sind stratigraphische Einheiten der Bündnerschiefer aufgeschlossen, die zur Nordrahmenzone gerechnet werden. Diese korrelieren lithologisch und im Streichen mit den Chloritphylliten und Schwarzschiefern westlich des Kristalliners und werden zur Nordrahmenzone gerechnet. Chloritphyllite dieser Zone, mit wenigen karbonatischen bräunlich verwitternden Schieferlagen, befinden sich hauptsächlich östlich des Sessellifts zum Skigebiet Eggalm. Westlich des Liftes sind sehr graphitreiche Schwarzschiefer kartiert worden. Es sind dies die graphitreichsten Schiefer, die bisher im westlichen Tauernfenster kartiert wurden. Sie sind unterhalb der Eggalm sehr rutschungsanfällig. Olistholithe sind seltener als beim Kluppenbach (Schmirntal, ÖK 149) und am Padauner Berg (ÖK 148), wo Vorkommen dieser Einheit ebenfalls kartiert wurden. Eine Kalkmarmorscholle mit Fuchsit wurde in den Chloritphylliten auf 1513 m Höhe 195 m östlich des erwähnten Skiliftes angetroffen. Fuchsitreiche Gesteine könnten mit der Nordrahmenzone in Verbindung gebracht werden, da am Padauner Berg (ÖK 148) ebenfalls relativ fuchsitreiche Gesteine aufgeschlossen sind.

Eine versinterte Gehäungebrekzie ist bei Innerau kartiert worden. Die Komponenten sind mäßig gerundet, möglicherweise durch Glaziale Prozesse.

Strukturgeologie

D_1 -Isoklinalfalten sind regional in allen stratigraphischen Einheiten der Venediger-, Wolfendorn- und Modereckdecke erkannt worden. Isoklinalfalten im mm- bis km-Maßstab, deren Achsenebenenschieferung die Hauptschieferung ausmacht, werden als D_1 -Strukturen bezeichnet. Im hier beschriebenen Gebiet sind D_1 -Falten im dm- bis m-Maßstab an vielen Stellen zu beobachten. Größere Falten sind aufgrund der Aufschlussverhältnisse nicht eindeutig erkannt worden. Die S-förmige Verbreitung der Wustkogel-Formation im Kartenbild ist auf eine F_2 -Großfalte mit steil NW-abtauchender Faltenachse zurückzuführen. Falten der D_2 -Phase niedriger Ordnung treten gehäuft in bestimmten Zonen auf, vor allem in den Scheiteln der F_2 -Großfalten und insbesondere in der relativ kompetenten Wustkogel-Formation. Am Zufahrtsweg zur Elsalm sind F_2 -Falten in der Wustkogel-Formation häufig. An diesem Weg wurde südöstlich vom Tettensjoch erstmals ein Aufschluss gefunden, in dem F_2 -Faltung intensiver ist als die überprägende F_3 -Faltung, so dass die F_3 -Überprägung nur noch mühsam und aufgrund der Umorientierung der F_2 -Strukturen errahnt werden kann.

Der Kompetenzkontrast zwischen der Wustkogel-Formation und der Schwarzschiefer der Bündnerschiefer ist sehr groß. Die Bündnerschiefer dürften daher während D₂ und vor allem während D₃ einen großen Teil der sinistralen Scherung aufgenommen haben.

Quartär und Massenbewegungen

Quartäre Sedimente (fluviatiles und fluvioglaziales Sediment, Sand, Kies, Blockwerk) des Kasererbachs überlagern die Festgesteine im Tuxerbachtal. Der Tuxbach ist hauptsächlich in Hangschutt und Blockwerk (z.T. alte relikte Massenbewegungen) eingeschnitten. Zwischen Innerau und Außeraue sind die tiefer liegenden Hangbereiche von einem Schwemmfächer bedeckt, der nach unten an rezente bis subrezente Alluvionen (Kies, Sand, Ton) des Tuxerbaches anschließt.

Spät-postglaziale End- und Seitenmoränen gibt es bei der Grieralm, auf der Löschbodenalm, zwischen Kreuzjoch und Elsalm (bis zu mehrere 10er-m hoch) westlich der Eggalm und unmittelbar westlich vom Nigglassbach (östlich vom Lattenalm). Außer dem Bereich Klausboden und Umgebung, wo Hangschutt dominant ist, sind Grundmoränen die dominanten Quartärablagerungen.

Folgende größere Massenbewegungen wurden kartiert:

(1) Am Flach: Bergzerreißung mit Zerrspalten in der Wustkogel-Formation. Große Zerrgräben, Auflockerung und eine deutlich erkennbare Umorientierung in den großen Festgesteinsmassen wurden beobachtet. Es gibt drei vorherrschende Zerrspaltrichtungen, Nord-einfallend, WNW-einfallend und SW-einfallend. Die Letzte setzt sich in Richtung Tettensjoch fort. Bis in eine Höhe von etwa 1950 m ist der Berg nordwestlich des Gipfels in Bewegung.

(2) Am Kamm zwischen Am Flach und Tettensjoch: Doppelgratbildungen, inaktiver Talzusub in Gesteinen der Wustkogel-Formation, die sich vor allem in südöstlicher Richtung bewegen. Ähnlich gibt es am Gipfel bei der Marke 2151 m, nordwestlich des Tettensjoches, Doppelgratbildungen und Bergzerreiungen. Die Gesteinsmassen sind in Richtung Nordwest abgesetzt.

(3) Nordöstlich von Ochsenleger zwischen 1700 und 1800 m Höhe: Bergzerreißung ($\approx 0,8-1,0 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) mit Zerrspalten in der Wustkogel-Formation und den Bündnerschiefern. Diese große tiefgreifende Massenbewegung hat eine Auflockerung und eine deutlich erkennbare Umorientierung in Festgesteinsmassen (bis in den Zehnermeter-Maßstab reichend) verursacht.

(4) Nordwestlich und oberhalb von Lanersbach, im Bereich des Grabens südwestlich der Eggalm. Eine Häufung größerer Massenbewegungen tritt in den sehr rutschungsgefährdeten Schwarzschiefern der Bündnerschiefergruppe auf. Zerrspalten und Abrisskanten dieser Rutschungen haben zwei dominante Richtungen, NNW-SSE- und NE-SW-streichend. Es sind dies mehrere wiederholt aktive Massenbewegungen unterschiedlichen Alters, die sich gegenseitig versetzten.

Kleinere Massenbewegungen sind über das ganze Gebiet, aber vor allem in den Bündnerschiefern, kartiert worden. Generell ist zu beachten, dass im gesamten Gebiet Hangbewegungen sehr häufig sind und Strukturmessungen nur eine bedingte Genauigkeit haben.

Bericht 2009 über geologische Aufnahmen der quartären Sedimente im Weertal, Nafingtal und im Bereich der Sagalm und Pfundsalm auf Blatt 149 Lanersbach

JANUSZ MAGIERA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

The Sagalm area

Only the uppermost part of the Sagbach valley lies on the Lanersbach map sheet. The valley floor is covered with a blanket of a ground moraine, probably up to 3 m thick, of Würmian (Lateglacial?) age. The prominent ridge (5 to 20 m high) of a left lateral moraine from a Lateglacial glacier tongue is preserved on the left side of the Sagbach valley.

The north-east and east facing slopes of the valley (beneath the Sagspitze and Poferer Jöchl peaks) carry remnants of several stone glaciers, which were probably active during the Lateglacial to Early Holocene. Some of them may also have been active during the Little Ice Age, as can be inferred from the very fresh shapes of glacial tongues and surface features. Of similar age were the small cirque glaciers that left curved end moraine ridges in the vicinity of Grauer Kopf.

The north-west facing slope (Sagmähder) is covered by extensive colluvial deposits that probably also developed during the Lateglacial to Early Holocene, when the valley glacier disappeared and the permafrost thawed. There appear to have been two generations of landslides here: an older and much more extensive phase that was probably related to the main deglaciation, and a second phase with more concentrated, long narrow landslides, which was probably a result of subsequent warming during the Early Holocene.

Holocene to recent alluvia form rather narrow river channel fills and small fans that become broader close to creek junctions and above those areas with thicker moraine accumulations in the vicinity of Grauer Kopf.

Weerbach valley (Weertal)

This relatively long valley bears numerous traces of extensive landslides along most slopes, which tend to conceal other sediments and features that may be present. Glacial sediments saturated with water, and debris resulting from the weathering of bedrock, were the main subjects of these landslides. As at Sagalm, there are again two generations of landslides. The older, deeper, and more extensive landslides occur particularly on the west facing slopes below the Rosslaufspitze peak and on the northern slope down from Hobarjoch peak, below Untersberg. Less extensive but probably of a similar age are landslides on the east facing slopes in the vicinity of Tagetlahnalm. Further south along the same slope there are several narrow but deep landslides (north of the Grafennsalm homestead and east of the Grafennsspitze peak). Their large depths (bedrock is exposed in their source depressions) and the thickness of their colluvia (up to 30 m in the valley floor) suggests that they may be related to the phase of intensive landsliding that occurred at the end of the Würm glaciation. Apparently younger are the landslides that occur within a very large landslide to the west of the Rosslaufspi-

tze peak. They are relatively narrow and short – their colluvia do not reach the valley floor – and probably developed during the warm, moist phase of the Early Holocene.

Apart from colluvium, ground moraine is the main sediment type covering the lower slopes of the valley. It is well preserved, particularly in the northern part of the valley (within Lanersbach map sheet), north of the junction with the Nafingbach tributary. There are very few remnants of end or lateral moraines within the valley but a right lateral moraine is well preserved as a narrow, high ridge at the mouth of the Johannistal tributary valley. The long, narrow, and almost flat tongue of a ground and ablation moraine was left by a glacier flowing north-east from the Hippoldspitze peak at the head of the valley. The low ridge of an end moraine marks a Holocene cirque glacier north-west of the Almkogel peak. Remnants of stone glacier tongues are present north-east of Grafennsspitze, north of Almkogel, and west of Hobarjoch. All of these were probably active during the Holocene and some of them (those located high on the valley slopes) also during the Little Ice Age.

The alluvial valley floor is relatively well developed, and is broader (up to 150 m wide) above the Nafingbach tributary than it is below the junction. Large mixed alluvial and debris fans developed at the mouths of almost every lateral valley and gorge on the west facing slopes of the Weerbach valley, but only few small fans occur on the opposite slope. The largest fan (which is fluvio-glacial in origin) developed on the eastern side of the Weerbach valley at the confluence of the Nafingbach tributary. This fan is nearly 1 km long, up to 250 m wide, and forms a step (or terrace) 5 to 15 m above the present-day alluvial plain. A periodically active gravel pit provides an insight into the internal structure of this fan.

The section of the Weerbach valley below the Nafingbach tributary is narrow and deeply incised, and therefore contains little in the way of alluvial sediments.

The Nafingbach valley (Nafingtal)

As in the Weerbach valley, large and extensive landslides have shaped both slopes of the Nafingbach valley. These landslides probably developed on a thick layer of unconsolidated ground and ablation moraine during the Lateglacial as a result of a permafrost thawing. On west facing slopes landslides continue southwards from the western slopes of the Weerbach valley, as far as Nafingalm. On the opposite side of the valley two large and deep landslides developed to the north-east of the Hobarjoch peak.

Remnants from the Holocene glaciers are only preserved in a few locations, e.g.: north-east and east of Hobarjoch and west of Halslspitze. These are in the form of well developed single or multiple end moraine ridges. A ridge of left lateral moraine, which is probably part of a deep U-shaped end moraine, is preserved to the north of the Nafingalm homestead.

The deepest part of the terminal depression is still occupied by a small lake. The melting of this glacier probably

resulted in the formation of the long fluvio-glacial fan with the gravel pit that was mentioned previously, at the mouth of the Nafingbach in the Weerbach valley.

Above the Nafingalm homestead the Nafingbach valley is less steep and its floor is relatively wide, while below it the valley is incised, narrow, and steep.

Structured soils, occurring as deep U-shaped lobes, resulting from contemporary solifluction phenomena, can be seen on the northern slopes below Geiseljoch and Hobarjoch.

Nurpensbach valley (Nurpenstal)

In the Nurpensbach valley Lateglacial to Early Holocene landslides again dominate the landscape. Both sides of the valley are shaped by very large landslides extending as far south as Haglhütte. The main material that slid was probably ground moraine and weathered bedrock debris. Two generations of landslides can again be discerned, particularly on the western slope of the valley (around Untere Nurpesalm) and west of the Pfundsloch pass. There are no remnants of recessional end moraines from either the Würm or the Early Holocene within the valley, only a few end moraine ridges marking small Late Holocene glaciers (south and south-east of Hoher Kopf, above and around Haglhütte, and north-east of Untere Nurpensalm). Vast debris and block fields west of the Rosskopf peak are probably remnants of rock glaciers. A similar but smaller debris field occurs north-east of the Halslspitze peak.

The valley is incised and steep; its floor is therefore narrow and contains little alluvium.

The Pfundsalm area

The slopes at Pfundsalm are covered with thick glacial sediments (probably up to 5 m) consisting of ground and ablation moraines, but no remnants of end moraines have been found on the valley floor. Small but well preserved ridges of end moraines mark the extent of small Holocene glaciers in the uppermost part of the Finsingbach valley (north-east of Rosskopf, east of Kleiner Gilfert, and east of Pfaffenbichl). Landslides occurred in unconsolidated glacial sediments and weathered bedrock but were far less extensive than in previously described valleys. Large mixed alluvial and debris fans developed on east facing slopes during the postglacial period.

The valley floor in the upper part of the Finsingbach valley is relatively narrow and moderately steep. It broadens further downstream leaving more room for alluvium to accumulate.

Lamargalm (Lamarkalm)

Only upper part of the Lamarkbach valley falls within Lanersbach map sheet. The area has been strongly modified for a ski-station: only few areas have been left in their natural condition, with small ridges of lateral moraines of the Holocene age.

Bericht 2009 über geologische Aufnahmen der quartären Sedimente im Zemmgrund, Schlegeisgrund und im Bereich Dristner und Tuxer Joch auf Blatt 149 Lanersbach, 150 Mayrhofen und 176 Mühlbach

JERZY ZASADNI
(Auswärtiger Mitarbeiter)

The two largest tributary valleys of the Zemmatal valley system – the Zemmgrund and Schlegeisgrund valleys – were mapped during 2009. Additional investigations were carried out into the western flank of the Dristner mountain and in the vicinity of Tuxer Joch pass. Special attention was paid to sediments and erosional forms of former glacier extent during the Last Glacial Maximum (LGM, „Würm-Hochglazial“), the Lateglacial period, and the Holocene.

Evidence of the maximal ice extent (LGM)

The vertical extent of glacial erosion landforms provides evidence of former ice-surface geometry during maximal glaciation, which in the Alps can generally be considered to have occurred during the LGM.

At the mouth of the Zemmgrund valley the glacial trimline can be observed at a level of 2400–2425 m on the western slope of the Kleiner Ingent mountain, where the uppermost limit of polished bedrock is visible. The glacial trimline occurs at a similar level on the opposite side of the Zemmatal valley, on a spur descending from the Kleiner Riffler and Schönlahnerkopf peaks. Further up the Zemmgrund valley the upper limit of glacial erosion features can best be seen on arêtes and spurs between valley-side cirques. The limit of glacial erosion can be inferred from the gross morphology of the spurs, which have gentle, ice polished shapes on their lower slopes and sharp crests above. However, the best evidence of ice extent is provided by perfectly developed truncated spurs in the upper Zemmgrund valley: at the lower end of the spur (2588 m), which runs down from Schönbichler Horn peak; at Steinmandl (2634 m), at the end of the Roßrugg spur; at Am Horn (2647 m); and the spur that runs down from the Ochsner peak towards Schwarzensteinalm (2632 m). These indicate that the ice-surface in the area where several glacial basins coalesce in the upper Zemmgrund valley did not exceed a level of 2600 m.

Glacial trimlines are especially well developed in the Schlegeisgrund valley. At the valley mouth glacially moulded bedrock occurs up to 2400–2480 m on the right-hand side slope running down from the spur (2511 m), which runs from the Greinermauer peak, towards the Schlegeispeicher reservoir. This is at the same level as on the nearby Zamser Egg spur and the lower end of Schrammerkopf truncated spur. Further up the Schlegeisgrund valley two prominent trimlines cut the eastern flanks of the Kleiner Hochsteller and Hochsteller range: the upper limit of the ice-surface can here be taken to have been at the level of the top of the steepest rock walls, which stand approximately 100–150 m above narrow and gently inclined surface of trough shoulder. On the eastern flank of the Hochsteller mountain the trimline indicates an ice level at about 2600 m. Evidence of the ice-surface level is also present on the opposite side of the valley on the ridge of the Totenkopf truncated spur (2603 m), which has a glacially mould-

ed bedrock surface up to 2620 m. At this level a sharp boundary occurs between the lower part of the ridge with glacially moulded bedrock surfaces, and the upper part of the ridge with intensely frost-cracked Grainer Shear Zone rocks. Poorly preserved striae indicate a S to N direction of ice flow, cutting across the spur.

The Dristner mountain (2767 m) rises above the village of Ginzling, on the right side of the Zemmatal valley and close to its mouth. Basal till and glacial boulders occur to the SW of the Dristner summit, in the Wandalm and Jagdhütte Wandegg areas (ca. 1400–2000 m). At higher levels up to 2120 m, glacially moulded bedrock and individual glacially transported boulders also occur on a gently inclined surface. Above this level and up to 2300 m, only weathered, glacially moulded bedrock can be seen. Glacial overprint is clearly visible on the spur descending from the Dristner peak towards Jaunalm. The lower and steeper part of this spur exhibits glacially polished bedrock, extending up to 2250 m. A steeply inclined spur descending from Dristner (2767 m) towards the Hochstegen village (ca. 700 m) is till-covered up to 1400 m. Glacially transported boulders and till patches occur at higher levels, up to 2000 m, while glacially moulded bedrock can be traced up to 2230–2270 m, where it ends below a steep, 30 m high rock wall that cuts across the spur ridge. This rock wall marks the maximal ice truncation on the spur. Erosional landforms on the spur are very well developed and have a relatively fresh appearance. The 45° azimuths of roches moutonnées indicate a SW to NE, cross-spur ice flow direction, from the Zemmatal valley to the Stillupgrund valley. The ice flow direction was also oblique to the Ahorn gneiss metamorphic foliation (60–80/65/NW). Above 2270 m the ridge is sharp and frost-cracked, with no traces of glacial overprint. On the opposite side of the Zemmatal valley, above Gamshütte, glacially moulded bedrock can be seen as high as 2230 m on the spur that descends from Mittlere Grinbergspitze peak.

The Tuxer Joch pass (2338 m) was considered in earlier maps and papers to be a transfluence pass. On the watershed divide, between the Frauenwand summit (2541 m) and the level of 2460 m on the ridge descending towards the Tuxer Joch pass from the Hornspitze peak (2650 m), glacially moulded bedrock is evident. However, to the south of the Frauenwand summit along the watershed ridge that descends towards Kaserer Scharf (2450 m), the bedrock has no glacial overprint until at Kaserer Scharf glacial landforms again appear along the watershed. The metasedimentary rocks that form the area of the Tuxer Joch pass are prone to weathering and do not show any glacial streamline features such as striae or roches moutonnées, which could have provided evidence of ice flow direction through the pass. Investigations also failed to reveal any Zentralgneis erratic boulders at this location, which would have provided evidence of long-distance glacial transport from the Tuxer Ferner area. The Lateglacial moraines around the pass, however, suggest the presence of a small ice field that covered the broad and gently sloping area of the pass and the northern slopes of Frauenwand. This glacier was linked to cirques around the Tuxer Joch by small outlet glaciers. During this stage of glaciation – probably the Egesen Stadial – the line of ice divide is likely to have followed that of the watershed. However, a similar type of glaciation in the pass but involving diffuence rather than transfluence can not be excluded, even during the LGM.

The Zemmgrund valley

Zemmgrund is the largest tributary valley in the Zemmatal valley system. The valley represents a typical, perfectly developed, glacial trough. It is oriented towards the NW and consists of distinctive lower and upper sections separated by a prominent, 300 m high rock threshold (or "Riegel"). This threshold is controlled by the geological structure of the Greiner Shear Zone. The lower part of the trough is 3.7 km long and 600–800 m wide, with the relief between valley floor and ridgelines reaching 2000 m. The Zemmgrund trough hangs several tens of meters above the Zemmatal trough at Gasthof Breitlahner. However, the upper part of the Zemmatal is even higher, hanging 100 to 150 m above Gasthof Breitlahner, which indicates that during Quaternary glaciations ice discharge and erosion rates were higher in the Zemmgrund valley than in the upper part of Zemmatal valley system (the Zamsgrund and Schlegeisgrund valleys).

The lower part of Zemmgrund valley is composed of Tuxer Gneiss (the "Zentralgneis"). Almost the whole of the valley floor is covered with alluvial, debris flow, and avalanche deposits, mainly as depositional cones. These cones are located below deeply incised ravines descending from adjacent cirques and trough walls. Pure talus accumulations predominate in those valley sections where smooth-faced rock walls occur and where debris transport is less channeled into ravines. There are also valley sections where large overlapping avalanche and debris flow cones create a natural valley blockade, raising the erosional base and resulting in alluvial infilling of the valley floor, as can be seen at Schwemmalm. On the valley floor, glacial sediments can only be traced at the valley mouth, immediately south of Breitlahner, where some till cover is still preserved on glacially moulded bedrock and glacial striae are preserved on polished bedrock surfaces. The right-hand side of the Zemmgrund valley between Klausenalm and Breitlahner is, in addition, covered with large angular blocks several meters across from postglacial rockfalls. Bouldery rockfall deposits also cover the right-hand slope further up the valley, near Grawandhütte (ca. 1600 m).

Glacial cirques in the lower Zemmgrund valley

The cirques in the lower Zemmgrund valley are in most cases barely accessible, as they hang 600–900 m above the valley floor. On the right-hand side of the valley, the Äußeres and Inneres Bratenbergkar cirques are dominated by talus accumulations, covering the remnants of glacial sediments. In the Steinkar cirque, however, Lateglacial latero-frontal moraine is preserved on the proximal side of talus slopes. The moraine is bilobate in shape, has a 20 to 40 m high rock glacier-like distal slope, and consists of large angular blocks. Two or three systems of parallel moraines can be distinguished, probably from the Egesen Stadial. Below the headwall, NW of Hennsteigenspitze (3002 m) and in front of the ice-firn field, there is a small, intact rock glacier (at ca. 2700 m) of Holocene age.

On the left-hand side of the lower Zemmgrund valley the Holocene glacial land system is better developed in the cirques at NE of Greinermauer and Greinerkar, whereas only fragments of the Lateglacial moraines are preserved. These are probably remnants of glaciers that had hung up on cirque thresholds or flowed down-valley to the Zemmgrund trough. At Breites Kar, remnants of Late-

glacial latero-frontal moraine occur between 2050 and 2150 m and the maximal Holocene extent of a small glacier is marked by a moraine that extends between 2500 and 2600 m. At Greinerkar there is a right-lateral moraine from the Lateglacial period (Egesen stadial?) on a gentle surface of the Prediger trough shoulder (2080–2180 m). In the Greinerkar glacier forefield a massive, latero-frontal, Holocene moraine occurs between 2300 and 2500 m. The distal slope of the moraine grades into glacial debris flow deposits, which cover a vast area of the cirque floor below. The moraine is tens of meters high and it is divided into two independent lobes. The western lobe is 600 m long and 120 m wide, and its terminal part has a rock glacier appearance. It consists of angular blocks 1–2 m in diameter, which were passively transported by glacier and subsequently remobilized periglacially, as indicated by the convex surface of the debris tongue with ridge and furrow morphology. The rock glacier front can be considered inactive at the present time. There are also two recessional moraines in the glacier forefield, which can be related to the 1920 and 1980 advances. Both moraine systems are composed of passively transported angular blocks. In the eastern lobe, recessional moraines are stacked on top of the Holocene maximal moraine. A considerable part of Greinerkar glacier is now covered in debris.

The upper Zemmgrund valley ("Obere Zemmgrund")

There is a long tradition of geological, geomorphological, glaciological and geoecological investigations in the upper Zemmgrund valley (summarized by HEUBERGER, Alpenvereinsjahrbuch, 102, 1977). The glacier front positions for three major glaciers (the Waxeggkees, Hornkees, and Schwarzensteinkees glaciers) have been recorded since 1890, which is the one of the longest series of glacier measurements in the Alps. Several systems of Holocene moraines occur in the merged forefields of the Waxeggkees and Hornkees glaciers. Near the Alpenrose Hütte at Waxeggalm (1870 m) there are two moraine systems older than the 1850 advance. The oldest (maximal) of the two consists of larger blocks than the internal one. A small fragment only one or two meters high of the most extensive Holocene moraine is also preserved outside the left lateral moraine in the upper part of the Waxeggkees forefield, between 2420 and 2480 m. Older moraines also occur to the north of the Steinmandl peak, where the lateral moraines of the Waxeggkees and Hornkees glaciers coalesce. A similar moraine sequence can be found close to the Berliner Hütte, to the south of the Zemmbach gorge (1980–2040 m), where three or four moraines older than the internal one (from the 1850 advance) can be distinguished. In both forefields two recessional moraines occur 400–500 m up-valley from the maximal moraines. They are 1 to 3 m high and are made up of bouldery, clast-dominated diamicton. In the Waxeggkees forefield these recessional moraines are closely spaced and partially stacked on top of each other, but in the Hornkees forefield they are 40 to 50 m apart. These moraines are known from direct glaciological observations to have been formed during the 1902 and 1923 advances. Some remnants of younger ice-marginal moraine walls can also be traced up-valley in both glacier forefields; these are related to the 1970/80 advance.

The terminal part of the Schwarzensteinkees forefield is located on a bedrock overdeepening. The valley floor is gently inclined and filled with fluvio-glacial sediments, which consist of rounded and very rounded gravel and coarse sand. A sequence of closely-spaced, parallel recessional moraines emerges from the fluvio-glacial plain, which can be traced for 700 or 800 m up-valley from the terminal moraine. Interestingly, the walls of these moraines are mainly composed of fluvial material: angular, glacially transported blocks are also present but they are, in places, made up entirely of sand and gravels, which suggests that these landforms were a result of glacier pushing. Proglacial fluvial sediments were incorporated and stacked during winter advances of the glacier (annual moraines). Subdued fluted moraines can also be distinguished in this forefield; they appear as longitudinal strips of moraine material, oriented parallel to glacier flow and crosswise to recessional moraines.

In the upper Zemmgrund valley fresh Holocene moraines also occur in the Schönbichler Kar cirque, the cirque („Kar“) to the west of the Ochsner peak, the Mörchnerkees glacier forefields, and in four small glacier forefields in the Roßkar cirque. Interesting landforms that are transitional between moraines and rock glaciers can be found in two of the forefields in the Roßkar cirque. One of these is situated to the west of the Mörchnerscharte notch and the second to the SW of the Roßkopfe peak (3031 m). In both forefields, glaciers have melted out completely, leaving depressions that are surrounded by passively transported debris material in massive latero-frontal arcs. This debris is ice-cored (ice-cored moraine), as indicated by the low temperatures measured in spring water (0.5°C) and relief that is suggestive of active creep. The distal slopes of these landforms are also steep (35–45° slope), high (between 10 and 40 m), and have the appearance of a typical active rock glacier front.

In the lower section of the upper Zemmgrund valley between Waxeggalm and Grawandalm, a Lateglacial lateral moraine on the left-hand slope is spread discontinuously over a distance of 1 km, descending from 2200 to 2040 m. Three separated moraine walls can be seen on a gentle part of the slope, 400 m east of the Schönbichl peak (2263 m). They consist of till with subrounded and angular blocks of Zillertal gneiss up to 2 m across. A latero-frontal moraine from the same stadial (Egesen) can also be seen in the Schönbichler Kar cirque (2100–2320 m). It is composed of the slaty material from the Grainer Zone. Striation trends measured at this location mimic very well the moraine pattern. They also indicate an ice flow direction parallel to the talweg in the main trough, where the glacier was about 270–300 m thick, and divergent flow of the Schönbichler Kar glacier around the Schönbichl peak. Up-valley, the same moraine system can be traced in the Schwarzensteinalm between 2240 and 2340 m. Although the moraine wall there is barely visible, the ice-marginal position can be easily inferred from the line of large erratic boulders, which are mainly composed of serpentinite derived from the Ochsner mountain. In the area between the Schwarzensteinkees forefield and Waxeggalm, the direction of striae and friction cracks (mainly crescentic gouges) indicate that during the Lateglacial stadial (Egesen) the three largest glaciers of the upper Zemmgrund valley

and the Schönbichler Kar glacier coalesced and flowed towards the rock threshold at Grawandalm. In the vicinity of the Berliner Hütte and Waxeggalm, streamline erosional features have not been completely erased by glacial erosion during the Holocene advances (cf. HEUBERGER op. cit. and Wintges, Salzburger Geographische Arbeiten, 11, 1984). Here, cross-cutting striae and friction cracks can be found on one bedrock surface. The older erosional stage is mainly represented by crescentic gouges, while the Holocene erosion is, in places, represented by more than one generation of striations.

The Schlegeisgrund valley

Schlegeisgrund is a 6 km long glacial trough, the lower section of which is occupied by the Schlegeis reservoir („Schlegeisspeicher“). The steep trough walls above the valley floor do not generally carry any sediments, except on the left-hand side slope at the valley mouth where till cover is preserved. The valley floor is filled with alluvial and talus sediments. Holocene moraines only occur in the upper section of the valley. The lower station of the cable-railway used to supply the Furtschaglhaus stands on the 1850 moraine. There are also two more extensive moraines. The older of these is located 180 m down-valley from the 1850 moraine and extends to a level of 1850 m. Most of the maximal terminal moraines are covered with debris flow and talus deposits or have been destroyed by fluvio-glacial streams. Two advance moraines younger than 1850 occur up-valley, at a level of 2000 m (possibly from the 1900 and 1920 advances). A well-developed Holocene moraine can also be seen in Furtschaglbach valley, which hangs above the Schlegeis trough. Near the Furtschaglhaus several maximal moraines can be distinguished over an altitude ranging from 2240 to 2340 m. Two recessional latero-frontal moraines occur up-valley, into the forefield. They are composed of large, angular blocks and are 2 to 4 m high. They are probably equivalents of the Zemmgrund moraines related to the ~1900 and 1920 advances. Smaller Holocene moraine complexes in the Schlegeisgrund valley can also be seen in the forefield of the Rötkees glacier, in two forefields at the Furtschaglkar cirque, in the Reischbergkar cirque, and in the forefield of a debris-covered glacier located to the north of the Hochsteller peak. Only small, active rock glaciers occur in the Schlegeisgrund valley. One of these is located at 2780 m in the Reischbergkar cirque to the NW of the Talggenköpfe peak, while a second occurs at a level of 2640 m, to the SE of the Hochsteller peak, and is composed of slaty material derived from the Grainer Zone. A third rock glacier can be distinguished as a rock-glacierized part of the right-lateral moraine of the Schlegeiskees glacier. The creeping part of this moraine occurs above 2600 m.

The Lateglacial land system in the Schlegeisgrund valley is poorly developed. The till cover and dispersed glacially transported material can, however, be traced in the lower section of Furtschaglbach valley, where some poorly developed moraines can also be seen. Remnants of Lateglacial moraines occur in the Reischbergkar cirque, where the moraines and identifiable till cover indicate a glacier extent down to a level of 2100 m. Boulderly latero-frontal moraines occur on the northern side of this cirque. Lateglacial moraines and relict rock glacier deposits can also be found in the Schrofienkar cirque.

Blatt 150 Mayrhofen

Siehe Bericht zu Blatt 149 Lanersbach von JERZY ZASADNI

Blatt 154 Rauris

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen der quartären Sedimente im Naßfeld und Umgebung (Gasteinertal) auf Blatt 154 Rauris

JANUSZ MAGIERA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

The investigated area consists of three different geomorphologic zones, each with different Quaternary sediments and landforms. The Naßfeld valley is the largest of these zones: its wide and relatively flat floor is formed from the remnants of a moraines, fluvioglacial sediments, and postglacial alluvia. On either side of the Naßfeld valley are slopes and hanging valleys with moraines from Holocene and contemporaneous glaciers. Finally, the narrow, incised Nassfelder-Ache valley forms a steep outlet from the Naßfeld valley towards the north-east.

The Naßfeld valley stretches from the foothills of Tauernleiten in the south-east (ca 1700 m a.s.l.) to Schöneggalm in the north (ca 1550 m a.s.l.), a few hundreds meters below the junction with the Siglitz valley. There are two or three terraces between 3 and 15 m above the relatively flat valley floor. These terraces have a complex structure: they consist essentially of fluvioglacial debris, gravel, and sand, and probably also of kame gravel, sand and silt. Numerous small hills between 2 and 10 m high, mostly elongated north-northwest-south-southeast but some also with irregular shapes, protrude from the terraces. Some of these hills are covered with large erratic blocks. Similar blocks can also be seen in places on the flat terrace surfaces, particularly in the central part of the valley around Naßfeldalm. The hills are remnants of moraines. Those that form a crescent open to the south-west, at the foot of a large fluvioglacial fan near the outlet of the Schlapperebenbach valley, are remnants of the end moraine of a Little Ice Age (ca 1850) glacier (as mapped by Ch. EXNER, Geol. Karte Umgebung Gastein, Geol. B.-A., 1956). The moraine hills on the other (eastern) side of the Naßfeld creek are remnants from the maximum extent of this glacier. The moraines have been strongly eroded since the 1850 maximum by proglacial waters that subsequently covered the area with outwash sediments. These can be seen as horizontally-bedded or cross-bedded, coarse to fine grained sediments in a small outcrop (old gravel pit?) in the escarpment on the north side of the Schlappereben creek, just west of the road bridge.

The lower slopes of the Naßfeld valley are largely covered with rock debris and patches of moraine. The moraine forms particularly extensive and continuous cover on the north-east side of the valley (between the mouth of the Weißenbach valley to the south-east, and Schöneggalm

to the north), where it extends up to 1750 or 1850 m a.s.l. Up to 3 more or less pronounced steps can be seen on this slope, probably marking the extent of the glacier during the Würm post-maximum stages. Peat-bogs (currently protected) have developed on some of these steps.

A very well pronounced slope step occurs on an altitude of about 1900-2000 m a.s.l. and extends south from the vicinity of Mooskarl for some distance up the Weißenbach valley. Gently sloping areas above this step are probably part of a valley shoulder that developed during the late part of the Würm glacial stage.

The slopes on the south-west side of the Naßfeld valley are mostly rocky, with only few patches of moraine. A large landslide on the slope to the west of Moisesalm probably occurred during the post-1850 warming.

Parts of the slope on the north-west side of the Naßfeld valley (above Sportgastein) have been modified by intensive mining activities that lasted from the nineteenth century until the middle of the twentieth century.

The mouth of the Bockhart valley hangs above the deep, narrow gorge of the Naßfelder-Ache valley. Its south and south-west slopes are covered with large fields of slope debris and debris fans, as well as the end moraines of glaciers that probably ranged in age from the late Holocene to historical times. Some of the debris fields are likely to have been active quite recently as rock glaciers. Steep and shaded slopes, couloirs, cirques, and depressions were good places for preserving glacial ice, probably until quite recent times. Actually, the Bockhart valley itself is not glaciated. Another end moraine and large debris fields that have at least in part been active rock glaciers in the past, occur in the south-facing cirque to the south of the Kleiner Silberpfennig peak.

Quite fresh traces of mining activity extend in a north-south direction along two silver-bearing veins in the upper part of the Bockhart valley. A large artificial lake (Untere Borckhartsee) occupies the lower part of the valley, above a steep rocky slope that drops down more than 400 m to the Naßfelder-Ache gorge. The rocky ridge that blocks the Borckhart valley has been overbuilt to form an artificial dam; a small patch of moraine is preserved on its south-west end, just below the Borckhartseehütte.

Glacial landforms and sediments are almost completely absent from the Siglitz valley, except for the large Bräuwinkel cirque to the north of the Schareck peak in which a prominent end moraine from a Little Ice Age glacier and its subsequent stages has been preserved. A small ridge located a few hundred meters east of the Riffelscharte pass (north-east of the Niedersachsenhütte) is probably a remnant of an end moraine from a small glacier that flowed in historical times towards the south from an unnamed peak 2522 m a.s.l.

There is a series of very well-defined large cirques to the south-west and west of the Naßfeld valley which, together with the valley itself, form a high mountain landscape of quite unique beauty. These are the Schlapperebenkar, Röckkarl, Silberkarl (both between Schlapperebenkar and Höllkar; EXNER, 1956), Höllkar and Eselkar cirques, all of which bear well-preserved traces of glaciations from the past 150 years including end and lateral moraines, currently inactive rock glaciers, debris fields, and debris fans. Höllkar is the most impressive of these cirques; its step is nearly 350 m high forming a vertical or overhanging wall over which the Höllkarbach stream forms a waterfall before flowing north towards Veitbaueralm.

The Weißenbach valley forms part of the headwaters of the Naßfeld valley, draining from the south-east and east. The moraine that covers the slopes of the Naßfeld valley downstream continues up this valley on both sides, but only reaching to a much lower height (50–150 m) above the valley floor. The low, crescent-shaped ridge located north of Tauernleiten is probably an end moraine of early to middle Holocene age.

A large area of well-preserved glacial sediments (lateral and end moraines) exists in the Ödenkar cirque, extending as far as Sonnenalm (ca 1100 m s.s.l.). Isolated patches of the moraine also occur below the Knappenbäudlsee lake and Schideck, at a similar altitude to Sonnenalm. Moraine fields with a well preserved end moraine ridge can be seen on the other side of the Radhausberg ridge, in the Blumfeld cirque.

The deep, narrow Naßfeld-Ache gorge contains hardly any Quaternary sediments or landforms. Only in the vicinity of Astenalm does the valley floor broaden out, and there it is covered with coarse-grained alluvium and alluvial fans. The morphology of north-west slope leading down to the gorge, above Ortalm, suggests a landslide or rockfall which, although now inactive, could if remobilized threaten the main road along the valley road.

Present-day glacial and periglacial phenomena are common within the investigated area. Active glaciers occur north-east of the Schareck peak (the Schareckkees glacier), north of the Herzog-Ernst Spitze peak, east of the Baumbachspitze peak, and north of the Schlappereben-spitzen peak (the Schlapperebenkees glacier). These areas have not been inspected because of their inaccessibility following snow falls in the middle of September.

Solifluction debris flows (appearing as lobes) are rather common in the upper parts of the north-west, north and north-east facing slopes, particularly north-east of the Seekopf peak, north-east of the Aperes Schareck peak, south-east of the Knappenbäudlsee lake, and north-west of the Mallnitzer Tauern pass.

Bericht 2009 und 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris

GERHARD PESTAL & JOHANN HELLERSCHMIDT-ALBER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In beiden Berichtsjahren wurden die Revisionskartierungen des gegenständlichen Kartenblattes im Grenzbereich Rauristal – Hüttwinkltal und am Talschluss des Hüttwinkltals südlich von Kolm Saigurn fortgesetzt. Die

Aufnahmen konzentrierten sich zum einen auf das Glockner-Deckensystem, und zwar auf jene Bereiche, die sich von Rauris über den Retteneggwald, den Fröstlberg bis ins mittlere Hüttwinkeltal erstrecken. Zum anderen wurde der schon zur Goldberggruppe zählende Nord-Rand des Sonnblick-Kerns zwischen dem Pilatuskees, der Neubau-Hütte und dem Wurtenkees kartiert. Die Dokumentation der neuen Kartierungsergebnisse im Rahmen des diesjährigen Berichts wird aber textlich eher knapp gehalten, da der Hauptteil des Berichtes der Beschreibung der tektonischen Einheiten und ihrer hierarchischen Gliederung gewidmet ist, die ein wichtiges Ordnungskriterium der Kartenlegende darstellt. Im Speziellen wird der tektonische Internbau der penninischen und subpenninischen Einheiten im Bereich der mittleren Hohen Tauern beschrieben. Dabei werden auch die von Forschergenerationen analysierten und benannten Deckeneinheiten im Lichte von Metamorphose-Ereignissen und plattentektonischen Prozessen betrachtet. Die am Kartenblatt 154 Rauris vertretenen tektonischen Einheiten werden gemäß ihrer tektonischen Hierarchie geordnet und definiert. Die verfassten tektonischen Definitionen sollen in weiterer Folge in den *Thesaurus der tektonischen Einheiten* eingearbeitet werden, der an der Geol. B.-A. zurzeit entwickelt wird, um eine Legenden-Harmonisierung der digitalen Geologischen Karten zu ermöglichen. Im Speziellen geht es um die Legenden-Harmonisierung des in Bearbeitung befindlichen Kartenblattes GÖK 154 Rauris und zahlreicher benachbarter geologischer Karten, die sich im Falle von GÖK 155 Bad Hofgastein, GK UTM Blatt Lienz-Ost und GK UTM Blatt Obervellach ebenfalls zurzeit in Bearbeitung befinden oder die bereits in früheren Jahren fertiggestellt und ausgedruckt wurden, wie beispielsweise GÖK 122 Kitzbühel, GÖK 123 Zell am See, GÖK 151 Krimml, GÖK 152 Matrei in Osttirol, GÖK 153 Großglockner, GÖK 156 Muhr, GÖK 157 Tamsweg und GÖK 182 Spittal an der Drau. Alle Definitionen beruhen auf der Bewertung von Literaturdaten und eigenen Geländekenntnissen beider Kartenblattbearbeiter. Folgende am Kartenblatt Rauris vertretenen tektonischen Einheiten werden in diesem Bericht behandelt:

- 1) Die zum subpenninischen Venediger-Deckensystem gezählten Einheiten (Sonnblick-Kern, Neubau-Decke, Romate-Decke)
- 2) Die Mallnitzer Mulde
- 3) Das Modereck-Deckensystem als neues, zweites subpenninisches Deckensystem und die zu diesem gezählten Einheiten (Seidlwinkl-Decke, Trogereck-Schuppe)
- 4) Die Untergliederung des Glockner-Deckensystems in eine Glockner-Decke s.str. und in die Rauris-Decke.

ad 1) Internbau des Venediger-Deckensystems am Kartenblatt Rauris

Das Venediger-Deckensystem, die tektonisch tiefste, regional verbreitete Großeinheit des Tauernfensters wurde von FRISCH (Geol. Rundschau, 65, 1976; N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977) basierend auf den Überlegungen von STAUB (Beitr. Geol. Kt. Schweiz, 52, N.F. 82, 1924) begrifflich neu gefasst und von SCHMID et al. (Eclogae geol. Helv., 97, 2004) als subpenninisches Deckensystem definiert.

Eine aktuelle zusammenfassende Beschreibung des Venediger-Deckensystems wird in den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg (1:200.000) gegeben, die im

Jahre 2009 ausgedruckt wurden (PESTAL et al. [Red.]). Die am Kartenblatt GÖK 154 Rauris vertretenen tektonischen Einheiten, die dem Venediger-Deckensystem untergeordnet werden, lauten: Sonnblick-Kern, Neubau-Decke und Romate-Decke. Sie werden nun im Einzelnen kurz charakterisiert.

Sonnblick-Kern (inkl. Knappenhaus-Walze und Wurten-Keil)

Ganz allgemein handelt es sich beim Sonnblick-Kern um einen großen, variszischen Pluton, der letztmalig alpidisch metamorph und massiv deformiert wurde. Sein innerer Bereich besteht aus mehreren tausend Meter mächtigen Zentralgneisen. Über diesem folgt ein maximal wenige hundert Meter mächtiger, randlicher Bereich, der sich überwiegend aus verschiedenen prävariszischen Gesteinen des Alten Dachs zusammensetzt, daneben aber auch einige kleinere lagig oder gangförmig ausgebildete Zentralgneiskörper enthält. Der Sonnblick-Kern erstreckt sich in der Goldberggruppe über ein weites Areal, das auf den Kartenblättern ÖK 154 Rauris, UTM-Blatt Lienz-Ost und UTM-Blatt Obervellach liegt. Bei der Betrachtung des Kartenbildes, der von EXNER (1962) erstellten Geologischen Karte der Sonnblickgruppe fällt sofort die Extension des gesamten „Sonnblick-Zentralgneiskörpers“ in NW-SE-Richtung auf. Im N wird seine äußere Gestalt von Teilkörpern mitbestimmt, die durch schmale, steil stehende und in Extensionsrichtung lang hinstreichende Züge von Nebengesteinen des Alten Dachs vom Hauptkörper getrennt werden. Diese wurden von EXNER (1964) in den Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe als Knappenhaus-Walze und Wurten-Keil beschrieben. Gegen SW nach dem Auslaufen der Nebengesteine hängen diese Teilkörper noch mit dem Hauptkörper zusammen. Wie in den Profilschnitten (die EXNER den Erläuterungen beigelegt hat) zu sehen ist, bilden die beschriebenen Zentralgneiskörper mit ihrem Alten Dach eine riesige, in NW-SE-Achsenrichtung, walzenartig, in die Länge gezogene Antiform, die asymmetrisch ausgebildet ist und nach SW mittelsteil sowie nach NE saiger bis überkippt einfällt. EXNER (1964, siehe oben) gibt die Dimensionen des Sonnblick-Kerns in Extensionsrichtung mit 24,5 km (zwischen Kruml-Kees und Mallnitzer Schlucht) und senkrecht dazu mit maximal 8 km (entlang des Profils Herzog Ernst – Alteck – Zirknitz-Tal) an. Der Sonnblick-Kern endet aber nicht im Gebiet der Mallnitzer Schlucht. Hier wird lediglich sein Zentralgneis tektonisch zu einer gering mächtigen Gneislamelle reduziert. Diese Sonnblick-Lamelle kann danach als dünne, maximal 300 m mächtige Fortsetzung des Sonnblick-Kerns über Obervellach hinaus weitere 16 km in südöstlicher Richtung parallel zur Mölltallinie bis in den Bereich von Mühldorf (nicht mehr auf UTM Obervellach, sondern wenig östlich der Blattschnittgrenze bereits ÖK 182 Spittal a.d. Drau gelegen) verfolgt werden. (Siehe auch PESTAL et al.: Geol. Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal a. d. Drau, 2006 und SCHUSTER et al., Erläuterungen zur Geol. Karte, Blatt 182, 2006).

Lithologisch besteht der Sonnblick-Kern in seiner Hauptmasse aus grobkörnigem, meist duktil deformiertem Zentralgneis (Granitgneise oft mit Augentextur, z.T. auch Flaserigneise). In seinem Randbereich können aber auch Amphibolite, Glimmerschiefer und Paragneise des Alten Dachs kartiert werden. Die strukturelle Prägung dieser Ge-

steine wird von der alpidischen Tauernkristallisation und von den tektonischen Prozessen gesteuert, die zur Bildung der Antiform führten. Strukturgeologische Studien und Rb-Sr-Mikroproben-Datierungen zeigen, dass die alpidische tektonometamorphe Entwicklung (= Tauernkristallisation im Gebiet des Sonnblick-Kerns) vorrangig im oberen Oligozän erfolgte, ihren thermischen Höhepunkt bei rund 25 Ma erreichte und danach im Miozän schrittweise abkühlte (CLIFF & MEFFAN-MAIN: Geol. Soc. London, Spec. Publ., 220, 2003).

Neubau-Decke

EXNER (1964) unterscheidet in den Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe ein autochthones Altes Dach des Sonnblick-Kerns und einen ehemals weiter SW gelegenen Teil des Alten Daches, der heute in allochthoner Position als Neubau-Decke den autochthonen Teilen auflagert. Speziell im Gebiet nordöstlich vom Astromspitz (2811 m), des Bösecks (2834 m) und des Ressecks (2498 m) (alle auf UTM Obervellach gelegen) stellt EXNER (1962) in der Geologischen Karte der Sonnblickgruppe dünne mesozoische Gesteinszüge und Schuppen dar, auf die die Gesteine der Neubau-Decke tektonisch überschoben wurden.

Wie schon einleitend erwähnt, konzentrierten sich unsere aktuellen Kartierungen am Nordrand des Sonnblick-Kerns auf die südlich von Kolm Saigurn – etwa zwischen dem Hocharn und dem Wurtenkees – gelegenen Gebiete. In diesem Abschnitt gelang es uns bisher nicht, die mesozoischen Deckenscheider aufzufinden, die in der von EXNER beschriebenen Art eine tektonische Trennung der Neubau-Decke vom Sonnblick-Kern belegen. Dies ist auch der Grund dafür, dass in unseren Manuskriptkarten (der GÖK 154 Rauris) bisher auf die Abtrennung einer tektonisch eigenständigen Neubau-Decke verzichtet wurde. In der Kartierungsplanung für die kommenden Geländesaisonen sind weitere Kartierungsgebiete am Nordrand des Sonnblick-Kerns – südöstlich des Wurtenkees bis zum Astromspitz – vorgesehen. Ihr Ziel ist es, Klarheit zu schaffen, ob in diesem Teilabschnitt mesozoische Deckenscheider eine Abtrennung der Neubau-Decke vom Nord-Rand des Sonnblick-Kerns ermöglichen.

Romate-Decke

Die Romate-Decke erstreckt sich über ein weites, auf den Kartenblättern ÖK 155 Bad Hofgastein, ÖK 156 Muhr, UTM Obervellach und ÖK 154 Rauris gelegenes Gebiet. Ihre äußere Form ist über diesen großen Bereich bogenförmig in N-S-Richtung in die Länge gezogen. Die Abgrenzung der Romate-Decke vom Hölltor-Rotgülden-Kern erfolgt an ihrem Ostrand (gestützt auf die von EXNER, 1956, erstellte Geologische Karte der Umgebung von Gastein) durch den Glimmerschieferzug des Woisken-Komplexes, der sich von Mallnitz bis zum Hohen Stuhl (2334 m) und zum Graukogel (2492 m) verfolgen lässt. Dieser wichtige Leithorizont fehlt in der zuvor genannten Geologischen Karte auf einer kurzen Strecke an der Nordwestabdachung des Hölltor-Rotgülden-Kerns, wird aber hier in den erläuternden Beschreibungen (BECKE, 1906; BECKE & BERWERTH, 1902–1908 bei EXNER, Erläuterungen zur geologischen Karte von Gastein, 1957) erwähnt und klar positioniert.

Die von EXNER dargestellten Großstrukturen zeigen anschaulich, dass die Granitgneise der Romate-Decke (Siglitzgneis und Romategneis) gemeinsam mit den Woiskenschiefern den Hölltor-Rotgülden-Kern an dessen West-Seite überlagern. Diese zusammenhängende Großstruktur besteht regional betrachtet aus einer westlich des Hölltor-Rotgülden-Kerns gelegenen Wurzelzone und aus in östlicher Richtung über den Hölltor-Rotgülden-Kern geschobenen Schuppen und Gneislamellen der Romate-Decke. Die westlich des Hölltor-Rotgülden-Kerns gelegene Hauptmasse der Romate-Decke wurzelt in tiefen Grundgebirgsstrukturen und nimmt in Relation zum Hölltor-Rotgülden-Kern eine autochthone Position ein. Die langgezogenen Gneislamellen, die sich am Kartenblatt GÖK 155 Bad Hofgastein von der Nordspitze der Romate-Decke (bei Badbruck am Ausgang des Kötschachtales) weiter nach Osten über den Bergrücken des Heidentempels in das Hubalmtal und darüber hinaus in Richtung oberstes Großarlal bzw. Schödertal erstrecken, haben die Form von aufrechten, isoklinalen Antiformen. Sie sind vom Hölltor-Rotgülden-Kern z.T. durch mylonitische Orthogneise, z.T. durch dünne Lagen permomesozoischer Gesteine getrennt. Das gegenüberliegende, südöstliche, im Gebiet von Mallnitz (am UTM-Blatt Obervellach) gelegene Ende der Romate-Decke wurde von EXNER (Jb. Geol. B.-A., 93/1-2, 1948) strukturgeologisch untersucht und beschrieben. Dargestellt ist dieses Gebiet in der Geologischen Karte der Sonnblickgruppe (EXNER, 1962).

Lithologisch besteht die Romate-Decke aus Zentralgneis-Varietäten (dem Siglitzgneis und dem Romategneis) aus dem überwiegend jungpaläozoischen Gesteinskomplex der Woiskenschiefer sowie aus der Wustkogel-Formation des Hüttwinkltales, dem Angertalmarmor und der Brennkogel-Formation im Bereich der Mallnitzer Mulde. Ihre strukturelle Prägung erhielt die Romate-Decke im Zuge der alpidischen Tauernkristallisation im Oligozän. Diese erfolgte gemeinsam mit der strukturellen und metamorphen Prägung der Zentralgneise des Hölltor-Rotgülden-Kerns und des Hochalm-Kerns. Exhumiert wurde dieses große, strukturell zusammenhängende Zentralgneis-Massiv der östlichen Hohen Tauern gemeinsam mit den weiteren, tektonisch höheren subpenninischen und penninischen Decken während des Miozäns. Die schrittweise Abkühlung der Gesteine in dieser Zeit wurde wohl durch die Katschberg-Abschiebung kontrolliert (GENSER & NEUBAUER, Mitt. Österr. Geol. Ges., 81, 1989; LUTH & WILLINGSHOFER, Swiss J. Geosci., 101, Suppl. 1, 2007).

ad 2) Mallnitzer Mulde

Am Talschluss des Hüttwinkltales zeigt der Blick in Richtung Riffelscharte und Niedersachsenhaus die beeindruckende Struktur der Mallnitzer Mulde, die durch die dunkle Farbe der Phyllite der Brennkogel-Formation im Gelände sichtbar gemacht wird. Hier beginnt diese bedeutende, komplex zusammengesetzte, asymmetrische Synform, die zwischen dem Sonnblick-Kern und der Romate-Decke liegt. Sie setzt sich rund 20 km, NW-SE-streichend über das Schareck (3123 m), die Geißl Köpfe (2888 m bzw. 2974 m) und das Lonzaköpfel (2317 m) fort, bis sie das Mallnitztal zwischen Obervellach und Mallnitz quert und danach weiter parallel zur Sonnblick-Lamelle (und dem Mölltal) Richtung SE streicht (EXNER, 1948, 1964, siehe oben). (Siehe auch HAMMER, Jb. Geol. B.-A., 77/1-2, 1927). Zwischen

der Riffelscharte und den Geißl Köpfen (also bis zur östlichen Blattschnittgrenze des aktuellen Kartenblattes) wird ihr Nordostflügel strukturell von der mittelsteil nach SW einfallenden Romate-Decke bestimmt, während die steilstehende bis überkippte Form ihres Südwestflügels durch den NE-Rand des Sonnblick-Kerns vorgegeben ist.

Wie wir im Zuge unserer Kartierungen feststellen konnten, besteht die Mallnitzer Mulde lithologisch aus der Brennkogel-Formation, die parautochthon auf der Romate-Decke liegt, und aus überschobenen Kalkglimmerschiefern mit dünnen Einlagerungen von Prasiniten und Serpentiniten (Bündnerschiefer-Gruppe) des Glockner-Deckensystems. Die Entstehung der Mulde ist zeitlich und strukturell eng mit der Bildung der Antiform des Sonnblick-Kerns verknüpft (siehe oben).

ad 3) Modereck-Deckensystem

Vor allem die in den tektonisch hangenden Teilen der Seidlwinkl-Decke vorkommenden eklogitischen Prasinite haben uns dazu bewogen, innerhalb des Subpenninikums neben dem Venediger-Deckensystem eine weitere tektonische Großeinheit (im hierarchischen Rang eines Deckensystems) abzutrennen, die wir im Folgenden als „Modereck-Deckensystem“ bezeichnen. Der Name „Modereck-Decke“ wurde von KOBER (Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 98, Wien, 1922) in die klassische Tauernfensterliteratur eingeführt. TOLLMANN (N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, Stuttgart, 1975) fasste diese Decke inhaltlich neu, grenzte sie im östlichen Teil des Tauernfensters gegenüber benachbarten tektonischen Einheiten ab und korrelierte sie mit äquivalenten Decken im westlichen Teil des Fensters. Die nachfolgenden Bearbeiter orientierten sich an TOLLMANNs tektonischem Konzept, der die Modereck-Decke als großräumige, selbstständige tektonische Einheit im Liegenden des Glockner-Deckensystems betrachtete (siehe auch THIELE, O., in: OBERHAUSER, R. [Red.] Springer, 1980; KURZ et al., Geol. Rundsch., 87, 1998.)

Lithologisch besteht das Modereck-Deckensystem aus kleinen oft tektonisch fragmentierten Vorkommen kristalliner Gesteine (prävariszische Gesteinskomplexe und Zentralgneise) sowie aus jungpaläozoischen und mesozoischen Metasedimenten, die ursprünglich den Rand des externen Europäischen Schelfs – zum Penninikum hin – bildeten. Aber auch Schuppen und tektonische Späne aus Eklogiten und Metasedimenten der Bündnerschiefer-Gruppe treten auf.

Im Zuge der alpidischen Ereignisse gerieten Teile des externen Europäischen Schelfs mit benachbarten penninischen Gesteinen in den Subduktionskanal, der sich vor dem penninischen Akkretionskeil gebildet hatte. Diese Einheiten wurden in südöstliche Richtung unter die penninischen Decken und schließlich unter den ostalpinen Rand der Apulischen Platte versenkt. Im Subduktionskanal erreichten die verschiedenen Gesteinseinheiten unterschiedliche Tiefen, bevor alle Decken des heutigen Modereck-Deckensystems von ihren Sockelgesteinen abgetrennt wurden. Dadurch wurde es möglich, die zuvor in Tiefen von rund 70 km bis 80 km subduzierten und zu Eklogiten umgewandelten Gesteine – retour – in mittlere Krustentiefen zu transportieren. Diese tektonischen Prozesse eigneten sich wahrscheinlich im obersten Eozän kurz vor der Tauernkristallisation (SMYE et al., EPSL, 306/3-4, 2011;

siehe auch STÖCKHERT et al., Lithos, 41, 1997). Danach wurden alle Decken des Modereck-Deckensystems an der Basis des penninischen Glockner-Deckensystems nach Nordwesten auf die Einheiten des heutigen Venediger-Deckensystems überschoben.

Am aktuellen Kartenblatt wird der Internbau des Modereck-Deckensystems von der Seidlwinkl-Decke und der Trogereck-Schuppe (siehe unten) bestimmt. Die weiter westlich an der Südabdachung der Venediger- und der Granatspitzgruppe (HÖCK & PESTAL, Geol. Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 153 Großglockner, 1994; FRANK et al., Geol. Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 152 Matrei in Osttirol, 1987) gelegenen Teile des Modereck-Deckensystems wurden „**Schuppenzone zwischen Glockner-Decke und Venediger-Decke**“ genannt. Die letztgenannte tektonische Mélange enthält einerseits die bekannte „Eklogit-Zone“ mit den alpidischen Eklogiten und verschiedenen meist kalkigen Bündnerschiefern. Andererseits tragen Schuppen und Späne der Europäischen Kontinentalen Kruste zu ihrem Aufbau bei, die in Form von Gesteinen der Wustkogel-, der Seidlwinkl- und der Brennkogel-Formation sowie in der Muntanitz-Schuppe als Glimmerschiefer und Paragneise (prävariszische Gesteinskomplexe) vorkommen.

Die alpidische Metamorphose im Modereck-Deckensystem ist insgesamt durch einen Druck-Temperaturpfad mit druckbetonter prograder und temperaturbetonter retrograder Metamorphose gekennzeichnet. Hochdruckparagenesen, die mit den Subduktionsereignissen in Zusammenhang stehen, zeigen sich in der Eklogit-Zone und in einigen randlichen Teilen der Seidlwinkl-Decke. Von der nachfolgenden Tauernkristallisation wurden alle Gesteine des Modereck-Deckensystems erfasst. Die Bedingungen der Letztgenannten erreichten im Oligozän gebietsabhängig die obere Grünschiefer-, die Epidot-Amphibolit- oder die Amphibolitfazies und kühlten danach im Miozän wiederum schrittweise ab (siehe auch SCHUSTER et al., Mitt. Österr. Miner. Ges., 149, 2004)

Trogereck-Schuppe

Die Bezeichnung Trogereck-Schuppe geht auf EXNER (1964, siehe oben) zurück, der ihren charakteristischen Leithorizont, den bereichsweise stark mylonitisierten Trogereckgneis, kartierte und diesen in seiner tektonischen Übersicht nach dem nördlich von Döllach gelegenen 2731 m hohen Trogereck (Trogereck-Lamelle = Gneislamelle 3) benannte. Wie wir in unseren aktuellen Manuskriptkarten zeigen können, besteht die Trogereck-Schuppe aus dem Trogereckgneis und aus durchwegs stark deformierten Metasedimenten der Brennkogel-Formation, die stellenweise mit dünnen Dolomiten-Spänen der Seidlwinkl-Formation verschuppt sind. Diese tektonische Einheit kann in der westlichen Goldberggruppe von der Ost-Flanke des obersten Kruml-Tals bis in die nordöstliche Basis der Roten Wand (2855 m) über rund 30 km Länge verfolgt werden. Die räumliche Lage der Trogereck-Schuppe wird von der Antiform des Sonnblick-Kerns maßgeblich bestimmt.

Seidlwinkl-Decke

Die Seidlwinkl-Decke wurde von CORNELIUS & CLAR (Geol. Karte des Großglocknergebietes 1:25.000, Geol. B.-A., 1934; Erläuterungen, 1935) in der nordöstlichen Großglocknergruppe erkannt. Im Gegensatz zur ursprünglichen

Seidlwinkl-Decke umfasst die heutige auch die ehemalige Brennkogel-Decke, die von den zuvor genannten Autoren aufgrund der damaligen stratigraphischen Vorstellungen (sie betrachteten noch Teile der Brennkogel-Formation als paläozoisch) als eigenständige Decke definiert werden musste. Die Seidlwinkl-Decke erreicht ihre größte flächenmäßige Ausdehnung im SW-Teil des aktuellen Kartenblattes im oberen Seidlwinkltal und setzt sich daran westlich anschließend am benachbarten Kartenblatt (GÖK 153 Großglockner) in das Gebiet des oberen Fuschertales um Ferleiten fort. Auch die Scheitelstrecke der Großglockner Hochalpenstraße zwischen Ferleiten und Heiligenblut führt mitten durch diese tektonische Einheit. Die Seidlwinkl-Decke kann im SE von Heiligenblut über viele Zehnerkilometer weiter verfolgt werden. Zunächst verläuft sie – in ihrer Mächtigkeit bereits deutlich reduziert – noch als zusammenhängendes Band durch die gesamte Goldberggruppe bis Obervellach (auf den Blättern UTM Lienz-Ost und UTM Obervellach). Danach erstreckt sie sich in Form perl-schnurartig aneinander gereihter, dünner Schuppen, parallel zum Mölltal, bis sie bei Mühldorf ein Gebiet erreicht, das bereits zum Kartenblatt GÖK 182 Spittal a.d. Drau gehört (PESTAL et al., 2006, siehe oben).

Im zuvor genannten Typusgebiet ist die Seidlwinkl-Decke über 1300 m mächtig und sie zeigt hier eine komplexe kinematische Entwicklung. Einerseits besitzt sie die großflächige Form einer isoklinalen, liegenden Falte, deren Stirn (mit WNW-ESE verlaufender Faltenachse) im Fuschertal südlich der Bärenschlucht genauso wie auch weiter östlich im mittleren Seidlwinkltal steil unter die Talsohle abtaucht (FRANK, Wiss. Alpenvereins., 21, München, 1969). In der weiteren Fortsetzung gegen SE quert sie als asymmetrisches Synklinorium nahe der Rohrmooseralm das Kumital, um danach (mit gegen SE ansteigender Faltenachse) an der Ostseite des Tales, hoch oben in der Goldlacklscharte (2675 m) mit dem Scheitel auszuheben (ALBER: Seriengliederung, Metamorphose und Tektonik des Hocharngebietes (Rauristal/Salzburg). – Unveröff. Diss., Univ. Phil. Fak. Wien, 1976). Andererseits dokumentieren ältere N-S-verlaufende Faltenachsen (= Glockner Richtung im Sinne von FRASL & FRANK, Mitt. Geol. Ges. Wien, 57/1, 1964) die ursprüngliche primäre Faltenform der Seidlwinkl-Decke. Den innersten Faltenkern der Decke bildet in weiten Bereichen die Wustkogel-Formation, ihren Außenrand die Brennkogel-Formation. Dazwischen treten die Seidlwinkl-, die Piffkar- und die Schwarzkopf-Formation in Erscheinung. Die genannten lithostratigraphischen Einheiten sind im Hangendschenkel stets prächtig entwickelt, treten aber im Liegendschenkel in durchwegs deutlich reduzierter Form in Erscheinung, ermöglichen es aber immer die Polarität der Decke zu erkennen. (siehe dazu auch Kartierungsberichte PESTAL, Jb. Geol. B.-A., 148/2, 2008; Jb. Geol. B.-A., 149/4 2009).

Die Deckengrenze der Seidlwinkl-Decke zum hangenden Glockner-Deckensystem und zur liegenden Trogereck-Schuppe ist eine bis zu mehrere hundert Meter mächtige tektonische Mélange. Hier sind in den Metasedimentgesteinen der Brennkogel-Formation tektonische Schüfrlinge von Permotrias-Gesteinen, der Modereckmarmor, Granatglimmerschiefer, eklogitische Prasinite, Serpentinite, und Kalkglimmerschiefer der Bündnerschiefer-Gruppe eingeschaltet. Die heutige räumliche Lage der Seidlwinkl-Decke bildete sich im Zusammenhang mit der Antiform des Sonnblick-Kerns (siehe oben), den sie regional betrachtet im S

und W überlagert. Die Anlage ihrer ursprünglichen, großmaßstäbigen (von N-S Achsen bestimmten) Faltenstruktur muss nach der Exhumation der Eklogite im Zusammenhang mit der Überschiebung des Modereck-Deckensystems auf das Venediger-Deckensystem erfolgt sein (siehe oben). Die für die Charakterisierung der druckbetonten Metamorphose bedeutsamen eklogitischen Prasinite wurden beispielsweise im Bereich um den Magrötzenkopf von DACHS & PROYER (Eur. J. Mineral., 13, 2001) petrologisch untersucht. Es handelt sich bei diesen Vorkommen um Omphazit führende Symplektite. Die genannten Autoren ermittelten an den Gesteinen dieses Vorkommens für die subduktions-relevanten Prozesse ~15–17 kbar bei ~550 °C, während die kurz danach folgende Tauernkristallisation bei 4,6–5 kbar und 470–540 °C erfolgte.

ad 4) Untergliederung des Glockner-Deckensystems

Hejl & Pestal waren im Rahmen der Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg (PESTAL et al. [Red.], 2009) bestrebt die übergeordnete interne Hierarchie der Penninischen Decken des Tauernfensters mit den beiden großtektonischen Einheiten Glockner-Deckensystem und Deckensystem Matreier Zone – Nordrahmenzone abzubilden. Ursprünglich beruht der hierarchisch übergeordnete tektonische Begriff „Glockner-Deckensystem“ auf der von STAUB (1924, siehe oben) geprägten „Glockner-Decke“, in der dieser Autor „die große Masse der Bündnerschiefer und Ophiolithe, vom Katschberg bis zum Brenner“ zusammenfasste. Heute werden in diesem Deckensystem die metamorphen Produkte von kreidezeitlichen kalkigen, mergeligen und tonigen, z.T. turbiditischen Sedimenten, die im Penninischen Ozeanbecken abgelagert wurden, und metamorphe Reste der ozeanischen Kruste zusammengefasst. Diese Metasedimente liegen uns nun hauptsächlich als Kalkglimmerschiefer und dunkle, kalkige bzw. kalkfreie Phyllite vor. Die Basalte der ehemaligen ozeanischen Kruste wurden von der alpidischen Metamorphose in Grünschiefer, Prasinite und Amphibolite (zu einem geringen Teil auch in Eklogite) umgewandelt. Darüber hinaus treten in den Ophiolith-Sequenzen noch geringmächtige Metagabbros und Serpentinite auf (HÖCK & MILLER, in: FLÜGEL & FAUPL [Hrsg.], Wien, Deuticke, 1987).

Wir vermuten, dass das heutige Glockner-Deckensystem aus einem unmittelbar südlich an den europäischen Schelf angrenzenden Teil des penninischen Ozeanbeckens hervorgegangen ist und dass seine Gesteine lithostratigraphisch den kreidezeitlichen Teilen der Bündnerschiefer-Gruppe im Sinne von LEMOINE (Bull. Soc. Géol. France, 174/3, 2003) zugeordnet werden können. Außerhalb des Tauernfensters sind analoge Einheiten beispielsweise in der Pfundser Zone des Unterengadiner Fensters wiederzufinden. Dies entspricht auch den Vorstellungen von SCHMID et al. (2004, siehe oben), die die unteren penninischen Decken mit dem Glockner-Deckensystem und die oberen penninischen Decken mit dem Deckensystem Matreier Zone – Nordrahmenzone parallelisieren.

Bisher erwiesen sich die deckentektonische Unterteilung und eine großräumige Korrelation einzelner Decken innerhalb des Glockner-Deckensystems als ziemlich schwierig. Im Bereich des aktuellen Kartenblattes haben uns regional bemerkenswerte Unterschiede in der metamorphen Entwicklungsgeschichte, die zweifellos den internen Baustil des Glockner-Deckensystems abbilden, dazu bewogen,

eine interne Deckengliederung vorzunehmen. Das Glockner-Deckensystem erreicht zwischen dem Fuschertal und dem Gasteinertal mehrere tausend Meter Mächtigkeit und setzt sich hier aus zumindest zwei Decken zusammen. Die Deckengrenze quert im Bereich des aktuellen Kartenblattes nördlich der Bärenschlucht das Fuschertal und verläuft rund 1 bis 1,5 Kilometer südlich des Weichselbachtals, quert den Grat rund 500 Meter NE des Königstuhlhorns (2603 m), erreicht das Seidlwinkltal südlich der Seidlau, verläuft an der Ost-Seite des Seidlwinkltals nach NE und quert schließlich am Platteck den Grat zum Hüttwinkeltal. In diesem Abschnitt entspricht die Deckengrenze ziemlich genau jener Grenze, entlang der FRASL & FRANK (Der Aufschluß, Sh. 15, Heidelberg, 1966) aufgrund lithofazieller Überlegungen die „Zone der Glocknerfazies“ von der Zone „der Fuschertfazies“ trennten. Ausschlaggebend für die nun vorgenommene tektonische Untergliederung in zwei Decken waren aber nicht die lithofaziellen Argumente, sondern zwei differenzierbare Metamorphose-Entwicklungen. In der hangenden Decke des Glockner-Deckensystems, die wir nun Rauris-Decke nennen, kann lediglich die Tauernkristallisation nachgewiesen werden, die im Oligozän Bedingungen der oberen Grünschieferfazies erreichte und danach im Miozän schrittweise abkühlte. In der tektonisch tieferen Decke des Glockner-Deckensystems der Glockner-Decke s.str., die das Modereck-Deckensystem unmittelbar überlagert, kann eine mehrphasige alpidische Metamorphose-Entwicklung aufgezeigt werden (SCHUSTER et al., Mitt. Österr. Miner. Ges., 149, 2004). In dieser tektonischen Einheit befinden sich kleine lokal begrenzte Vorkommen von Eklogiten, die während jener Subduktions-Prozesse gebildet wurden, die letztendlich zur vollständigen Schließung des Penninischen Ozeans führten. Wahrscheinlich ereigneten sich diese im Eozän, kurz bevor auch die benachbarten Gesteine des externen Europäischen Schelfs (des heutigen Modereck-Deckensystems) in den Subduktionskanal gerieten (siehe oben). Darüber hinaus ist in einem wesentlich größeren Bereich der Decke eine blauschieferfazielle Metamorphose durch Lawsonit-Pseudomorphosen überliefert, die zeitlich nach der Eklogit-Bildung aber vor der Tauernkristallisation stattgefunden hat. Bereichsweise finden sich auch immer wieder extrem siliziumreiche Phengite und selten Relikte von Natriumamphibolen, die aber bedingt durch ihre tauernkristalline Überprägung keine exakte Abschätzung der P/T-Bedingungen der blauschieferfaziellen Metamorphose erlauben (siehe auch HÖCK et al., in SEEMANN: Mineral & Erz in den Hohen Tauern, Naturhistorisches Museum Wien, 1994). Die mehrphasige kinematische Entwicklung der Glockner-Decke s.str. endete schließlich wie jene der Rauris-Decke mit der Exhumation und der schrittweisen Abkühlung der Tauernkristallisation im Miozän (LUTH & WILLINGSHOFER, 2008, siehe oben). Die frühe kinematische Entwicklung beider Decken ist aber, wie wir nun vermuten, unterschiedlich verlaufen. Während jenes Zeitintervalls, als die Glockner-Decke s.str. (wahrscheinlich im Eozän) in den Subduktionskanal eingetreten ist, war die Rauris-Decke wohl schon an den südöstlich daran anschließenden tektonisch höher positionierten Orogenkeil akkretioniert.

Rauris-Decke

Im Zuge der Kartierungen des Jahres 2008 (PESTAL, Jb. Geol. B.-A., 149/4, 2009) konnten zwischen dem Fuschertal und dem Rauristal, also im Gebiet das wir nun zur

Rauris-Decke stellen, wichtige lithologische Leithorizonte (beispielsweise mehrere Gesteinszüge mit charakteristischen Metagabbros) aufgenommen werden. Kollegen Hellerschmidt-Alber ist es im Anschluss an die zuvor erwähnten Kartierungen gelungen, die Fortsetzung der Metagabbros östlich von Rauris vom Retteneggwald über den Fröstlberg bis ins mittlere Hüttwinkeltal zu kartieren.

Im Retteneggwald südöstlich von Rauris, im Talgrund des Vorsterbaches und im unteren Hüttwinkeltal bilden mehrere 100 m mächtige Schwarzphyllite die Hauptmasse der Gesteine über den Randgesteinen der Romate-Decke. EXNER, der dieses Gebiet in den späten 1940er und frühen 1950er Jahren für die Geologische Bundesanstalt kartierte, bezeichnet diese Einheit als Mittlere Schwarzphyllitzone (1957, S. 65). Es handelt sich vorwiegend um dunkle Phyllite, bereichsweise können hellgraue, etwas karbonatreichere Phyllite, mitunter quarzreichere Einlagerungen beobachtet werden. In diesen kalkarmen bis kalkfreien Phyllitarten sind bis einige Zehnermeter mächtige Quarzit- und Kalkglimmerschieferzüge eingelagert. Dazu gesellen sich noch Metagabbro-Einlagerungen. Dieses Gesteinspaket baut nördlich der Marmore der Adelkar-Alm und des Schreibergrabens die Flanken des Hüttwinkls, Kalkbretterkopf, Stanzscharte, Rührkübel und den Sockel der Türchlwände und des Fröstlberges auf, wobei die mächtigen Schwarzphyllite die großen Rutschungen des unteren Hüttwinkeltales verursachen.

Wie schon EXNER (1957) berichtet, streicht der Schwarzphyllit von der Grieswiesalm bis Wörth im linken Hang des Hüttwinkels über der Wustkogel-Formation durch und unterlagert die Kalkglimmerschiefer und die Prasinite des Edlenkopfs (2923 m), des Edweinschöderkopfs (2764 m) und des Schafkarkogels (2732 m), die wir nun zur Glockner-Decke s.str. zählen (siehe oben). Die Schwarzphyllite bilden auch den Talgrund des Vorsterbaches, des Hüttwinkls bei der Einödkapelle und des Rauristales bis Wörtherberg. Zwischen Einödkapelle und Platteck richtet sich die Grenze zwischen dem zur Rauris-Decke gehörenden Schwarzphyllit und (den oben genannten Kalkglimmerschiefern und Prasiniten) der Glockner-Decke s. str. steil auf und verläuft an der Ost-Seite des Seidlwinkltal nach SW. Hier setzt sich die „Mittlere Schwarzphyllitzone“ EXNERS (siehe oben) nach W in die „Zone der Fuscher Phyllite“ nach FRASL & FRANK (1966, siehe voriges Kapitel) fort.

An einem neuen Straßenaufschluss in 1630 m Seehöhe im Retteneggwald konnte im Fortsetzungsbereich des Kalkglimmerschiefer-Leithorizontes, den PESTAL (2009) südwestlich von Rauris beschreibt, ein flach N-fallendes Metabasitband im Schwarzphyllit eingelagert kartiert werden. Dieses zeigt im geschonten Bereich grobkörnige gabbroide Strukturelemente. Weiter südlich am Riedel SW Retteneggalm, der von P. 1951 nach SE zum Kramkogel (2454 m) zieht, sind bis knapp 2000 m Seehöhe mehrere Meta-

sitlagen, die ebenfalls grobkörnige gabbroide Strukturelemente zeigen, in Gesellschaft von Quarzit in den Phyllit eingelagert.

Ein weiteres Metagabbro-Vorkommen ist in der östlichen Talflanke des Vorsterbachtals im Bereich der Muldenstruktur des Kramkogels im Birgkendlgraben auf etwa 1600 m Seehöhe in Begleitung eines Kalkglimmerschieferbandes aufgeschlossen. Am gegenüberliegenden Hang 500 m östlich von P. 1835 m (Südgipfel des Fröstlberges) konnte in 1600 m Seehöhe am Ende einer Forststraße ein weiteres 35–40 m mächtiges Metagabbro-Band im Verband mit Prasinit mehrere 100 m im Gelände verfolgt werden.

Die Ostflanke des Hüttwinkeltales ist bis auf eine Höhe von 1900 bis 2000 m Seehöhe aus Schwarzphylliten mit geringmächtigen Einschaltungen von Quarzit-, Kalkglimmerschiefer- und Prasinit/Metagabbro-Bändern aufgebaut. Diese Gesteinspakete lassen sich trotz der tiefgreifenden Massenbewegungen in den jeweiligen Schollen mehrere 100 m weit verfolgen.

Im Teufenbachgraben lässt sich zwischen 1120 und 1340 m Seehöhe eine mehrere Zehnermeter mächtige, in die Schwarzphyllite eingelagerte Quarzit-Metagabbro-Kalkglimmerschiefer-Abfolge auf einer Länge von 500 m nach S verfolgen. Es handelt sich um eine im Verband abgesetzte Scholle der großen Massenbewegung W des Rührkübels. Die südliche Fortsetzung dieses verrutschten Gesteinspaketes ist in 1600 m im Gemeindewald ca. 300 m weit entlang einer Forststraße verfolgbar. S der Lercheggalm konnte am Fuß der Wandstufen in 1900 m Seehöhe eine weitere Teilscholle von Metagabbro in Begleitung von Kalkglimmerschiefer und Quarzit aufgefunden werden. Ein im Ochsenmaißgraben auf 1640 m Seehöhe anstehender Metagabbro-Zug kann ca. 500 m weit im Streichen verfolgt werden. Die obersten Metagabbro-Lagen dieses Gebiets sind uns aus den Beschreibungen von MATUREA (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 17, 1967) bekannt. Er konnte diese im Liegenden des mächtigen aus Prasiniten und Kalkglimmerschiefern bestehenden Gipfelaufbaus, der sich vom Rührkübel zur Türchlwand hinzieht, auffinden.

Die Frage nach der tektonischen Zugehörigkeit der Kalkglimmerschiefer und der Prasinite des Türchlwand-Areals (zur Glockner-Decke s.str. oder zur Rauris-Decke) konnte bisher nicht geklärt werden. Im Liegenden der Türchlwand sollte sich aber die Fortsetzung der Rauris-Decke nach E in den von EXNER (1956) zwischen Stanzscharte und dem obersten Lafenbachtal kartierten mächtigen Schwarzphylliten wiederfinden. Die Detailaufnahme, Beprobung und Untersuchung ihrer Leithorizonte ist derzeit noch ausständig, sollte aber in der kommenden Kartierungssaison gelingen.

Blatt 165 Weiz

Siehe Bericht zu Blatt 135 Birkfeld von AXEL NOWOTNY & RALF SCHUSTER

Bericht 2007 zur lithologischen und struktureologischen Charakterisierung des Ötztal-Stubai-Kristallins in den Bereichen Obergurgl/Gurgler Schartl auf Blatt 173 Sölden und Bankeralm/Timmelsjoch auf Blatt 174 Timmelsjoch

GERLINDE HABLER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Lage des Arbeitsgebietes

Geographisch umfasst das Kartierungsgebiet eine geschlossene Fläche im Bereich der Bankeralm (SW des Timmelsjochs) auf dem ÖK-50-Kartenblatt 174 Timmelsjoch in 2500 bis 2700 m Seehöhe sowie die Verlängerung jenes Profilstreifens, der 2006 auf Blatt 173 Sölden kartiert wurde nach Nordwesten. Letzteres Gebiet erstreckt sich von Obergurgl („Am Beil“) über den Soomsee bis zum Gurgler Schartl („Seiter Schartle“) in einer Höhenlage von 1900 bis 3000 m Seehöhe.

Tektonisch befinden sich die bearbeiteten Gesteinseinheiten im Hangenden (NW) der Schneeberg-Monteneve-Einheit, etwa 1 km (Bankeralm) bzw. 2–4,5 km (Obergurgl – Gurgler Schartl) strukturell hangend der lithologisch-tektonischen Grenze zwischen dem Ötztal-Stubai-Komplex (OSC) und der Schneeberg-Monteneve-Einheit (SMC). Bezüglich der lateralen Ausdehnung der Schneeberg Normal Fault Zone SNFZ (SÖLVA et al., Tectonophysics, 401, 2005) liegt das Gebiet Obergurgl – Gurgler Schartl im Hangenden des Zentralbereiches der Hauptscherzone, während sich das Gebiet der Bankeralm im Bereich des NE lateralen Auslaufens der SNFZ befindet. Diese räumliche Position der beiden Gebiete bezüglich der SNFZ zeigt sich deutlich in der kretazischen Strukturprägung der bearbeiteten Gesteinseinheiten.

Lithologische (mesoskopische, mikro- skopische und mineralchemische) Charakterisierung

Die Abkürzungen der Mineralnamen sowie die Gesteinsbezeichnungen folgen FETTES & DESMONS (Cambridge University Press, 2007).

Metasedimente

Grobknotiger Grt-Glimmerschiefer mit Ms-Pseudomorphosen

Haupt- und Nebenmineralbestand: Ms, Qtz, Bt, Grt, Plagioklas, Chlorit, Ilmenit, Paragonit, +/-Chloritoid, +/-Turmalin

Akzessorien: Apatit, Rutil, Zirkon, Allanit, Monazit, +/-Staurolith, +/-Karbonat, +/-Korund

Grt-Glimmerschiefer weisen eine mittelkörnige, von Ms und Qtz dominierte Gesteinsmatrix mit untergeordnetem Bt- und Plagioklasanteil auf. Vor allem Qtz bildet auffäl-

lig grobkörnige monomineralische Lagen. Charakteristisch sind weiters grobkörnige Grt-Klasten sowie Aggregate feinkörniger Hellglimmer. Letztere werden von Ms und/oder Paragonit repräsentiert und bilden Pseudomorphosen nach ehemals grobkörnigem Staurolith. Teilweise wurden Ms-Aggregate von grobkörnigen Plagioklas-Porphroblasten und Paragonit ersetzt und übersprosst. In manchen Aufschlussbereichen der Bankeralm scheinen die ursprünglich idiomorphen Staurolith-Blasten ihrerseits bereits als Aggregate gesprosst zu sein, welche Kornformen einer grobkörnigen Mineralphase nachzeichnen.

Nebenbestandteile sind Bt, Chlorit, Plagioklas und Ilmenit, während Staurolith, Apatit, Rutil, Allanit, Monazit und Zirkon akzessorisch auftreten. Vorkommen von feinkörnigem Chloritoid, Staurolith, Rutil und Karbonat sind auf Einschluss-Domänen in Grt I beschränkt.

Granat der Grt-Glimmerschiefer ist im gesamten Bankeralmbereich charakteristischerweise mehrphasig kristallisiert. Die grobkörnigen Grt-Kernbereiche zeigen komplexe Deformationsmikrostrukturen anhand der Verteilung und Vorzugsorientierung der Einschlüsse. Der Grt-Kernbereich der ersten Grt-Wachstumsgeneration, welcher ein Mn- und Ca-Maximum sowie ein Mg-Minimum aufweist, besitzt Deformationsschatten von polygonalen Qtz-Aggregaten, die im Zuge der fortgesetzten Grt-Kristallisation übersprosst und eingeschlossen wurden. Mehrere Foliationen von feinkörnigem Rutil, Ilmenit und Chloritoid sind in verschiedenen Wachstumsstadien von Grt konserviert. Grt sprosst syntektonisch zur Faltung D2, deren Intensität vom Kern zum Rand von Grt I zunimmt. Die D2-Deformation überdauerte schließlich das Grt-I-Wachstum. Im Gegensatz zum komplexen mikrostrukturellen Interngefüge erscheint der Grt-Kernbereich mit einer kontinuierlichen chemischen Zonierung kristallisiert. Die Mn- und Ca-Gehalte nehmen vom Kern zum Rand ab, während der Mg-Gehalt und das XMg ($Mg/Mg+Fe^{2+}$) zum Rand hin steigen. Diese Zonierung spricht für ein progrades Wachstum bezüglich der metamorphen T-Entwicklung während der ersten nachweisbaren prägenden Metamorphose. Der Grt-Kernbereich koexistierte mit Qtz, reinem Ms, Paragonit, Chloritoid und Rutil. Der Mg-reichere, Ca-, Mn-arme Grt-I-Rand enthält phengitische Ms-Einschlüsse und Rutil mit einem dünnen randlichen Ilmenit-Saum. Vereinzelt ist in den Chloritoid-Einschlüssen im Grt-I-Kern feinkörniger Staurolith zu beobachten, der idiomorphe Kornformen ausbilden kann. Möglicherweise wurde dieser im Zuge des prograden Grt-I-Rand-Wachstums auf Kosten von Chloritoid gebildet, da Grt I im Kontakt mit diesen Chloritoid+Paragonit+Staurolith-Einschlüssen eine diffusive Änderung der Hauptelementzusammensetzung zeigt. In der Matrix konnte kein Staurolith beobachtet werden, sodass die Staurolith-Bildung während der Grt-I-Rand-Kristallisation vermutet wird.

Die grobkörnige erste Grt-Wachstumsgeneration (Grt I) wurde noch vor dem Wachstum der zweiten Grt-Generati- on von Resorption und Kataklyse erfasst. Grt-I-Bruchstücke bildeten teilweise Aggregate, die im Zuge der zweiten Grt-Wachstumsphase amalgamiert wurden und hypidiomorphe Anwachssäume erhielten. Sowohl als randlicher

Anwachssaum als auch entlang von Rissen und Resorptionszonen in Grt I spross die zweite, deutlich Ca-reichere Grt-Generation (Grt II), welche in der Literatur als kretazische Bildung interpretiert wurde (PURTSCHELLER et al., Deuticke, 1987; TROPPEL & RECHEIS, Mitt. Österr. Geol. Ges., 94, 2003). Aufgrund langsamer Ca-Diffusion während der zweiten Grt-Wachstumsphase ist ein scharfer Ca-Hiatus an der Grt-I/II-Grenze ausgebildet. Im Gegensatz dazu erscheint ein sekundäres Mn-Maximum in diesem Bereich eine breitere Zone sowohl im Randbereich der ersten Grt-Generation, als auch in der initialen Wachstums-Domäne von Grt II zu umfassen. Hochauflösende chemische Elementverteilungsdaten zeigen, dass der Grt-I-Rand und Grt-II-„Kern“ ein diffuses, aber deutliches Mn-Maximum aufweisen, während jedoch die unmittelbare Grenze zwischen Grt I und Grt II ein lokales Mn-Minimum aufweist. Das Mn-Maximum ist vermutlich auf die Grt-I-Resorptionsprozesse, Mn-Rückdiffusion in Grt I sowie Mn-Anreicherung in der Resorptionszone randlich um die Grt-I-Relikte noch vor der Grt-II-Blastese zurückzuführen. Auf jeden Fall erlauben die T-Bedingungen während des Grt-II-Wachstums keine signifikante Ca-Diffusion durch das Grt-Kristallgitter, während Mn eine deutliche intrakristalline Mobilität zeigt. Die Ca-reichere zweite Grt-Generation koexistierte mit schwach phengitischem bzw. reinem Ms der Matrix sowie mittelkörnigem Bt, Ilmenit und Qtz sowie Plagioklas, welcher von feinnadeligem Paragonit ohne Vorzugsorientierung begleitet wird. Während der schwach phengitische Ms feinkörnig mit straffer Vorzugsorientierung in der Hauptschieferung der Matrix vorliegt, erscheint reiner Ms ebenso wie Bt parallel zu Achsenebenen einer Faltung gesprosst, die eine zweite Matrixfoliation bilden.

Zweigliimmer-Paragneis, Bt-Plagioklas-Gneis

Haupt- und Nebenmineralbestand: Qtz, Plagioklas, Bt, Ms, Ilmenit, Chlorit, Grt

Akzessorien: Apatit, Zirkon

Qtz, Plagioklas und Bt dominieren diese monotone Lithologie, die stets einen metamorphen Lagenbau von Fsp+Qtz- oder Bt-angereicherten Lagen im mehrere-cm- bis-dm-Bereich aufweist. Innerhalb dieser Lagen sind die Phasen jedoch gleichkörnig und homogen verteilt. Beide Glimmer sind fein- oder mittelkörnig ausgebildet. Hellglimmer bilden eine erste Generation mittelkörniger Klasten, die zu Glimmerfischen deformiert sind, sowie eine zweite feinkörnige Generation, die gemeinsam mit feinkörnigem Bt und Plagioklas die Gesteinsmatrix aufbaut. Die Lithologie führt feinkörnigen Grt, der stets zwei Wachstumsphasen aufweist. Grt I erscheint zerbrochen und resorbiert. Die reliktschen Bruchstücke sind je nach Intensität der Grt-I-überprägenden Deformation in Aggregaten oder Zeilen angeordnet. Die einzelnen Grt-I-Relikt Körner erhielten im Zuge der Grt-II-Blastese meist idiomorphe Ränder oder bildeten Kornverwachsungen mit mehreren Grt-I-Kernbereichen. Die unregelmäßig verlaufende Korn-grenze zwischen Grt I und II ist mikrostrukturell anhand einer einschlussreichen Domäne stets deutlich erkennbar. Während Qtz großteils mittel- bis grobkörnig ausgebildet ist, erscheint Plagioklas feinkörnig und bevorzugt in Glimmer-Aggregaten vorliegend.

Lokale Subkornbildung in Qtz sowie dessen dynamische Rekristallisation durch GBM („grain boundary migration“)

sind auf D5 Scherzonen beschränkt. In diesen Bereichen wurde Grt zu Bt und Plagioklas abgebaut.

Bt-Plagioklas-Gneise mit grobknotigen Plagioklas-Klasten

Haupt- und Nebenmineralbestand: Plagioklas, Bt, Qtz, Ms, Grt, Ilmenit, Paragonit

Akzessorien: Apatit, Allanit, Zirkon

Bei dieser mesoskopisch sehr charakteristischen Lithologie handelt es sich um ein biotit- und plagioklasreiches Gestein, das einen metamorphen Lagenbau im dm-Bereich anhand des Bt- und Fsp-Gehaltes und deren Korngröße zeigt. Das Gestein stellt eine rheologisch sehr kompetente Lithologie dar, sodass verschiedene ältere Deformationsstadien recht gut erhalten sind. Plagioklas-Porphyroblasten weisen zahlreiche feinkörnige Einschlüsse von Bt, Ms und Grt auf, werden jedoch von einer mittel-grobkörnigen Bt+Qtz-Matrix umgeben. Im gesamten Bankeralmbereich wurden die Plagioklas-Porphyroblasten, die bereits eine ältere Foliation (S2) als Einschlussgefüge enthalten, im Zuge der Hauptschieferungsbildungen (D3 bzw. D4) zu Klasten deformiert. Reliktische Kern-Domänen der Plagioklas-Porphyroblasten besitzen Albitkerne, während Ränder und feinkörnige Rekristallite mit Tripelkorn-grenzen Oligoklas-Zusammensetzung zeigen. Charakteristischerweise enthalten die Plagioklas-Porphyroblasten Einschlüsse einer Mg-reichen, Ca-armen Grt-I-Generation, welche idiomorphe Ca-reiche Grt-II-Anwachserränder aufweisen. Die Grt-Vorkommen dieser Lithologie sind großteils auf Plagioklas-Klasten-Domänen beschränkt und dokumentieren die Reaktionsbeziehung zwischen Grt und Plagioklas im Zuge der verschiedenen Metamorphoseprägungen. Plagioklas-Porphyroblasten sprosst bereits auf Kosten der Grt-I-Generation, während die Bildung von Grt II auf die feinkörnigen Plagioklas-Rekristallit-Domänen beschränkt ist. Die Bildung der Grt-II-Ränder steht dabei offensichtlich in Zusammenhang mit der dynamischen Rekristallisation von Oligoklas. In Korrelation mit einem kretazischen Alter der Grt-II-Bildung ist daher auch ein kretazisches Alter der feinkörnigen Plagioklas-Rekristallisation und damit der prägenden Hauptdeformation im Bereich der Bankeralm abzuleiten.

Ms-Plagioklas-Granofels, granoblastischer Gneis

Haupt- und Nebenmineralbestand: Plagioklas, Qtz, Ms, Chlorit, Grt, Bt, Ilmenit, Klinozoisit

Akzessorien: Gr, Allanit, Rutil

Östlich des Gurgler Schartls wurden grobkristalline Paragneise kartiert, die von grobkörnigem porphyroblastisch gesprosstem Plagioklas und grobschuppigem Chlorit sowie Aggregaten mittel- bis grobkörniger Hellglimmer dominiert werden. Grobkörniger Qtz, grobschuppiger Ms und Bt, sowie stark resorbierte Relikte grobkörniger Grt-Porphyroblasten sind ebenso vorhanden. Bt erscheint allerdings intensiv zu grobschuppigem Chlorit abgebaut. Neben Verwachsungen mit Bt, die vermutlich auf Bt-Resorption zurückzuführen sind, bildet Chlorit auch grobkörnige Neusprossungen. Sämtliche Hauptmineralphasen dieses Gesteins sind grobkörnig ausgebildet. Lediglich Muskovit sprosst mit Vorzugsorientierung parallel zu D1, rekristallisierte allerdings während der Faltung D2 vollständig. Da diese Faltung im Gebiet unmittelbar SE des

Gurgler Schartls nicht penetrativ ausgebildet ist, besitzt diese Lithologie ein massiges Erscheinungsbild ohne ausgeprägte Bruchrichtung. Lediglich als Einschlussgefüge in grobkörnigem Plagioklas ist ein metamorpher Lagenbau anhand der Graphitverteilung und der Hellglimmerregelung zu erkennen. Vermutlich handelt es sich bei diesem Aufschlussbereich um einen D2-Faltenscheitelbereich, der jedoch nur unvollständig von Umschieferung erfasst wurde. Ein N-S-streichendes Li3-Intersektionslinear ist mesoskopisch als Verschnittlinear zwischen S2 und der überprägenden S3-Schieferung zu beobachten. Das Gestein wurde nach der letzten prägenden Deformation D2 von intensivem Mineralwachstum erfasst, welches zu grobkörniger Plagioklas-, Ms-, Bt-, Qtz- sowie Chlorit-Sprossung führte.

Grobschuppige Hellglimmer sind nicht nur in der Matrix, sondern auch in Hellglimmeraggregaten vorhanden. In Randbereichen dieser Aggregate sind Anhäufungen feinkörniger Klinozoisit-Nadeln zu beobachten, die teilweise Allanitrelikte radialstrahlig umwachsen. Auch in Abbauprodukten von Grt liegt Klinozoisit feinkörnig vor. Granat I war in dieser Lithologie mittel- bis grobkörnig vorhanden, wurde jedoch im Zuge der postdeformativen Blastese unter Ausbildung von grobkörnigem Plagioklas, Ms und Chlorit intensiv resorbiert. Häufig sind nur Grt-Kornrelikte, Pseudomorphosen nach Grt oder Atollgranatstrukturen zu beobachten, da die Plagioklas- und Ms-Bildung selektiv in den Grt-I-Kernbereichen stattfand. Die verbleibenden Grt-Relikte weisen häufig eine intensive Pigmentierung durch feinkörnige Opakphasen auf. Bemerkenswert ist auch die intensive Hellglimmer-Bildung in Grt-Kernbereichen.

Quarzitischer Gneis

Haupt- und Nebenmineralbestand: Qtz, Plagioklas, Ms, Chlorit, Ilmenit

Akzessorien: Turmalin

Ein Vorkommen von quarzitischem Gneis wurde unmittelbar SW des Soomsees kartiert. Das Gestein besitzt ein homogenes Gefüge ohne bevorzugte Bruchrichtung und ohne metamorphen Lagenbau. Das Fsp-Qtz-dominierte Gestein zeigt aufgrund der fehlenden Wechsellagerung keine Kompetenzkontraste. Lokal ist Turmalin-Anreicherung festzustellen. Auffällig sind zahlreiche sprödduktile Scherzonen, die in dieser Lithologie offensichtlich bevorzugt entwickelt sind, während eine hochtemperierte Faltung von intensiver Rekristallisation überprägt wurde.

Grt-Plagioklas-Zweiglimmergneis mit Plagioklas-Porphroblasten

Haupt- und Nebenmineralbestand: Ms, Qtz, Plagioklas, Bt, Grt, Chlorit, Ilmenit, Klinozoisit

Akzessorien: Graphit, Allanit, Rutil

Das Gestein wird von einer grobschuppigen Ms-reichen Matrix und Qtz-angereicherten Lagen dominiert, welche grobkörnige Grt-I-Klasten umgeben. Charakteristisch für diese Lithologie ist die post-tektonische Blastese von Plagioklas-Porphroblasten in der Matrix, welche ältere Strukturelemente und Mineralphasen einschließen. Plagioklas scheint in diesem Gestein nicht auf Kosten von Grt, sondern durch Reaktionen in der hellglimmerreichen Matrix gesprosst. Weiters bildet Plagioklas entweder grobkörnige

Porphyroblasten als Einkristalle oder eine Verwachsung mehrerer mittelkörniger Einzelblasten mit unterschiedlicher kristallographischer Orientierung. Bereits im Handstück sind die grobkörnigen Plagioklase gut zu erkennen. Im Arbeitsgebiet tritt weiters eine signifikante grobkörnige Chlorit-Sprossung auf, die nicht nur auf lokale retrograde Fluideinwirkung zurückgeführt werden kann. Granat enthält in diesem Gestein zahlreiche Einschlüsse. Vor allem grobkörnige Ms-Einschlüsse scheinen in Reaktionsbeziehung zu dem umgebenden Grt-Wirtsmineral gestanden zu sein. Grt-Resorption erfolgte in dieser Lithologie bevorzugt in den Grt-I-Kernbereichen, sodass Atollgranat-Mikrostrukturen zu beobachten sind.

Graphitischer Ms-Chlorit-Schiefer

Haupt- und Nebenmineralbestand: Ms, Qtz, Ilmenit, Chlorit, Graphit, Klinozoisit, Grt, Plagioklas

Akzessorien: Turmalin, Titanit

Gleichkörnig feinkörniger graphitischer Ms-Schiefer besitzt einen Feinlagenbau aufgrund variabler Graphit- und Ilmenit-Gehalte. Auch feinkörniger Plagioklas und Klinozoisit sind lagenweise angereichert und treten mit feinkörnigem Grt vergesellschaftet auf. Hellglimmer sind feinkörnig ausgebildet und zeigen keine mikrostrukturellen Relikte einer ehemals gröberkörnigen Generation. Das gleichkörnige Qtz-Gefüge weist Tripelkorngrenzen sowie kornintern einheitliche Auslöschung als Hinweis auf ein gut rekristallisiertes Gefüge auf. Im Gegensatz zu sämtlichen anderen Metasedimenten ist Bt in dieser Lithologie abwesend. Es fehlen auch Hinweise auf eine mehrphasige Metamorphoseprägung. Lediglich eine penetrative Isoklinalfaltung der Qtz-Lagen sowie der Graphit- oder Ilmenit angereicherten Lagen ist zu beobachten.

Granat ist auf feinkörnige, in Zeilen angeordnete Bruchstücke beschränkt. Auch Feldspat wurde vermutlich durch Kataklyse zu extrem feinkörnigen (5 bis 25 Mikrometer Korngröße) Aggregaten deformiert.

Das Vorkommen von Chlorit-Ms-Schiefer ist auf einen begrenzten Aufschlussbereich ESE des Gurgler Schartls beschränkt, welcher auch im Verband mit dem Nebengestein deformierte Diabasvorkommen zeigt.

Orthogneise

Zweiglimmer-Granitgneise

Haupt- und Nebenmineralbestand: Plagioklas, Kfs, Qtz, Ms, Bt, Grt

Akzessorien: Epidot, Allanit, Klinozoisit

Die Granitgneise bestehen zum Großteil aus Albit/Plagioklas, Kfs und Qtz sowie mesoskopisch erkennbarem, meist feinkörnig (re)kristallisiertem Muskovit und Biotit. Letzterer kann intensiv chloritisiert sein. Grt ist in Form feinkörniger hypidiomorpher Blasten häufig vorhanden und lagenweise angereichert. Der magmatische Mineralbestand ist im Zuge der metamorphen Überprägung großteils rekristallisiert. Granat-Kernbereiche (GrtI) in den hypidiomorphen Grt-Blasten (Grt II) stellen Relikte einer älteren Grt-Generation dar, die möglicherweise ein Relikt des magmatischen Ereignisses repräsentiert.

Muskovit tritt im Bereich der Bankeralm in Form dreier mikrostrukturell und mineralchemisch unterscheidbarer Generationen auf. Mittelkörnige paragonitische Ms-

Klasten bilden Glimmerfische in der D3-Foliation. Sie scheinen noch vor der prägenden Hauptdeformation (D3) möglicherweise koexistierend mit der ersten Grt-Generation (Grt I) kristallisiert zu sein. Feinkörniger Matrix-Ms (Ms II), der die mylonitische Foliation S3 repräsentiert, weist phengitische Zusammensetzung auf und kristallisierte im Gleichgewicht mit Grt II und Ab syndeformativ zur Hauptschieferung D3. Im Zuge dessen bildete Albit Subkörner bzw. feinkörnige Rekristallite. Während der fortgesetzten Deformation (D4) wurde Grt II rotiert und resorbiert. Gemeinsam mit Oligoklas bildeten Na-Mg-arter, Fe-führender Muskovit („intermediärer Ms“) und Bt teilweise Pseudomorphosen nach Grt II. Oligoklas-Wachstum akkomodierte auch die fortgesetzte Matrixdeformation durch die Bildung von Anwachssäumen in feinkörnigen Albit-Aggregaten der Matrix.

Die beiden Grt-Generationen in den Granitgneisen zeigen für die tektonometamorphe Entwicklung des OSC im Bereich der Bankeralm bedeutende mineralchemische Charakteristika. Grt I (Almandin-Grossular-Granat mit 20 Mol-% Grossular-, 5–10 Mol-% Spessartin-, 3–5 Mol-% Pyrop-Komponente) bildet reliktsche Kernbereiche. Im Zuge von Resorption und Kataklyse erfuhren Grt-I-Relikte eine diffusive partielle Reequilibrierung mit steigendem XMg- und Mn-Gehalt sowie sinkendem Ca-Gehalt. Diese Diffusionsprozesse erfolgten offensichtlich noch vor der Grt-II-Blastese, da diese Generation deutlich höhere Ca-Gehalte, niedrigere Mg-Gehalte aufweist als die diffusiv beeinflussten Grt-I-Rand-Domänen.

Grt II bildet Ca-reichere (30 Mol-% Grossular-Komponente) hypidiomorphe Anwachsränder an Grt-I-Klasten und überspross bereits den metamorphen Lagenbau (D3) der Matrix (Qtz, Epidot). Unmittelbar randlich um Grt-I-Relikte treten unregelmäßig verteilte Mn-Maxima in Grt II auf. Diese zeigen, dass Grt-I-Resorption zu einer Mn-Anreicherung in den Grt-I-Relikte umgebenden Matrix-Domänen geführt hatte. Im Zuge initialer Grt-II-Blastese wurde Mn in Grt II fraktioniert, wodurch das Auftreten der lokalen Mn-Maxima in Grt II zu erklären ist. Aufgrund der inhomogenen Mn-Verteilung zu Beginn der Grt-II-Kristallisation ist daher nur mit lokaler Gleichgewichtseinstellung im initialen Grt-II-Wachstumsstadium zu rechnen. Die Grt-II-Kristallisation erfolgte syndeformativ relativ zur D3-Hauptschieferungsbildung im Gleichgewicht mit Ab und phengitischem Ms. D3-Schieferungsflächen wurden von Grt II eingeschlossen, die fortgesetzte Deformation überdauerte jedoch das Grt-II-Wachstum. Ähnlich Grt I zeigt auch Grt II eine prograde chemische Zonierung mit steigendem XMg vom Kern zum Rand. Im Grt-II-Randbereich nimmt der Ca-Gehalt geringfügig ab, während das XMg ansteigt. Teilweise ist im äußersten Randbereich ein dritter Mn-Anstieg im Bereich weniger Micrometer vom Grt-Rand zu beobachten. Dieser korreliert mit der beobachteten Grt-II-Resorptionsreaktion zugunsten von Oligoklas, Ms und Bt.

Granodioritgneis

Haupt- und Nebenmineralbestand: Plagioklas, Qtz, Bt, Amp, Epidot

Im Arbeitsgebiet wurde lediglich ein Vorkommen von Bt- und Amp-führendem Granodioritgneis am S-Rand des Arbeitsgebietes der Bankeralm aufgefunden. Das felsische

Gestein wird von Plagioklas und Qtz dominiert und weist lagenweise Anreicherung von feinkörnigem Bt und Amp auf. Epidot ist als Nebengemengteil vorhanden.

Metabasite

Amphibolit

Haupt- und Nebenmineralbestand: Hornblende, Plagioklas, Epidot/Klinozoisit, Qtz, Titanit, Ilmenit

Die Amphibolitzüge der Bankeralm werden von Hornblende dominiert, welche in plagioklasreichen Lagen teilweise grobkörnige Hornblendegarben ausbildete. Teilweise ist ein Lagenbau von Fsp- und Hbl-Lagen mit jeweils mehreren cm Mächtigkeit zu beobachten.

Diabas

Haupt- und Nebenmineralbestand: Amp, Plagioklas, Bt, Epidot, Grt, +/-Titanit, +/-Qtz, +/-Ilmenit, +/-Rutil, +/-Karbonat

Akzessorien: Zirkon, Mag, Apatit, Turmalin

Basaltische-andesitische Gesteine, deren lithologischer Kontakt Strukturelemente des metapelitischen/metapsammitischen Nebengesteins teilweise diskordant schneidet stellen eine bedeutende Lithologie für die relative Einordnung der tektonometamorphen Vorgänge im Ötztal-Stubai-Komplex dar. Deren Platznahme wurde in der Literatur als spät- bis postvariszisch (permisch) eingestuft und die Paragenesen der Metabasite als Indikator für die kretazische Metamorphosebedingungen herangezogen (PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, TPM, 29, 1982). In den beiden Arbeitsgebieten zeigen die Diabase eine deutliche metamorphe Prägung und Deformation. Eine klare zeitliche Zuordnung der Platznahme ist aufgrund fehlender Altersdaten bisher nicht möglich, ein spätvariszisches oder permisches Intrusionsalter erscheint jedoch möglich. Als Deformationsalter dieser Gesteine kommen daher nur permische oder kretazische tektonometamorphe Vorgänge in Frage.

Gurgler Schartl: Südlich des Gurgler Schartls tritt ein Diabasgang in Ms-Plagioklas-Granofels auf. Das Nebengestein zeigt dominierende D1- und D2-Deformationsstrukturen, die von intensiver post-tektonischer Mineralblastese überprägt wurden. In diesem Aufschlussbereich besitzt ein Diabasgang eine ebenflächige, subvertikal E-W-streichende Kontaktfläche mit dem Umgebungsgestein sowie eine randliche 2–3 mm mächtige Bleichungszone. Das Ganggestein ist sehr feinkörnig (0,1–0,2 mm), gleichkörnig ausgebildet und zeigt lediglich eine schwache Schieferung anhand der Vorzugsorientierung von feinkörnigem Amp und Bt. Das feinkörnige Gestein wird weiters von Plagioklas und Epidot aufgebaut und enthält Ilmenit, der einen Randsaum von feinkörnigen Titanit-Aggregaten aufweist. Lokal sind diskrete Scherzonen mit lokaler Fasermineralbildung in Diabas zu beobachten. Gerichtetes Faserwachstum von feinkörnigem Amp, Qtz, Epidot und Bt erfolgte teils orthogonal zur Öffnungsrichtung von Veins (Gängchen), teils parallel zum Scherzonenrand. Dieser zeigt eine Anreicherung von feinkörnigem Bt mit Kornregelung parallel zur Scherfläche. Auf einer steil N-fallenden diskreten Scherfläche ist Amp-Faserwachstum in WNW-Richtung (L 300/49) zu beobachten.

ESE des Gurgler Schartls wurde ein weiteres Diabasvorkommen kartiert, welches jedoch im Verband mit dem un-

mittelbaren Umgebungsgestein (Zweiglimmer-Paragneis und graphitischer Ms-Chl-Schiefer) metamorph überprägt wurde. Sowohl Diabas als auch Nebengestein zeigen eine subvertikal bis mittelsteil WSW-fallende Schieferung mit einem mäßig steil NW-fallenden Streckungslinear. Die Strukturprägung dieser Scherzone wurde der D3-Deformationsphase zugerechnet.

B a n k e r a l m: Im Bereich der Bankeralm sind zwei lithologisch zu unterscheidende Diabaskörper auszukartieren, die ihrerseits durch tektonische oder bereits primär magmatische Vorgänge mehrere Lagen bilden. Sämtliche Diabasvorkommen zeigen eine intensive metamorphe Prägung und Deformation. Die Intensität der Foliation in den Diabaskörpern ist jedoch inhomogen, da diese mit der Entfernung vom Nebengesteinskontakt abnimmt. Randbereiche zeigen eine intensive Mylonitisierung unter Ausbildung von Scherzonen parallel zur Kontaktfläche mit dem Nebengestein.

Der nördliche Diabaszug, welcher nördlich der Kote c16 (Landesgrenze A/I) nach Westen streicht, besitzt eine fein- bis mittelkörnige Matrix der Hauptphasen Amp, Plagioklas, Bt und Epidot. Grobkörnige Bt-Porphyroblasten übersprossen die Hauptschieferung, welche durch Amp- und Bt-Regelung sowie einen metamorphen Lagenbau von Plagioklas, Grt oder Epidot-Anreicherung repräsentiert wird. Als Nebengemengteil treten Rutil-Relikte auf, die von skelettartig gesprossenen Ilmenit-Aggregaten umwachsen und eingeschlossen wurden.

Ein zweiter Diabaszug, der unmittelbar südlich der Kote c16 (etwa 200 m südlich des oben beschriebenen Diabas-zuges) nach W streicht, enthält charakteristische Titanit-Aggregate, die Pseudomorphosen nach einer lepidoblastischen grobkörnigen Mineralphase (vermutlich Ilmenit) darstellen. Die Titanit-Aggregatzellen sind teilweise in die Hauptschieferung eingeregelt. Grobkörnige Relikte von Magnesiohornblende sowie Ab mit sehr feinkörnigen Einschlüssen von Epidot und Ti-reichem Bt treten als Klaster in der mylonitischen Foliation auf. Beide Phasen zeigen randlich dynamische Rekristallisation. Albit rekristallisierte zu feinkörnigem Plagioklas mit Tripelkorngrenzen (20–30 Mol-% Anorthit-Komponente). Magnesiohornblende besitzt breite randliche Anwachsäume von (Fe-)Tschermakit. Dies ist auch die Zusammensetzung idiomorpher mittelkörniger Amp-Blasten, die mit straffer Vorzugsregelung in der mylonitischen Foliation gesprosst sind. Als reliktische Einschlüsse in Magnesiohornblende sind Bt (Mg-ärmer als in der Matrix), Epidot (Fe-reicher als in der Matrix), Titanit, Zirkon, Apatit und Qtz zu finden.

Almandin-Grossular-Grt (25–30 Mol-% Grossular-, 10 Mol-% Spessartin-Komponente) sprossste feinkörnig idiomorph in der Matrix bzw. bildete Aggregate im Randbereich von Ab-Klaster. Grt-Blastese erfolgte im Gleichgewicht mit Oligoklas, dessen Ca-Gehalt im Kontaktbereich zu Grt und Bt zunimmt.

Mittelkörniger Epidot der Matrix zeigt Fe-reichere Relikte im Kernbereich, sowie Fe-ärmere idiomorphe Randbereiche, die mit Tschermakit, Grt, Oligoklas und Bt koexistieren.

Post-tektonisches Bt-Wachstum erfolgte auf Kosten von Magnesiohornblende-Klaster sowie porphyroblastisch in der fein- bis mittelkörnigen Matrix. Grobkörnige Bt-Blasten übersprossen die Hauptschieferungsflächen, wurden jedoch von der fortgesetzten Deformation erfasst und ro-

tiert. Der Hauptanteil mittel- bis feinkörniger Matrixbiotite kristallisierte jedoch mit einer Vorzugsorientierung parallel zur mylonitischen Foliation.

Der unterschiedliche Mineralinhalt bezüglich der Ti-Phasen sowie die unterschiedliche mikrostrukturelle Prägung sind vermutlich auf primäre Zusammensetzungsunterschiede der beiden Diabas-Züge zurückzuführen, da die Unterschiede der verschiedenen Diabaskörper im Streichen vom E- zum W-Rand des Arbeitsgebietes zu verfolgen sind.

Strukturprägung

Aufgrund der unterschiedlichen Prägung wird die duktile Strukturentwicklung für die beiden Arbeitsgebiete getrennt beschrieben. Die Strukturabfolge wird mit charakteristischen Kristallisations- und Mineralreaktionsvorgängen in relativen zeitlichen Zusammenhang gebracht.

Deformationsphase D1

D1 Bankeralm

Das älteste zu beobachtende Strukturelement stellt ein metamorpher Lagenbau von Graphit-Anreicherung sowie die parallel dazu geregelten Chloritoid-Blasten mit SPO („shape preferred orientation“) in Metapeliten dar. Weiters sind in Grt-I-Kernbereichen Qtz-Deformationsschatten zu beobachten, die ein frühes Deformationsstadium nach der beginnenden Grt-I-Blastese nachzeichnen. Diese S1-Foliation liegt bereits verfaltet als Einschlussgefüge in Grt I vor. In der Matrix sind diese Strukturelemente nicht mehr aufzufinden.

In einem Aufschlussbereich etwa 100 m südlich der Kote c16 (Landesgrenze A/I) treten Boudins von Paragneis und Amphibolit in der Hauptschieferung D3 der Zweiglimmer-Paragneise auf. Die Boudins zeigen einen pyknomatisch verfalteten Lagenbau, welcher ebenfalls zur ältesten zu beobachtenden, reliktisch erhaltenen Verformung gezählt wird. Die D1-Deformation erfolgte daher vor der Bildung der metamorph gebildeten Hauptmineralphasen in den metasedimentären Gesteinen.

D1 Obergurgl – Gurgler Schartl

Ein verfalteter Lagenbau wird von grobkörnig rekristallisierten Ms- und Bt-Blasten in granoblastischem Plagioklas-Gneis nachgezeichnet. Ebenso ist eine graphitische Pigmentierung in Helglimmer- und grobkörnigen Plagioklas-Lagen zu erkennen. Muskovit-Lagen mit graphitischer Pigmentierung zeigen stets eine wesentlich straffere Vorzugsorientierung der Glimmer als graphitfreie Lagen. Die räumliche Orientierung der S1-Foliation konnte nur an vereinzelten Aufschlüssen festgestellt werden. Eine reliktische Foliation in Fsp-Qtz-reichen Lagen von Zweiglimmer-Paragneis SE des Gurgler Schartls fällt mittelsteil nach S (200/57), während das Intersektionslinear von S1- und S2-Flächen unter anderem nach W einfallen kann.

Deformationsphase D2

D2 Bankeralm

Syntektonisch zur Grt-I-Blastese in Metapeliten erfolgte eine Verfaltung der S1-Foliation. Diese ist im Bankeralmbereich als Interngefüge in Grt I vorhanden und wird von feinkörnigen Chloritoid, Rutil- und Ilmenit-Einschlüssen sowie

Graphit-Pigment repräsentiert. Im Grt-I-Randbereich wird diese Deformation penetrativ und führt zu einer vollständigen Umschieferung der Matrix. Das D2-Deformationsstadium überdauerte die Grt-I-Blastese, sodass Grt-I-Blasten rotiert und Deformationsschatten aus grobkörnigem Qtz, Hellglimmer und Bt um Grt I ausgebildet wurden.

Anhand mineralchemischer Charakteristika und der stabilen Mineralparagenesen ist das Grt-I-Wachstum entlang eines prograden Pfades (bezüglich der T-Entwicklung) abzuleiten. Während der Grt-Kern eine Gleichgewichtsparagenese mit Chloritoid, Ms, Paragonit und Rutil bildete, koexistierte der Grt-Rand mit Staurolith, Ab, phengitischem Hellglimmer und vermutlich Bt (diese Bt-Generation ist jedoch nicht in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung erhalten).

D2-Strukturen wurden im Bankeralmbereich von einer penetrativen Faltung D3 überprägt, sodass Erstere nur reliktsch in Boudins erhalten sind. Etwa 100 m südlich der Kote c16 sind pygmatische D2-Falten in einem Boudin erhalten, welche eine N-S-streichende Lf2-Faltenachse aufweisen.

D2 Obergurgl – Gurgler Schartl

Syntektonisch zu der Grt-I-Blastese erfolgte eine Faltung der S1-Foliation. Die Achsenebenenschieferung S3 fällt steil nach W-NW ein oder streicht subvertikal N-S. Das Intersektionslinear von S1- und S2-Flächen fällt mittelsteil nach W-NW. Im Aufschlussbereich S und SE des Gurgler Schartls ist die D2-Faltung nicht penetrativ ausgebildet. Es treten Interferenzmuster sowohl mit D1-Strukturen als auch einer in diesem Bereich größtenteils schwachen S3-Schieferung auf. Grobkörnige Ms-Blasten besitzen eine gut rekristallisierte Parkettstruktur, die von grobkörnigem Plagioklas post-tektonisch eingeschlossen wurde. Durch das Fehlen eines dominierenden Strukturelementes sowie aufgrund der Tatsache, dass D2-Strukturen durch eine intensive post-tektonische Mineralblastese und -rekristallisation überprägt wurden, ist in diesem Gebiet keine durchgreifende Schieferung ausgebildet. Das Gestein besitzt ein massiges Erscheinungsbild und wurde daher als Granofels angesprochen.

Post-D2-Mineralblastese

Als durchgreifendes Kristallisationsereignis ist die post-D2-Mineralblastese im gesamten Arbeitsgebiet ausgeprägt. Die post-D2 gesprossenen Paragenesen und Mineralreaktionen in verschiedenen Lithologien sind hier kurz zusammengefasst:

- Die Sprossung von post-tektonischen Plagioklas-Porphyroblasten im Gleichgewicht mit reinem Ms und Bt erfolgte sowohl in der Matrix als auch auf Kosten von Grt in Zweiglimmer-Paragneis. Im Profil Obergurgl – Gurgler Schartl sind gut erhaltene Plagioklas-Porphyroblasten mit D1- und D2-Mikrostrukturen als Interngefüge in Paragneisen ab 2300 m Seehöhe zu beobachten.
- Grt I wird unter hochtemperierten Metamorphosebedingungen resobiert, da die Mn-Rückdiffusion in Resorptionszonen mit den maximalen XMg-Gehalten von chemisch zoniertem Grt I korreliert. Dies wurde sowohl an Zweiglimmer-Granitgneisen als auch an Grt-Glimmerschiefern und Bt-Plagioklas-Gneisen mit grobknotigen Plagioklas-Klasten der Bankeralm festgestellt.

- Eine charakteristische Lithologie für post-D2-Blastese stellen Plagioklas-Porphyroblastengneise sowie Bt-Plagioklas-Gneise mit grobknotigen Plagioklas-Klasten dar. Plagioklas-Blastese erfolgte einerseits poikiloblastisch in der glimmerreichen Matrix der Paragneise oder gemeinsam mit Bt auf Kosten von phengitischem Ms, Grt I und Ab. In Bereichen intensiver D3-Deformation wurden die Plagioklas-Porphyroblasten schließlich unter dynamischer Rekristallisation zu Klasten deformiert.

Platznahme der Diabase

Die Diabaskörper sind an heute subvertikal E-W-streichenden Flächen diskordant zu D2-Strukturen intrudiert. In einem Aufschluss SSE des Gurgler Schartls ist dieser lithologische Kontakt ohne intensive deformative Überprägung erhalten. Lediglich eine schwache Schieferung ist in der feinkörnigen Amp-Bt-Epidot-Plagioklas-Matrix ausgebildet, während distinkte D3-Scherzonen im mm-Bereich eine höhere Verformungsintensität zeigen. Sämtliche anderen Diabasvorkommen sowohl SE des Gurgler Schartls als auch im Bankeralm-Gebiet wurden in die intensive kretazische Scherdeformation D3/D4 einbezogen.

Deformationsphase D3

D3 Bankeralm

Im gesamten Bankeralmbereich bilden D3-Strukturen die penetrative Strukturprägung. Im Zuge der Faltung um mittelsteil WNW-NW-fallende Achsen wurde der metamorphe Lagenbau sowie der lithologische Kontakt von Amphiboliten, Orthogneisen und Metasedimenten unter Ausbildung einer mittelsteil NW-fallenden penetrativen Schieferung verfaltet und parallel zu dieser einrotiert. Die penetrative Faltung wurde von Scherung an Achsenebenenflächen parallel zur Faltenachse und der Ausbildung eines ebenso NW-fallenden Streckungslinears von Plagioklas und Qtz in Metapeliten und Granitgneisen begleitet. Amphibolitlagen wurden verfaltet und boudiniert. In Metapeliten zerbrach Grt I und Bruchstücke wurden in der S3-Foliation rotiert. Grob- bis mittelkörniger Plagioklas zeigt dynamische Rekristallisation zu einem gleichkörnig feinkörnigen Polygonalgefüge, welches auf SR („subgrain rotation“) als dominanten Verformungsmechanismus hinweist, während Quarz durch GBM mittelkörnig dynamisch rekristallisiert ist. Qtz zeigt unter dem Mikroskop keine kornerne Gitterdefekte, besitzt jedoch teilweise eine ausgeprägte CPO („crystal preferred orientation“). Die Qtz-Texturen von mittelkörnigen, gut rekristallisierten Gefügen lassen auf eine wechselnde Kinematik der D3-Scherdeformation schließen. Hinweise auf Top-SE- aufschiebende Scherrichtung dominieren, während untergeordnet Qtz Texturen Top-NW-abschiebende Kinematik anzeigen. Wechselnde Scherrichtungen sind möglicherweise auf die gleichzeitige Faltung um Achsen parallel der Scherrichtung zurückzuführen, wodurch ältere Qtz-Gefüge rotiert werden und deren Kinematik invertiert wird. Ebenso kann die SE-gerichtete Bewegung ein Versenkungsstadium der kretazische Subduktion repräsentieren. An der Hangendgrenze der Extrusionszone ist zu erwarten, dass Subduktionsvorgänge eine entgegengesetzte Kinematik zu den auf die Exhumation bezogenen Scherbewegungen aufweisen.

In Zweiglimmer-Granitgneisen erfolgte im Zuge der D3-Deformationsphase Subkornbildung von Albit-Klasten, wel-

che ein feinkörniges gleichkörniges Polygonalgefüge ausbildeten. Feldspat rekristallisierte im Gleichgewicht mit Grt II, welcher syn-tektonisch bezüglich D3 neu spross. Grt II bildete hypidiomorphe Blasten, welche die mylonitische D3-Foliation (Qtz- und Epidotlagen) bereits einschließen. Durch die fortgesetzte Scherbewegung D4 wurden sie jedoch in der Hauptschieferung rotiert.

Bt-Plagioklas-Gneise der Bankeralm zeigen durchwegs vollständige feinkörnige dynamische Rekristallisation der grobkörnigen Feldspäte. Lokal können Albitkerne (mit phengitschen Hellglimmer-Einschlüssen) reliktsch vorhanden sein, diese sind jedoch großteils zu Oligoklas rekristallisiert. Rekristallisierte Plagioklas-Domänen stellen bevorzugte Nukleations- und Wachstums-Domänen für Grt II dar, sodass rekristallisierte Plagioklas-Klasten Aggregate idiomorpher Grt-II-Blasten führen.

D3 Obergurgl – Gurgler Schartl

Die Deformationsintensität und die syntektonischen Metamorphosebedingungen von D3 nehmen entlang des Profils von NW nach SE zu. Dies ist vor allem anhand des Verformungsverhaltens der post D2 gesprossenen Plagioklas-Porphroblasten zu erkennen.

SE des Gurgler Schartls dominieren Interferenzmuster von D2- und D1-Strukturen, während D3 lediglich eine schwache Schieferung von mittelsteil W-fallenden Flächen ausbildet. Subvertikale N-S-streichende D2-Flächen zeigen ein subhorizontal N-S-streichendes Intersektionslinear durch den Verschnitt der S2- und S3-Flächen. Lokal tritt SE des Gurgler Schartls eine ca. 80 m mächtige mittelsteil bis steil WSW-SW-fallende Scherzone mit WNW-fallendem Streckungslinear von Qtz, Ms und Chlorit in Graphit-Ms-Schiefer auf, welche eine durchgreifende grünschieferfazielle metamorphe Überprägung anzeigen. Diese Scherzone erfasste Zweiglimmer-Paragneise und Diabas-Einschaltungen im Verband.

In der Fortsetzung des Arbeitsgebietes nach E-SE stellen steil N-S-streichende, bzw. steil W-fallende S2-Flächen das dominierende Strukturelement dar, während lediglich untergeordnet die flacher nach W einfallende S3-Schieferung ausgebildet ist. Im Profilabschnitt zwischen Gurgler Schartl und Soomsee sind D3-Strukturen mit Ausnahme lokaler Scherzonen auf diese zweite Schieferungsbildung beschränkt, welche ein N-S-streichendes Intersektionslinear mit S2 bildet. Die charakteristischen post D2 gesprossenen Fsp-Porphroblasten sind in Metapeliten grobkörnig erhalten. Lokal tritt im Aufschlussbereich unmittelbar westlich des Itlsees eine D3-Scherzone auf. D3-Falten werden hier lokal penetrativ, während Scheerung parallel zu den Achsenebenen und Faltenachsen zur Bildung eines mittelsteil W-NW-fallenden Streckungslinears führen. Ebenso treten Falten mit Achsen parallel zur Hauptstreckungsrichtung auf, welche eine steil N-fallende Achsenebenenschieferung aufweisen. Charakteristisch für die D3-Deformation im Profil Obergurgl – Gurglerschartl ist der Wechsel zwischen N-S-streichenden und W-fallenden Faltenachsen in Abhängigkeit der Verformungsintensität. Bereiche mit geringer Verformung werden von N-S-streichenden Faltenachsen senkrecht zur Bewegungsrichtung dominiert, während Bereiche intensiver Scherdeformation mit W-fallenden Streckungslinearen auch W-fallende Achsen parallel zur Scherrichtung zeigen.

Die Aufschlussbereiche NW von Obergurgl in 2300 bis 2600 m Seehöhe zeigen bereits beginnende Plagioklas-

Rekristallisation durch Bulging in stark lokalisierten Scherzonen und Falten Scheiteln enger D3-Falten. Das Qtz-Glimmergefüge erscheint grobkörnig rekristallisiert. Nach SE nimmt die Intensität der D3-Faltung zu, sodass hier enge Falten mit N-S-streichenden Faltenachsen auftreten. Die Vergenz der D3-Falten („S“-Strukturen in Blickrichtung parallel zur Faltenachse nach N) ist im gesamten Gebiet NW von Obergurgl gleich.

Unmittelbar NW von Obergurgl (Am Beil) weist die Plagioklas-Qtz-Bt-Matrix des Zweiglimmer-Paragneises ein gut rekristallisiertes polygonales gleichkörniges Gefüge auf. Plagioklas ist dynamisch rekristallisiert und bildet Tripelkorngrenzen der Rekristallitate, welche eine Oligoklaszusammensetzung aufweisen und mit idiomorph gesprossstem Grt II im Gleichgewicht stehen. In diesem Profilabschnitt dominieren mittelsteil W-fallende S3-Schieferungsflächen, während S2-Foliationsflächen nur reliktsch in Scheitelbereichen der D3-Faltung erhalten sind. Das subhorizontal N-S-(NNE-SSW-)streichende Intersektionslinear Li3 wird von einem WNW-NW-fallenden Streckungslinear Ls3 abgelöst.

Dieses Strukturinventar im Raum Obergurgl (Am Beil), welches von einer penetrativen Faltung um N-S-Faltenachsen (Lf3) mit einer flacher W-fallenden Achsenebenenschieferung (Sf3) als die verfaltete Foliation (Sf2) sowie durch Scherdeformation mit WNW-ESE-Streckungsrichtung charakterisiert ist, gleicht den Strukturen des äußeren Ferwalltales SE von Obergurgl.

Deformationsphase D4

D4 Bankeralm

Als dominierende mylonitische Foliation in Diabas der Bankeralm (vor allem im Randbereich der Metabasite im lithologischen Kontaktbereich zum metapelitischen/metapsammitischen Nebengestein) treten steil N-fallende mylonitische Foliationsflächen mit mäßig steil W-fallendem Streckungslinear von Amp, Bt und Plagioklas auf, welche durchwegs sinistrale Seitenverschiebung mit Abschiebungskomponente Top nach W anzeigen. Dynamische Rekristallisation von Ab mit Oligoklas-Zusammensetzung erfolgte im Gleichgewicht mit der Blastese von feinkörnigem Grt. Ebenfalls mit dieser Verformung in Zusammenhang gebracht wird die Sprossung von Tschermakit-Amphibol, Bt und Klinozoisit.

Im gesamten Bankeralmbereich ist mehr oder weniger intensiv ausgeprägt eine die S3-Foliation überprägende Schieferung S4 zu beobachten. Diese bildet jedoch meist keine Faltenstrukturen im Aufschlussmaßstab aus.

In Bt-Plagioklas-Gneisen mit grobknotigen Plagioklas-Klasten ist sowohl unmittelbar südlich als auch etwa 80 m nördlich der Kote c14 eine mehrere Meter breite, N-fallende D4-Scherzone auszukartieren, deren Verlauf nach E und W zu verfolgen ist. Das Streckungslinear fällt flach nach W ein und zeigt Top W-gerichtete sinistrale Bewegung anhand von Grt- σ - und - δ -Klasten sowie Bt-Fischen und dem Qtz-Gefüge. Grt wurde in diesen Scherzonen zu Bt und Plagioklas abgebaut, während die Qtz-Gefüge unregelmäßige Korngrenzen durch GBM-Rekristallisation sowie Subkornbildung zeigen. Im Gegensatz zu den wesentlich besser rekristallisierten Qtz-Gefügen der D3-Strukturen ereignete sich die D4-Verformung unter abneh-

menden Metamorphosebedingungen nach der kretazischen Grt-Blastese.

In Zweiglimmer-Granitgneis ist eine Reaktivierung der S3-Flächen zu beobachten, welche von Grt- und Bt-Abbau zu Oligoklas + Ms begleitet wurde.

Im Gegensatz zu der wechselnden Top-SE- und Top-NW-Kinematik der D3-Scherbewegung zeigen die D4-Strukturen durchwegs eine W-gerichtete abschiebende Seitenverschiebung. Sinistrale D4-Seitenverschiebungen im Bereich der Bankeralm korrelieren und interferieren vermutlich bereits mit der abschiebenden D3-Scherdeformation.

Das Arbeitsgebiet der Bankeralm befindet sich im Bereich des nordöstlichen lateralen Auslaufens der Extrusionszone des Texel Komplexes. Abschiebungen im Zentralbereich der SNFZ, die den Hauptvertikalversatz und somit die kretazische Exhumation der Hochdruckgesteine bewerkstelligen (SÖLVA et al., *Tectonophysics*, 401, 2005; HÄBLER et al., *Min. and Petrol.*, 88, 2006), könnten an deren lateraler Begrenzung von Seitenverschiebungen kompensiert worden sein.

D4 Obergurgl – Gurgler Schartl

Im Aufschlussbereich unmittelbar SW des Itlsees sind sprödduktile subvertikal E-W-streichende Scherzonen zu beobachten, die mittelsteil W-fallende Streckungslineare aufweisen und eine sinistrale Bewegung mit Vertikalkomponente anzeigen. Eine ähnliche sprödduktile Charakteristik zeigen wenige cm mächtige Scherzonen mit steil NW-fallenden Scherflächen und W-fallendem Streckungslinear, welche ebenso in diesem Aufschlussbereich kartiert wurden. D4-Scherzonen im Bereich des Itlsees sind bis in das spröde Verformungsregime aktiv bzw. wurden möglicherweise spröde reaktiviert. Aufgrund der zumindest zu Beginn duktilen Verformung in diesen Zonen wurden diese zum D4-Verformungsstadium gezählt, welches mit den kretazischen Exhumations- und Abkühlvorgängen in der Extrusionszone korreliert.

Deformationsphase D5

D5 Bankeralm/Timmelsjoch

Im Bankeralmbereich wurden grünschieferfazielle steil N-fallende D4-Scherzonen unter abnehmenden Metamorphosebedingungen bis in den sprödduktilen Übergangsbereich reaktiviert. Lokal treten distinkte, wenige cm breite Scherzonen auf, welche mittelsteil nach NW einfallen und eine W-NW-abschiebende Kinematik aufweisen.

D5 Obergurgl – Gurgler Schartl

Unter D4 beschriebene NW-fallende sprödduktile Scherzonen, die im Bereich Itsee maximal dm-Mächtigkeit erreichen und unter Ausbildung von Ultrakataklasitflächen spröde reaktiviert wurden, könnten auch mit den D5-Deformationsstrukturen im Ferwalltal (siehe Kartierungsbericht HÄBLER, *Min. and Petrol.*, 88, 2006) in Zusammenhang stehen, welche (mittel)steil NW-fallende sprödduktile Scherzonen mit bis zu 1 m Mächtigkeiten etwa 50 bis 100 m hangend der lithologischen Grenze von Ötztal-Stubai-Komplex und Schneeberg-Monteneve-Einheit bilden. Diese sind bis in den spröden Verformungsbereich unter Ausbildung von Ultrakataklasiten und Pseudotachyliten mit W-abschiebender Kinematik aktiv. Die WSW-fallende D3-Scherzone SE des Gurgler Schartls wurde von spröder D5-Deformation unter Ausbildung von Harnischflächen reaktiviert.

NW-fallende Harnischlineare und Abrisskanten auf diesen Flächen zeigen ebenfalls NW-gerichtete Abschiebung, welche im spröden Verformungsregime andauerte.

Deformationsphase D6

Vor allem im Bankeralmgebiet treten subvertikal E-W-streichende Störungszonen und spröde Scherzonen mit Ultrakataklasitlagen auf, welche eine eindeutig sinistrale subhorizontale Seitenverschiebungskomponente aufweisen. Untergeordnet sind auch konjugierte NE-SW-streichende Flächen mit dextralen Lateralversatz zu finden. Obwohl keine eindeutigen Überschneidungskriterien vorliegen, wird diese Phase als das letzte Ausklingen der D4-Deformationsphase unter spröden Verformungsbedingungen interpretiert. Allerdings ist im Gegensatz zu den duktilen Anteilen der Deformation in diesem Stadium keine Vertikalbewegungskomponente zu erkennen.

Deformationsphase D7

Vor allem im Bereich der Bankeralm sind in Zusammenhang mit spröden Flächen untergeordnet flanking-folds sowie Kinks („Knickfalten“) mit flach N-S- bzw. NNE-SSW-streichenden Kinkachsen zu beobachten.

Deformationsphase D8

Weite Verbreitung finden subvertikal NNE-SSW- bis N-S-streichende sinistrale Störungszonen, Kataklasit- und Ultrakataklasitflächen mit SSW- bis S-fallenden Harnischlinearen. Sie besitzen durchwegs sinistral abschiebende Kinematik. Untergeordnet wurden auch NW-SE-streichende konjugierte Kataklasitflächen aufgefunden. Die Deformation D8 und die im Kartierungsbericht HÄBLER (*Min. and Petrol.*, 88, 2006) als D7 beschriebenen sinistralen Blattverschiebungen werden in Zusammenhang mit der sprödduktil bis spröden tektonischen Aktivität an der Jaufen- und Passeierlinie gesehen.

Deformationsphase D9

Subvertikal E-W-streichende Kataklasit- und Ultrakataklasitflächen mit dextralem Schersinn, sowie konjugierte NW-SE-streichende Flächen sind selten zu beobachten. Diese Deformationsphase wurde im Arbeitsbericht 2006 als D8-Deformationsphase beschrieben. Im Bereich Obergurgl – Gurgler Schartl ist die Unterscheidung von spröden D4-Strukturen nur in Bereichen mit eindeutigen Schersinnindikatoren möglich. Häufig wurden die D8-Flächen von vertikalen Relativbewegungen unter Ausbildung steilstehender Harnischlineare überprägt.

Deformationsphase D10

Nicht relativ zeitlich eingeordnet werden konnten 30 bis 40° nach Norden einfallende spröde Scherzonen und Harnischflächen mit N-fallendem Harnischlinear. Diese zeigen durchwegs eine S-überschiebende Kinematik. Im Profil Obergurgl – Gurgler Schartl wurde auf Seehöhe 2290 m eine etwa 30 cm mächtige Top-süd-gerichtete D10-Scherzone mit syn- und antithetischen Scherflächen kartiert. Aufgrund der bescheidenen Aufschlussverhältnisse in diesem Bereich des Arbeitsgebietes besteht die Möglichkeit, dass weitere und ausgedehntere S-gerichtete Be-

wegungszonen unter den glazialen/glazigenen Sedimenten begraben sind.

Pleistozäne und holozäne Ablagerungen

Glaziale Ablagerungen werden im Gebiet Obergurgl – Gurgler Schartl von der Interaktion zwischen dem Hauptgletscher im Gurgler Tal sowie Nebengletschern im Lobkar und jenem Kar, welches vom Gurgler Schartl nach Osten zieht, dominiert. Die Sonnbergalm auf 2500 bis 2600 m Seehöhe bildet eine markante Altfläche (Trogschulter), auf welcher vermutlich Eisrandsedimente abgelagert wurden. Der Steilhang NW von Obergurgl in einer Seehöhe von 2100 bis 2500 m wird von mächtigen Schottern und Kiesen aufgebaut, welche als Eisrandsedimente interpretiert wurden. Möglicherweise handelt es sich auch um mächtige Seitenmoränen des Gurgler Gletschers. Die grobklastischen Sedimente bewirken eine ausgeprägte Hanginstabilität im Steilhangbereich NW von Obergurgl in 2000 bis 2500 m Seehöhe. Hier treten riesige Sackungen auf, die sich teilweise von der Talsohle des Gurgler Tales bis an die Abrisskante unterhalb der Altfläche der Sonnbergalm erstrecken. Bachläufe zeigen in diesem Bereich die aktive Erosion anhand der fehlenden Vegetation. Die Sonnbergalm selbst ist von Vernässungszonen im Bereich der Grundmoränenablagerungen sowie von Endmoränenwällen der letzten Gletscherrückzugsstadien in 2540 bis 2600 m Seehöhe geprägt. Östlich des Gurgler Schartls treten Blockgletscher sowohl auf der Nord- als auch der Südseite des Kares auf. Der Talboden des Gurgler Tales wird von Grundmoräne oder Alluvialsedimenten bedeckt. Letztere bilden teilweise Terrassen, die von markanten Geländekanten gesäumt sind.

Die glaziale Formung des Bankeralm-Gebietes beschränkt sich auf Grundmoränenablagerungen, die jedoch großteils von Hangschutt bedeckt sind. Am W-Rand der Bankeralm treten massive Schuttfächer und Schuttströme auf.

Räumliche Verbreitung der Gesteinstypen

Der Bereich Bankeralm/Timmelsjoch ist lithologisch sehr heterogen aufgebaut und kleinräumig gegliedert. Die lithologischen Grenzen der Metasedimente und Orthogneise streichen großteils SW–NE und fallen mittelsteil nach NW ein. Mit Ausnahme weniger Faltenscheitelbereiche sind die lithologischen Grenzen parallel zur Achsenebene der penetrativen Faltung D3-orientiert. Unmittelbar W des Baches (H 2500 bis 2630 m) und am N-Rand des Arbeitsgebietes Bankeralm/Timmelsjoch dominieren Grt-Glimmerschiefer mit grobknotigem Grt sowie charakteristischen Hellglimmerpseudomorphosen in einer Ms- und Qtz-reichen Matrix. Teilweise ist eine Wechsellagerung der Glimmerschiefer mit Zweiglimmer-Paragneisen bzw. Bt-Plagioklas-Gneisen zu beobachten. Nördlich und südlich der Höhenkote c16 (H 2566 m) an der Landesgrenze zwischen Österreich und Italien treten Bt-Plagioklas-Gneise mit grobknotigen Plagioklasen auf, welche rekristallisierte Plagioklas-Klasten in der Hauptschieferung darstellen. Diese Bt-Plagioklas-reichen Gneise bilden eine rheologisch relativ kompetente Gesteinseinheit.

Die Metapelite und Metapsammite führen mehrere Meter mächtige Amphiboliteinschlüsse. Drei Amphibolitzüge befinden sich am N-Rand des Arbeitsgebietes nördlich der

kleinen Seen NW der Kote c16 (Landesgrenze A/I). Ihre Fortsetzung finden die Amphibolitzüge unmittelbar W des Bachlaufs auf 2460 m Seehöhe sowie westlich des Baches am N-Rand des Aufschlussbereiches auf 2540 bis 2600 m Seehöhe. Aufgrund der intensiven D3-Verfaltung mit dem metapelitischen Nebengestein und der Ausdünnung der Lagen im Zuge der Scherdeformationen D3 und D4 sind die Amphibolitzüge nur geringmächtig ausgebildet und teilweise nicht direkt im Streichen zu verfolgen. Nur untergeordnet treten in Wechsellagerung mit Amphiboliten Bt- und teilweise Amp-führende Orthogneise auf, die meist zu geringmächtig sind, um im Kartenmaßstab getrennt ausgeschieden zu werden. Im Gegensatz dazu erreichen Grt-führende Zweiglimmer-Granitgneis-Körper in den metapsammitischen Zweiglimmergneisen trotz kleinräumiger Mächtigkeitsvariationen teilweise mehrere Zehnermeter-Mächtigkeit. Zwei Granitgneiszüge im Liegenden der Amphibolitvorkommen erstrecken sich südlich der Kote c16 (Landesgrenze A/I) nach W. Deren NE-SW-verlaufende Fortsetzung westlich des Baches ist am Fuß des Felsrückens in einer Seehöhe von 2520 bis 2600 m zu verfolgen.

In beiden Arbeitsgebieten treten Diabase auf, deren lithologische Begrenzungen teils diskordant zum metamorphen Lagenbau der Metapelite/-psammite, Orthogneise und Amphibolite verlaufen. Im Bereich der Bankeralm streichen Diabaszüge unmittelbar S der Kote c16 (A/I Landesgrenze) sowie im Bereich der kleinen Seen nördlich der Kote c16 steilsteil E–W. Auch im Felswandbereich am W-Rand der Bankeralm wurden drei subvertikal E–W-streichende Diabasvorkommen kartiert, welche die unmittelbare Fortsetzung der Züge am E-Rand des Arbeitsgebietes darstellen.

Das Arbeitsgebiet von Obergurgl (Am Beil) über die Sonnbergalm bis zum Itlsee wird großteils von grobknotigen Zweiglimmergneisen aufgebaut. Im unteren Teil des Profils („Am Beil“) weisen Bt-Plagioklas-Gneise ähnlich den Vorkommen der Bankeralm und des äußeren Ferwalltals ein fein-mittelkörniges, gut rekristallisiertes gleichkörniges Gefüge auf. Aufgrund der Bedeckung der steilen Abhänge NW von Obergurgl mit mächtigen glazialen Sedimenten ist hier keine lückenlose Kartierung der Gesteintypen und Strukturen möglich. Erst ca. 200 m unterhalb der Geländekante der Altfläche (Sonnbergalm) treten stark chloritisierte Grt-Plagioklas-Zweiglimmergneise mit Plagioklas-Porphyroblasten auf. Diese sowie die ersten anstehenden Aufschlüsse oberhalb der Altfläche im Bereich des Zirmeggens weisen eine deutlich geringere D3-Deformationsprägung auf als die Gesteine unmittelbar NW von Obergurgl. Die Hauptstrukturprägung wurde hier von intensiver Plagioklas- und Chlorit-Blastese überdauert.

Ein geringmächtiger und stark chloritisierter Zweiglimmer-Orthogneis ist auf H 2630 m SE des Itlsees aufgeschlossen. Unmittelbar W des Sees treten homogene feinkörnige quarzreiche Gneise ohne deutlichen metamorphen Lagenbau auf. Diese wurden als quarzitisches Gneise angesprochen. Monotone Bt-Plagioklas-Gneise mit Plagioklas-Porphyroblasten setzen sich WNW des Itlsees bis etwa 2820 m Seehöhe fort, wo sie durch Grt-führenden Plagioklas-Zweiglimmer-Granofels überlagert werden. Diese sind nach W bis zum Gurgler Schartl aufgeschlossen. ESE und S der Scharte treten mehrere Diabaskörper auf. Während der Diabaszug ESE der Scharte mittelkörnigen Bt, Amp und Plagioklas führt und eine deutliche Foliation aufweist, sind die Diabaszüge S und SE der Scharte sehr feinkörnig

und lediglich schwach deformiert. Der Kontakt zum Nebengestein wird von einer ebenflächigen subvertikal E-W-streichenden Kontaktzone dargestellt, welche keine intensive deformative Überprägung erfahren hat.

Tektonische Interpretation und Zusammenfassung

Neben der lithologischen Charakterisierung sind die Verbreitung, Intensität und Strukturentwicklung während der D3-, D4- und D5-Deformationsphasen entscheidend für die Interpretation der dominierenden Strukturelemente der beiden Arbeitsgebiete und auch für die Klärung der kretazischen tektonometamorphen Entwicklung. Während die Bankeralm von durchwegs penetrativen kretazischen D3-Strukturen geprägt ist, zeigt das Arbeitsgebiet NW von Obergurgl die räumliche strukturelle Entwicklung der vor-kretazischen Strukturen im Zuge der überprägenden Metamorphose und der Exhumation der Hochdruckgesteine im Südosten.

Besondere Bedeutung ist der Deformationsphase D3 zuzuschreiben, welche je nach Intensität der Scherdeformation variable Strukturelemente ausbildete. In Bereichen schwacher D3-Scherdeformation formierten sich Scherfallen mit Achsen senkrecht auf die Bewegungsrichtung (N-S-streichend), während Bereiche intensiver D3-Scherdeformation Faltenachsen parallel eines W-WNW-fallenden Streckungslinears zeigen. Diese Änderung des Strukturinventars mit der Verformungsintensität ist auch charakteristisch für die kretazische Strukturentwicklung des eklogit-

faziellen Texel-Komplexes (SÖLVA et al., Tectonophysics, 401, 2005). Während das Gebiet im Hangenden des Zentralbereiches der SNFZ vor allem von W-WNW-gerichteten Über- bzw. Abschiebungen an NW-fallenden mylonitischen Foliationsflächen dominiert wird, treten im Bankeralmbereich – am NE-Rand der Hauptscherzone – Seitenverschiebungen an subvertikal E-W-streichenden Scherzonen in den Vordergrund. Dies ist vermutlich in Zusammenhang mit der lateralen räumlichen Erstreckung der Hochdruckgesteinseinheit zu sehen.

Ganz entscheidend für die relative Zuordnung der Strukturelemente erscheint das Verformungsverhalten von Plagioklas zu sein, welcher post-tektonisch bezüglich der variszischen Deformation kristallisiert ist. Während im höchsten Profilabschnitt des Arbeitsgebietes keine Fsp-Rekristallisation zu beobachten ist, liegt Plagioklas in Bereichen intensiver D3-Deformation in Form gut rekristallisierter feinkörniger Polygonalgefüge vor. Der tatsächliche tektonische Grenzbereich zwischen vorwiegend vor-kretazisch und vorwiegend kretazisch geprägten Aufschlussbereichen konnte jedoch aufgrund der massiven glazialen Sedimente im Gurgler Tal und den damit verbundenen Massenbewegungen NW von Obergurgl nicht exakt geklärt werden. Aufgrund der kontinuierlichen Zunahme der D3-Verformungsintensität im Arbeitsgebiet von NW nach SE (bzw. W nach E) kann von einem kohärenten Kristallinkomplex NW des Schneeberger Zuges ausgegangen werden, wobei jedoch Teile des OSC im Zuge der kretazischen Metamorphose von Versenkung, metamorpher Mineralbildung und Deformation erfasst wurden.

Blatt 174 Timmelsjoch

Siehe Bericht zu Blatt 173 Sölden von GERLINDE HABLER

Blatt 176 Mühlbach

Siehe Bericht zu Blatt 149 Lanersbach von JERZY ZASADNI

Blatt 179 Lienz

Bericht 2009 über petrologische und geochronologische Untersuchungen an Metapeliten des Michelbach-Komplexes auf Blatt 179 Lienz

MAGDALENA STEIDL
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Fortführend zu den bisherigen petrographischen und mineralchemischen Untersuchungen im Bereich des Michelbach-Komplexes auf Blatt 179 Lienz wurden an 10 ausgewählten Metapelitproben detaillierte mineralchemische,

thermobarometrische und geochronologische Analysen durchgeführt.

Im Wesentlichen werden in diesem Bericht die Proben ML00-11 und ML00-78 aus der Sillimanit-Zone sowie die Probe RS30/01 aus der Andalusit-Zone behandelt. Ergänzend werden auch die Ergebnisse aus einigen weiteren Metapelitproben des Michelbach-Komplexes für die Geothermobarometrie und die Interpretationen berücksichtigt.

Mineralchemische Untersuchungen

Die Messungen von quantitativen Mineralzusammensetzungen erfolgten mittels der Elektronenstrahlmikrosom-

de (JEOL Superprobe JX8100) an der Universität Innsbruck. Neben der Analyse der Hauptparagenese wurden für nachfolgende thermobarometrische und geochronologische Berechnungen auch akzessorisch auftretende Minerale wie Ilmenit, Monazit und Xenotim bezüglich ihrer chemischen Zusammensetzung untersucht.

Die Berechnungen der jeweiligen Mineralformeln erfolgten mit dem Normierungsprogramm NORM (Ulmer, 1993, schriftl. Mitt.).

Granat

Die Granat-Mischkristalle zeigen im Allgemeinen eine sehr hohe Almandinkomponente von durchschnittlich 65–85 Mol-%. Eine Substitution der Elemente tritt hauptsächlich zwischen den Endgliedern der Pyralspit-Gruppe auf.

Die Granatprofile zeigen, dass die Granate der Andalusit- sowie der Sillimanit-Zone häufig eine Zonierung aufweisen.

Im Bereich der Andalusit-Zone handelt es sich dabei um eine kontinuierliche Zonierung vom Kern zum Rand hin. Der Almandingehalt steigt im Laufe des Wachstums an, während die Spessartinkomponente gegenläufig abnimmt. Die Spessartinkomponente weist eine für fraktionierte Zonierung typische glockenförmige Entwicklung auf. In den randlichen Bereichen erfolgen eine leichte Zunahme des Pyropgehaltes sowie ein Abfallen des Grossulargehaltes. Häufig ist im äußersten Bereich ein diskontinuierlicher Granat-Anwachssaum ausgebildet. Dies ist deutlich anhand der sprunghaft abfallenden Grossularkomponente erkennbar.

An der Probe RS30/01 wurde eine Granatprofilinie aufgenommen, welche diese Entwicklung der Zusammensetzung ebenfalls widerspiegelt.

Granatzusammensetzung der Probe RS30/01:

Granatkern (Grt-I) – $\text{Gr}_{8-13}\text{Alm}_{65-80}\text{Py}_{3,5-7}\text{Sps}_{5-20}$

Kontinuierlicher, innerer Rand (Grt-I) – $\text{Gr}_{5-10}\text{Alm}_{75-81}\text{Py}_{5-10}\text{SpS}_{2-7}$

Diskontinuierlicher, äußerer Rand (Grt-II) – $\text{Gr}_{2-4}\text{Alm}_{75-82}\text{Py}_{8-10}\text{Sps}_{7-9}$

Das Granatwachstum im Bereich der Sillimanit-Zone erfolgte auch in zwei Generationen. Neben z.T. stark zersetztem, variszischem Granat-I ist kleiner, idiomorpher Granat-II ausgebildet. Der reliktsche Granat-I hat, wie auch der Granat der Andalusit-Zone, einen diskontinuierlichen Anwachssaum ausgebildet, welcher chemisch dem permisch gebildeten, idiomorphen Granat-II entspricht.

Eine Unterscheidung zu den Granatchemismen der Andalusit-Zone zeigt sich am deutlichsten in der Grossularkomponente, deren Schwankungsbereich zwischen 2 und 9 Mol-% liegt. Der Grossulargehalt nimmt vom Kern zum Rand hin zu. Die Almandin- und Pyritkomponenten weisen keine wesentliche Änderung auf. Der jüngere Granat-II zeigt eine deutlich geringere Spessartinkomponente als Granat-I. Die durchschnittliche Spessartinkomponente schwankt in den Proben der Sillimanit-Zone im Bereich von 15–20 Mol-%. Eine Ausnahme bildet hier die Probe ML00-78 aus dem Göriacher Wald mit einem niedrigeren Spessartinanteil von maximal 12 Mol-%, wobei der generelle Entwicklungstrend jedoch vergleichbar bleibt.

Granatzusammensetzung der Probe ML00-78:

Kern (Grt-I) → $\text{Gr}_{2-3}\text{Alm}_{75-77}\text{Py}_{9,5-11}\text{Sps}_{10-12}$

Diskontinuierlicher Rand (Grt-II) → $\text{Gr}_{5-9}\text{Alm}_{76-79}\text{Py}_{10-13}\text{SpS}_{2-4}$

Idiomorpher Granat (Grt-II) → $\text{Gr}_{4-8}\text{Alm}_{77-80}\text{Py}_{11-13}\text{SpS}_{1,5-2,5}$

Hellglimmer

Neuerliche Untersuchungen an Muskoviten des Michelbach-Komplexes zeigten aufgrund der chemischen Zonierung das Auftreten von zwei Muskovitgenerationen im Bereich der Andalusit-Zone auf. Die Kerne der zonierten Muskovite weisen unterschiedliche Chemismen auf, was möglicherweise auf mehrphasige Glimmerbildung zurückzuführen ist. Die Randchemismen sind hingegen in ihrer Zusammensetzung miteinander korrelierbar, da bei der permischen Überprägung wahrscheinlich eine temperaturbetonte Rekristallisation der Ränder erfolgte. Die Zusammensetzung der Hellglimmer liegt nahe des Muskovitendglieds bei einem durchschnittlichen K-Gehalt von 0,70–0,83 apfu (Atome pro Formeleinheit) in der Andalusit-Zone und 0,78–0,88 apfu in der Sillimanit-Zone.

Plagioklas

Die Plagioklase der Andalusit-Zone zeigen ebenfalls eine chemische Zonierung. Deutlich ersichtlich wird, dass die Ränder einen höheren Ca- und Al-Gehalt als die Kerne aufweisen. Gegenläufig kommt es zur Abnahme von Na und Si. Die Ca-Verteilung der Proben RS30/01 sowie ST1 aus dem Bereich des Stierbichlsee zeigt einen Anstieg der Anorthitkomponente von 3–7 Mol-% auf 7–15 Mol-% an. Trotz leicht variabler Ausgangsgehalte zeigen die Plagioklase in ihrer chemischen Zonierung eine vergleichbare Entwicklung.

Staurolith

Neben relativ großen Staurolithen in der Andalusit-Zone sowie reliktschen Staurolithen (Staurolith-I) in der Sillimanit-Zone enthalten die Proben beider Zonen auch noch kleine, idiomorphe Staurolithkristalle (Staurolith-II). Eine deutliche chemische Unterscheidung der Staurolithgenerationen ist hierbei anhand des Zn-Gehalts möglich, welcher in den neugebildeten Körnern zumeist höher ist.

Thermobarometrie

Anhand der koexistierenden Minerale Granat, Biotit, Muskovit, Plagioklas und Ilmenit wurden geothermobarometrische Abschätzungen durchgeführt, wobei jeweils die Anwesenheit von Andalusit bzw. Sillimanit berücksichtigt wurde. Die Berechnungen erfolgten mit den Programmen THERMOCALC v.3.2.1 (HOLLAND & POWELL, J. Metam. Petrol., 16, 1998) und PET (DACHS, Comp. & Geosc., 30, 2004). Für ergänzende Temperaturberechnungen in den Sillimanit führenden Gesteinen erfolgten Berechnungen mittels koexistierender Monazit-Xenotim-Paare, da zwischen diesen Mineralen ein temperaturabhängiger Austausch von REE und Y erfolgt. Weiters konnte in den Proben der Sillimanit-Zone auch der Ti-Gehalt im Biotit herangezogen werden. Die Ti-in-Bt-Thermometrie (HENRY et al., American Mineralogist, 90, 2005) ist geeignet für Biotite in Metapeliten mit einem Ti-Gehalt von 0,04–0,60 apfu und Temperaturen von

480–800 °C. Für diese Methode werden die Kationen in der Mineralformel auf 22 O normalisiert.

Die Proben aus der Andalusit-Zone zeigen allgemein niedrigere Metamorphosebedingungen als jene der Sillimanit-Zone. Die Temperaturberechnungen für die Andalusit-Zone schwanken zwischen rund 450 und 550 °C. Die berechneten Drucke liegen durchschnittlich im Bereich zwischen 3,5 und 5,0 kbar. Die P-T-Bedingungen für die Sillimanit-Zone konnten anhand unterschiedlicher Methoden deutlicher eingegrenzt werden. Die ermittelten Ergebnisse liefern für diesen Bereich Bedingungen von 590 bis 620 °C und $5,1 \pm 0,8$ kbar.

Geochronologie

Zur Unterscheidung des variszischen vom permischen Metamorphoseereignis wurden U-Th-Pb-Mikrosondendatierungen an den Monaziten der Metapelite durchgeführt. Die Altersberechnungen erfolgten iterativ mittels Zielwertsuche im Programm Excel. Zu beachten war hierbei jedoch, dass die Monazite nur einen relativ geringen Pb-Gehalt aufweisen, was häufig größere Fehler bewirkt. Die aus dem Zerfall von U zu Pb und von Th zu Pb errechneten Daten liefern sowohl variszische als auch permische Monazitalter.

In der Sillimanit-Zone sind teilweise komplex zonierte Monazite ausgebildet, in welchen ursprünglich variszische Monazite domänenweise permisch reequilbriert wurden. Die ermittelten Monazitalter für die Sillimanit-Zone liegen für das variszische Event bei 330 ± 50 Ma und für die permische Überprägung bei 240 ± 50 Ma.

Obwohl in der Andalusit-Zone hauptsächlich variszische Monazitalter von durchschnittlich 320 ± 50 Ma nachgewiesen werden konnten, zeigen einige wenige Monazit-Körner auch permische Altersdaten von 250 ± 50 Ma.

Metamorphoseentwicklung

Aus der Korrelation der Mineralanalysen mit den Altersdaten lässt sich ableiten, dass es sich bei Granat-I um variszisch gebildeten Granat handelt. Granat-II wurde im Zuge der permischen Überprägung infolge des Abbaus von variszischem Staurolith-I nach der Reaktion Staurolith + Muskovit \leftrightarrow Granat + Alumosilikat + Biotit gebildet.

In der Sillimanit-Zone wurde Staurolith bereits im Kyanitstabilitätsfeld instabil, was den hohen Ca-Gehalt von Granat-II erklärt. Aufgrund der hohen Temperaturbedingungen im Bereich der Sillimanit-Zone kam es teilweise zur diffusiven Überprägung der variszischen Granate. Der Abbau von Granat-I erfolgt entlang der Reaktion Granat + Muskovit \leftrightarrow Kyanit/Sillimanit + Biotit + Quarz. In erster Linie kam es zum Wachstum von Kyanit und in weiterer Folge zu fibrolithischem Sillimanit.

In der Andalusit-Zone erfolgte das permische Granatwachstum bei deutlich niedrigeren P-T-Bedingungen unterhalb des Alumosilikat-Tripelpunktes (PATTISON, Journal of Geology, 100, 1992), weshalb Granat-I in dieser Zone einen deutlich geringeren Ca-Gehalt aufweist.

Die Neubildung von Staurolith erfolgte bei der permischen Überprägung am retrograden Metamorphosepfad nach der Reaktion Granat + Alumosilikat + H₂O \leftrightarrow Staurolith + Quarz, welche auch textuell dokumentiert ist.

Blatt 181 Obervellach

Bericht 2007, 2008 und 2010 über geologische Aufnahmen im Bereich „Hohes Gößkar“ auf Blatt 181 Obervellach

MICHAEL SCHUH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartierungsgebiet „Hohes Gößkar“ befindet sich im Bundesland Kärnten südlich des östlichen Tauernhauptkammes (Bereich Hochalmspitze).

Das etwa 10 km² große Gebiet wurde in den Herbstmonaten 2007, 2008 und 2010 bearbeitet. Als Kartengrundlage dienten auf 1:10.000 vergrößerte Ausschnitte des ÖK-Blattes 181 „Obervellach“. Bei der Bearbeitung des Grundgebirges orientierte man sich an folgenden Kartierungen: ANGEL & STABER (Karte des Ankogel-Hochalmsgebietes, Neudruck 1950), MARSCHALLINGER (1989) und CLIFF et al. (Jb. Geol. B.-A., 114/2, 1971). Zusätzlich erfolgte die qualitative Erfassung von quartären Formen, Massenbewegungen und anderen Lockergesteinen. Zu deren Abgrenzung wurden auch Orthofotos (zur Verfügung gestellt vom Amt der Kärntner Landesregierung) herangezogen. Die Erstellung der Karte erfolgte digital.

Das Gebiet wird im äußersten Westen vom Säuleck, dessen Gipfel mit 3032 m den höchsten Punkt des bearbeiteten Bereichs darstellt, abgegrenzt. Die Grenzlinie zieht sich

von dort entlang des Kammes über die höchsten Punkte, Dösner Spitz und Riekenkopf, von Nordwest nach Südost. Im Norden und Osten begrenzt der Blattrand des ÖK-Blattes 181 das Arbeitsgebiet.

Randbereiche wurden miteingearbeitet beziehungsweise mit benachbarten Kartierungen abgeglichen.

Die im Kartierungsgebiet vorgefundenen Gesteine werden nun hinsichtlich ihrer Verbreitung kurz beschrieben. Die Namensgebung und Unterscheidung der Zentralgneistypen erfolgte gemäß der Nomenklatur von HOLUB & MARSCHALLINGER (Mitt. Österr. Geol. Ges., 82, 1989).

Der Maltatonalit verteilt sich v. a. in der „Trippm's Göß“ und im Bereich Ebeneck bzw. südöstlich davon. Das besondere Merkmal des Maltatonalits besteht in der netzwerkartigen, sperrigen Anordnung seiner Biotitschüppchen, zwischen denen porzellanweiße Plagioklase von bis zu 1 cm Größe und graue Quarznerster eingeflochten sind.

Der weit verbreitete Hochalmporphyrgranit erstreckt sich im Norden und Westen des Arbeitsgebietes: Vom Massiv des Säulecks bis zum Dösner Spitz. Das im Gelände auffälligste Merkmal des Hochalmporphyrgranits sind die bis zu 10 cm großen, idiomorphen Kalifeldspateinsprenglinge. Magmatisch gebildeter Plagioklas erreicht eine maximale Größe von durchschnittlich 7 mm (nach HOLUB: Diss, Univ. Salzburg, 1988). Biotit stellt den makroskopisch dominierenden Glimmer dar und ist in undeformierten Bereichen

regelmäßig im Gestein verteilt. Rauchgrauer Quarz füllt die Zwickel zwischen den genannten Mineralen.

Die Vorkommen des Zweiglimmergranits liegen im Bereich zwischen Gießener Hütte und Lassacher Winkel Scharte und wurden teilweise von der Kartierung MARSCHALLINGER (1989) übernommen.

Der Junge Flasergranit wurde im Bereich südöstlich des Schneewinkelspitzes und in der „Trippm's Göß“ vorgefunden. Richtung Süden verliert sich dieser Zentralgneistyp unter mächtiger Quartärbedeckung und kommt schließlich noch in einzelnen Aufschlüssen vor (bspw. beim P. 2253 entlang des bez. Weges 579 und südlich davon bzw. an dem vom Großen Gößspitz abzweigenden Südostgrat). Makroskopisch gut erkennbare Merkmale lassen eine einfache Unterscheidung zu den übrigen Granitoiden zu: zwischen gewellten, zeilenförmigen Biotitblättchen liegen linsenförmige, bisweilen auch undeformierte Kalifeldspäte und rauchgraue Quarzflatschen.

Leukokrater Zentralgneis schaltet sich mehrmals in den Hochalporphygranit zwischen Säuleck und Dösner Spitz ein. Ein größeres Vorkommen existiert am Dösner Spitz selbst. Weiters wurde der Kölnbreinleukogranit großflächig im Südosten des Arbeitsgebietes (Bereich Riekenkopf – Schönangersee – Kaponigtörl) vorgefunden.

Die Farbe dieses Zentralgneistyps schwankt zwischen mittel- und hellgrau, bisweilen auch grünlich infolge flaserig angeordneter Biotitschüppchen.

Amphibolite respektive basische Gesteine treten v. a. westlich und südlich der Gießener Hütte und im Bereich Riekenkopf zutage. Weiters findet man solche außerhalb des Arbeitsgebietes am Großfeldspitz vergesellschaftet mit Bändergneisen (siehe unten). Außerdem wurden Amphibolite im Bereich Seeschartl (südlich des Dösner Sees) kartiert.

Helle Gneise mit Amphibolitlagen findet man als Einschaltungen in Amphiboliten und Metasedimenten westlich der Gießener Hütte.

Bändergneise kommen außerhalb des Arbeitsgebietes bei der Seealm (Bereich Dösner See), am Großfeldspitz und südöstlich des Riekenkopfes (übernommen von CLIFF et al., 1971) vor.

Glimmerschiefer und Paragneise kartierte man parallel zu den Amphiboliten und Hellen Gneisen westlich der Gießener Hütte. In Kontakt mit Zentralgneisen wurden sie in der „Trippm's Göß“ (von Marschallinger übernommen) vorgefunden.

Die Kartierung der Morphologie und der Quartärbedeckung erfolgte nach den „Anweisungen zur Darstellung des quartären Formenschatzes“ (BUNDESAMT FÜR WASSER UND GEOLOGIE der Schweiz [Hrsg.], 2003).

Der Gletscherrückgang bzw. das nahezu völlige Verschwinden letzter kleiner Wandvereisungen (Wegfall des Widerlagers) bewirkt eine blockige Zerlegung der Grate und Wände. Durch das Vorherrschen des resistenten Zentralgneises ist der Hauptanteil der Gerölle relativ grob (Blöcke bis zu 10 m). Das Material sammelt sich in Form großflächiger Blocksturzablagerungen und Schuttfächer bzw. -halden am Fuß der Karwände.

Die Bereitstellung von Blocksturz- und Schuttmaterial sowie das Vorhandensein von restlichen Kargletschern führten zur Ausbildung von Blockgletschern. Von dieser häufigen, morphologischen Form findet man mehrere Vertreter im Kartierungsgebiet: Eine nennenswerte aktive Form beobachtete man im Kar östlich unterhalb des Säulecks. Deren klar ausgebildete rechte Seitenmoräne stammt vom ursprünglichen Gletscher. Eine inaktive Form entspringt östlich der Mallnitzer Scharte. Daneben wurden im Südosten des Kartierungsgebietes einige Blockgletscher-Ablagerungen kartiert.

Holozäne Moräne bedeckt den Karboden östlich des Säulecks. Gut erhaltene Seitenmoränen und eine deutliche, teilweise blockgletscherartig zerflossene Endmoräne umrahmen hier die ehemals eisbedeckte Fläche. Spätglaziale End- und Seitenmoränenwälle liegen weiter distal (östlich). Als deren stratigraphische Disposition kommt höchstwahrscheinlich Egesen (ca. 10.000 vor heute) in Frage. Weitere Seitenmoränen des vermutlich selben Typs bilden im Boden nordöstlich des Schönangersees schöne, dammartige Wälle.

Etwa bei 2000 m Seehöhe nimmt im Zentralbereich des Arbeitsgebietes mit einem Geländeknick die Reliefenergie deutlich zu. Die Oberflächengerinne gewinnen merklich an Erosions- und Transportkraft und kerben sich zu Murgangrinnen ein. In deren Ausläufen im unteren Karboden (Gößkarspeicher) akkumuliert sich das erodierte Material in Form mehrerer Bachschutt- und Murenkegel. Die oben erwähnte Geländekante verschärft sich westlich und südwestlich des Gößkarspeichers zum markanten Abrissrand.

Weitere, im Gelände auffällige Strukturelemente sind treppenartig hintereinander geschaltete Zerrspalten im östlichen Schönanger. Sie manifestieren sich in einem regelmäßig gestuften Hangbereich bzw. in seichten Nackentälchen.

Blatt 197 Kötschach

Bericht 2007–2010 über geologische und paläontologische Aufnahmen im Unterdevon der Karnischen Alpen auf Blatt 197 Kötschach

THOMAS SUTTNER & ERIKA KIDO
(Auswärtige Mitarbeiter)

Field surveys in the Carnic Alps in 2007–2010 focused mainly on high-resolution stratigraphy and sedimentolo-

gy of Lower Devonian shallow marine units at the Wolayer area and its lateral continuity within the Kellerwand Nappe. New data are obtained for the Rauchkofel and Lambertenghi limestone.

Rauchkofel Limestone

In 2010 we tried to document the lateral extension and transition of the pronounced megaclast horizon which crops out at the NW wall of Mount Seewarte for finding out something more on the origin of deposition and the

source area of the large limestone boulders. In general the horizon represents the base of the dark grey, well bedded pelagic Rauchkofel Limestone (which is early Praghian in age at the Seewarte; compare SUTTNER, Jb. Geol. B.-A., 145/3+4, Wien 2005) and consists of large bright grey boulders floated in orange dolomitic matrix. It is underlain by the neritic Rauchkofel Limestone (Lochkovian), a succession of variegated but distinctive intervals most of which are traceable for a distance of about 900 meters.

We recognized that the megaclast horizon developed only locally reaching a maximum thickness of 8–10 m at the NW wall of the Seewarte (section 1; 46°36'41"N; 12°52'22"E) from where it can be followed for approx. 70 m decreasing in thickness and boulder size towards the East. Similarly constricted in its lateral extension is an interval of dark grey nodular limestone (*pesavis*-Zone, Upper Lochkovian). It is deposited below the megaclast horizon and only evident in section 1 disappearing towards the NE wall of the Seewarte (section 2; 46°36'42"N; 12°52'41"E). There, only a thin orange dolomitic bed is observed, which seems to continue close to the first large fault between Hohe Warte and Kellerwand (section 3; 46°36'41"N; 12°53'04"E) directly overlying a thick bright grey limestone unit (ca. 13 m).

In all sections, the sequence below the megaclast horizon exposes two very distinctive dark grey intervals (2–3 m in thickness) of which each of them is succeeded by a thin bright grey limestone bed (0.5 m and 2 m consecutively) slightly varying in thickness laterally. The second of

these intervals is overlain by the aforementioned relatively thick bright grey limestone unit (ca. 13 m) which is bedded at the Seewarte, but consists of massive limestone with strong relief of its upper surface at the Hohe Warte. According to the apparent lens-shape in section 3, this laterally constricted part of the unit was described as "Lochkovian mound" (HUBMANN & SUTTNER, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 275, 2007).

We think that the boulders of the megaclast horizon correspond to re-deposits of the "Lochkovian mound", but further geochemical analyses of the "Lochkovian mound" and of some of the boulders are needed to clarify the mechanisms that lead to deposition of the megaclast horizon.

Lambertenghi Limestone

For facies analysis and biostratigraphy more than 600 samples (approx. 800 kg of carbonate rocks) have been taken in short distances across the sequence from the top of Seewarte Limestone to the base of the Spinotti Limestone (2007–2010). A small conodont fauna isolated from some few samples near the top of Lambertenghi Limestone includes the index taxon *Polygnathus pirenae*, which suggests that this unit still ranges within the Praghian. Additional samples will be processed for conodonts to prove this age, as the boundary of Lambertenghi to Spinotti Limestone was thought to conform with the Emsian/Eifelian boundary until now (compare HUBMANN et al., Ber. Geol. B.-A., 61, 2003).

Kartenwerk im UTM-System

Die Blattnamen und -nummern beziehen sich auf die Kartenblätter aus der Reihe Österreichische Karte 1:50.000-UTM.

Blatt 2223 Innsbruck

Siehe Bericht zu Blatt UTM 2229 Fulpmes von CHRISTINE HÖRFARTER

Siehe Bericht zu Blatt UTM 2229 Fulpmes von JERZY ZASADNI

Blatt 2229 Fulpmes

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen in Volders, der Wattener Lizum und Umgebung auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2229 Fulpmes

CHRISTINE HÖRFARTER

Im Zuge der geologischen Landesaufnahme des Blattes 2229 Fulpmes, östliches Halbblatt Brenner, wurde in den Sommermonaten 2010 die Innsbrucker Quarzphyllitdecke im Gebiet des Truppenübungsplatzes (TÜPL) der Wattener Lizum sowie im Gemeindegebiet von Volders (Blatt 2223 Innsbruck) kartiert. Die südliche Gebietsgrenze im Be-

reich Wattener Lizum verläuft an der Grenze zum Tarntaler Mesozoikum sowie nördlich der Ochsenbrandalm, welche schon außerhalb des TÜPL liegt. Auf Blatt Innsbruck wurde der südwestliche Teil der Gemeinde Volders sowie das Gebiet Großvolderberg aufgenommen.

Tektonische Position und Einheiten

Die Innsbrucker-Quarzphyllit-Decke ist Teil des oberostalpinen Silvretta-Seckau-Deckensystems (SCHMIDT et al., Ecol. Geol. Helv, 97/1, 2004). Gegen Osten zieht sich die Zone des Innsbrucker Quarzphyllites bis nach Mittersill im Salzachtal. Nördlich grenzt sie entlang der Inntal-Störung an die Nördlichen Kalkalpen (Inntaldecke). Der Komplex

des Glungezer-Patscherkofel-Kristallins lagert im NW dem Innsbrucker Quarzphyllit (IQ) tektonisch auf. Westlich, im Hangenden der Brenner-Abschiebung, befindet sich der Komplex des Ötztal-Stubai-Kristallins. Im Süden liegt das Unterostalpin des Tarntaler Mesozoikums dem IQ tektonisch auf und es folgen weiter gegen Süden (tektonisch liegend) die penninischen Einheiten des Tauernfensters (Bündnerschiefer der Matreier- und Nordrahmenzone).

Großstruktur des westlichen Innsbrucker Quarzphyllites

Der Komplex des aus altpaläozoischen Metasedimenten gebildeten IQ ist tektonisch und metamorph polyphas geprägt. Deformationsphasen D1 und D2 sind in der Literatur (KOLENPRAT et al., Tübinger Geowiss. Arb., Serie A, 52, 1999) beschriebene, reliktsche Strukturen präalpiener Deformationsphasen, die im Arbeitsgebiet nicht gefunden wurden. Im Kartierungsgebiet fällt die penetrative Schieferung ($S_3 \rightarrow$ Deformationsphase D_3) flach mit bis $\sim 20^\circ$ – 30° gegen NW ein. Herausgewitterte, isoklinal verfaltete Qz-Mobilisate innerhalb des IQ zeigen die D_3 -Deformation mit E-W-streichenden Faltenachsen (iso F_{a_2}). SC- und SCC'-Gefüge zeigen einen Schersinn Top NW (Volders Bereich Horber, westliche Flanke Mölstal, Westseite des Mölserberges) und werden dem S_3 -Flächen bildenden Ereignis D_3 zugeschrieben. Gegen Süden des Arbeitsgebietes nehmen großräumige duktile Scherzonen mit einem Streichen von E-W bis ENE-WSW zu. Die darin messbaren Achsen von offenen bis isoklinalen Falten streichen ESE-WNW und repräsentieren vermutlich D_4 . Die Achsialebenenschieferung fällt großteils steil nach SSE ein und überprägt S_3 . Im nördlichen Bereich äußert sich D_4 in Form offener Falten mit einem NE-SW Streichen der Faltenachsen. Fiederspaltenspalten und kink-Bands (westliche Seite des Mölser Berges) werden einem D_5 -Ereignis zugeschrieben. Die gemessenen Strukturdaten korrelieren gut mit den Daten von KOLENPRAT et al. (1999). Die in der Literatur beschriebene Gliederung des IQ-Komplexes in 3 verschiedene Serien (HADITSCH & MOSTLER, Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12/1, 1982-1983) lässt sich aufgrund der zu geringen Ausdehnung des Arbeitsgebietes nur bedingt nachvollziehen. Diese Gliederung stützt sich auf lithologische Vergleiche mit der Grauwackenzone und teilt den IQ in eine stratigraphisch liegende, ins Ordovizium gestellte Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie, eine silurische Karbonat-Serizitphyllit-Serie und die devonische, hangende Karbonat-Schwarzschiefer-Serie. Im zentralen Bereich des Arbeitsgebietes (Bereich Malgrüblerkar) zeigt der IQ eine höhere prä-alpidische Metamorphoseprägung. In diesem Abschnitt treten Granat führende Quarzphyllite auf. Diese grünschieferfaziellen Gesteine wurden alpidisch retrograd überprägt und die Granate liegen jetzt in Form von Chloritpseudomorphosen vor (diaphthoritische Grt-Zweiglimmerschiefer \rightarrow Chloritknotenschiefer; ROCKENSCHAUB et al., Carpathian-Balkan Geological Association XVI Congress, Wien, 1998).

Lithologien des IQ-Komplexes

Innsbrucker Quarzphyllit

Beim paläozoischen Innsbrucker Quarzphyllit handelt es sich im Allgemeinen um großteils retrograd grünschieferfaziell geprägte, gräulich bis grünliche, feinkörnige Phyllite und phyllitische Schiefer mit einem makroskopisch fest-

stellbaren Mineralbestand von Muskovit meist in Form von Serizit + Quarz + Chlorit + Plagioklas \pm Pyrit. Das Gestein ist besonders im Norden des Arbeitsgebietes (Gebiet um Volders) stark geschiefert und gehört, der Seriengliederung von HADITSCH & MOSTLER (1982-1983) folgend, in die stratigraphisch tiefere, tektonisch aber hangende Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie. Kompaktere, quarzitisches Bereiche kommen vermehrt im Süden des Arbeitsgebietes (Rossboden, Möls Hochleger) vor. Neben Lagen mit vorherrschend Chlorit sowie auch quarzitisches und serizitreichen Lagen vom dm- bis in den cm-Maßstab, treten alle Übergänge zwischen diesen auf (Wechsellagerung) und sind aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit nicht auskartierbar. Chloritphyllite und Serizitphyllite liegen gehäuft im zentralen Arbeitsgebiet (Mölserberg, westliche Flanke des Mölstaales), oft im Nahbereich von Calcit-, Dolomitmarmoren und Grünschiefern.

Calcit- und Dolomitmarmore

Eingeschaltet in den Quarzphyllit finden sich wechsellagernd im dm-Bereich Calcit- und Dolomitmarmore. Am Mölser Berg ab ~ 2.300 m sowie an der westlichen Flanke des Mölstaales (Bereich Eisenkar, ~ 2.400 m) und unterhalb der Grauen Wand auf 2.200 m treten diese als Mylonite auf, die eine Isoklinalfaltung mit einer SW-gerichteten Faltenachse zeigen. Eisendolomite finden sich am Eisenkar (ehemalige Lagerstätte, Auftreten und Abbau von Siderit), im Bereich Roßboden an der Forststraße und an der Ostflanke des Lizumtales südlich des Außermelan-Hochleger auf 2.100 m Seehöhe. Die Verwitterungsfarbe ist rötlich-orange (hoher Anteil an Ankerit-Komponente). Das Gestein zerfällt in cm- bis dm-mächtige Platten. Frisch angeschlagen zeigen die mylonitischen Dolomitmarmore einen Lagenbau von hellbeige bis zu hellgrau im cm-Abstand und sind grob-zuckerkörnig, statisch rekristallisiert.

Unterhalb der Sagspitze östlich des Wattentaales (auf 2.100 m) sind Aufschlüsse von kompakten, z.T. stark geklüfteten, feinkörnig rekristallisierten Dolomitmarmoren mit Calcitäderchen verfolgbar. Diese treten auch an der orographisch rechten Seite des Voldertaales in einer Höhe von 1.200 m auf. Dort enthält der Dolomitmarmor herausgewitterte Quarzlagen im cm-Bereich.

Grünschiefer

Die Grünschiefer (GS) treten im Arbeitsgebiet als massive (max. 2 m mächtig) und gut geschieferte (dm-mächtig) im QP eingeschaltete Lagen auf. Makroskopisch bestehen die GS aus $Chl + Ab \pm Qtz \pm Ep \pm Cc$. Die Grünschiefer sind so wie der Quarzphyllit isoklinal verfaltet und von jüngeren, offenen Faltungen überprägt (NE-SW-streichend). In der Westflanke des Mölstaales ist ein ~ 2 m mächtiger GS-Horizont vom Bereich des Eisenkares auf 2400 m bis nördlich des Grünegg auf 2000 m Seehöhe verfolgbar. Weitere, m-mächtige Aufschlüsse von GS finden sich im Gemeindegebiet von Volders, wo in der Umgebung von Pirchegg und Eppenstein (oberhalb Grubertalstraße) eine großräumige Wechsellagerung von Quarzphyllit und Grünschiefern zu beobachten ist.

Chloritknotenschiefer – diaphthoritische Grt-Zweiglimmerschiefer

Der in der Literatur beschriebene höher metamorphe Anteil des IQ, die Grt-Zweiglimmerschiefer, (ROCKENSCHAUB

et al., ATA 2003, Geol. B.-A., 2003; KOLENPRAT et al., 1999) findet sich im Arbeitsgebiet nördlich unterhalb des Richtereggs als Chloritknottenschiefer (Pseudomorphosen nach Granat) mit mehreren Metern Mächtigkeit. Im Übergang zum klassischen QP zeigen sich Lagen von Ms-Glimmerschiefern.

Porphyroide

Die im zentralen Arbeitsgebiet auftretenden, fein bis mittelkörnigen Porphyroide (westliche Flanke Mölstal, östliche Flanke Lizumtal) weisen makro- wie mikroskopisch einen Mineralbestand von Qtz + Kfs + Ms ± Pl ± Chl auf, sind gut foliiert und von gneisigem Aussehen, wobei Körner von Qtz und Kfs prophyrische Augen von 2–3 mm Durchmesser bilden. Sie sind im Arbeitsgebiet in wenig mächtigen Lagen (max. 1 m) im QP eingeschaltet.

In einer Sturzrinne des Eisenkares liegen Blöcke von Porphyroiden. Folgt man dieser Rinne hangaufwärts, stehen dort NW-einfallende Porphyroide an, die am talwärts verlaufenden Grat (auf ~2.500 m Höhe) wieder zutage treten. Die Dünnschliffuntersuchungen zeigen eine breite Variation des mikrostrukturellen Gefüges (equigranulare fein bis mittelkörnige Matrix, stark bis kaum foliiert, variierende Menge von Einsprenglingen). Von besonderem Interesse ist ein Schliff, der mit einer mikrokristallinen Matrix aus Qtz + Kfs + Ser + Cc + Fe-Chl + Trm + sekundären Vererzungen sowie Einsprenglingen von Quarz und Gesteinsbruchstücken (Cc + Qtz + Pl + Kfs + Ms) eindeutig metasedimentäre und sogar vulkanoklastische Eigenschaften (Korrosion von Quarzkörnern) aufweist. Somit sind diese nicht wie die anderen auftretenden Porphyroide einem Orthogestein als Protolith zuzuordnen.

Graphitschiefer

In Verbindung mit dem Auftreten von gebänderten Dolomitmarmoren und Eisendolomiten treten auch Graphitschiefer zutage. Aufschlüsse dieser findet man im Bereich Eisenkar, Mölser Berg und östlich des Hochlagers Lizum unterhalb der Grauen Wand. Die Mächtigkeit der Graphitschiefer liegt im dm-Bereich. Sie sind dünnstiefriig, blättrig ausgebildet und weisen eine typische Schwarzfärbung auf.

Quartär und Massenbewegungen

Nahezu das gesamte Arbeitsgebiet ist von quartären Sedimenten bedeckt und von Massenbewegungen geprägt. Nur an wenigen Stellen finden sich reine Grundmoränen (Gemeindegebiet Volders, Bereich Lager Walchen). Meist liegt Moränenstreu (gerundete, z.T. exotische Komponenten) auf anstehendem Fels mit sanfter Morphologie oder Moräne findet sich vermischt mit Hangschuttmaterial (kantige Komponenten lokal auftretender, anstehender Lithologien). Gradierte Sande und Kiese wurden bei Schloss Aschach in Volders und am östlichen Hang des südlichen Voldertales im Bereich von Volderwildbad aufgenommen (Kamesterrassen). Zudem konnte bei Letzterem ein Seitenmoränenwall kartiert werden. Eisrandsedimente treten, großteils in umgelagerter Form, verteilt über die östliche Flanke des Voldertales, auf (großflächige Bereiche um Egg

und Auer). Blockgletscher prägen das Bild in höheren Lagen (ab 2.000 m). Im Gebiet der Wattener Lizum liegen, besonders an der Westflanke des Mölstales in den obersten Bereichen mehrere inaktive Blockgletscherablagerungen. Diese zeigen zum Teil in steileren Hängen Übergänge zu kriechenden Massenbewegungen (z.B. am Eisenkar). Generell zeigt die Westflanke des Mölstales, an der die Schieferungsflächen ± normal zur Hangneigung stehen, eine Vielzahl an Massenbewegungen. Einerseits handelt es sich um Kippvorgänge (toppling) und andererseits um Rotationsrutschungen in den hoch teilbeweglichen Phylliten, deren Verhalten ähnlich dem von Lockergesteinen ist. Für den Großteil dieser Massenbewegungskörper sind Massendefizit- und Massenakkumulationsbereiche eindeutig abgrenzbar (besonders eindrucksvoll ist ein Beispiel unterhalb des Seekars). Der Berghang NW des Lagers Walchen, die Ostseite des Mölstales, der nördliche Teil des Mölserberges sowie die Ostseite des Lizumtales sind durch Talzuschübe, kriechende sowie gleitende, oberflächennahe und tiefgreifende Massenbewegungen (km²-große Areale von Blockwerk) charakterisiert. Begleitend entstehen Abrisskanten und Nackentäler. Bergzerreibungen machen sich durch die Ausbildung von Doppelgraten bemerkbar (Grat westlich des Mölstales, Mölserberg, Grat nördlich Largozspitze). Auch im Arbeitsgebiet von Volders kann das großflächige Abgleiten von Festgesteinsschollen beobachtet werden. Dies ist in diesen Bereichen auf das ± hangparallele Einfallen der Schieferungsflächen des IQ und dem Verschnitt dieser mit spröden Störungsflächen zurückzuführen. Solifluktion tritt ab ca. 2.000 m in Form von Girlanden in Erscheinung und ist in Hängen mit einer Neigung von mehr als 35° zu beobachten. Verteilt über das Arbeitsgebiet in Volders und auch im Bereich der Wattener Lizum finden sich Reste von Moränenwällen und Anzeichen von unterschiedlichen Gletscherständen. Im Lizumer Boden liegt ein ausgeprägter Endmoränenwall, auf dem die Lizumer Hütte steht. Mehrere Generationen von Seitenwällen sind bis an das südliche Ende des Lizumer Bodens verfolgbar. Am Talboden, entlang des Mölsbaches und des Lizumbaches, finden sich alluviale Ablagerungen. Wasser tritt bevorzugt am Rande von Massenbewegungskörpern aus, sammelt sich in größeren Bächen und bildet alluviale Schuttfächer (z.B. östliche Flanke Lizumtal). Diese überlagern, so wie auch Hangrutschmassen, die Flusssedimente im Talboden.

Quellmessungen

Im Arbeitsgebiet Wattener Lizum wurden 34 Quellen aufgenommen. Es wurde die Abflussmenge geschätzt sowie ihre Leitfähigkeit und Temperatur gemessen. Die Temperatur schwankt, höhenunabhängig, in einem Bereich von 2,6 °C bis 11,6 °C. Die Leitfähigkeit erreicht Werte von 31 µS/cm bis 255 µS/cm, wobei der Durchschnitt bei ~100 µS/cm liegt. Die höheren Werte wurden im Nahbereich von Almwiesen und des karbonatdominierten Mesozoikums gemessen. Die Schüttungsmenge variiert zwischen 0,5 l/sec und 20 l/sec (große Quelle im Talschluss des Mölstales). Häufig entspringen die Quellen am Rande von Massenbewegungen. Quellhorizonte bilden sich bevorzugt im unteren Grenzbereich von Rutschmassen (Beispiele ersichtlich im westlichen Mölstal).

**Bericht 2010
über geologische Aufnahmen
der quartären Sedimente im Bereich
Mölsstal, Wattener Lizum, Klammalm,
Tarntäler, Navisbach, Junsbach
und Madseitbach
auf Blatt 2223 Innsbruck
und auf Blatt 2229 Fulpmes**

JERZY ZASADNI
(Auswärtiger Mitarbeiter)

During 2010 Quaternary sediments and landforms were mapped over an area of about 60 km² around the Lizumer-Reckner peak in the Tux Alps. Investigations were conducted in the Mölsbach (Mölsstal) and Lizumbach (Wattener Lizum) valleys (i.e. the upper part of the Wattental valley), the Klammalm area and the Oberes and Unteres Tarnal valleys in the upper part of the Navisbach valley, and the upper parts of the Junsbach and Madseitbach valleys (tributaries to the Tuxerbach stream). Lateglacial moraines, mass movement landforms, and postglacial sediments within these valleys are described in detail below. Glacial land systems relating to the maximum glacier extent during the Last Glacial Maximum (LGM, Würm-Hochglazial) and the Holocene rock glaciers are described separately.

Evidence of maximum ice extent (LGM)

Tracing evidence of the maximum ice extent has been rendered difficult by the mass movements that have affected a considerable proportion of the mapped area, altering the original glacial landforms. Moreover, the phyllites, schists and metasedimentary rocks that make up the main rock-types within the area are prone to frost weathering and hence provide only relatively poorly-developed glacial landforms. Landforms on the slopes around the Mölser Berg peak and on the eastern side of the Lizumbach valley, in particular, have been affected by mass movements to the extent that, even if glacially moulded rocks occur, their original location and elevation are no longer clear. The highest ice-moulded bedrock located within the area is on a plateau in the Lizumer-Reckner massif. For example polished bedrock surface occurs at 2850 m close to the Geier peak. Lizumer-Reckner massif is a local topographic culmination from which ice flowed down to surrounding valleys in every direction during periods of glaciation. Flat-topped summits are common within the mapped area, surrounded by gentle slopes and indistinct spurs, for example the summits at Mölser Berg, Hippoldspitze and Tor Spitze. These summits are likely to have been ice-capped or covered with slope glaciers during the LGM and the Lateglacial period, and hence ice-moulded rocks located at high levels around these peaks should be treated with caution when attempting to reconstruct ice thicknesses in the main valleys.

However, steep rock walls on the eastern flank of the Malgrübler peak (at Grünegg, above the Lager Walchen) show clear evidence of ice polishing at a level of 2100-2170 m, caused by the Mölsbach valley (Mölsstal) ice stream. In the upper section of the Mölsbach valley, close to the end of the glacial trough (in the Mölsalm area) and north-east of the Eisenkar cirque, distinctive ice polishing occurs at a level of about 2320 m. Another piece of evidence of glacial erosion during the maximum ice extent lies on the water-

shed ridge at the head of the valley, in the vicinity of the Mölsjoch pass (2330 m), where glacially moulded phyllites are evident. 120 m to the east of this pass, a frost-weathered bedrock crest is preserved at a level of 2360 m, and 250 m north of the Mölsjoch pass there is evidence of a palaeonunatak of carbonate rocks, with a frost-weathered summit (ca. 2330 m) surrounded by polished bedrock surfaces with glacial karst features. An occurrence of ice-moulded marble can be seen here, some 10 m below the summit. These pieces of evidence suggest that during the maximum ice extent, Mölsjoch pass and ridges adjacent to it were capped with a relatively thin layer of ice that flowed away from the ridge towards the north and the south. No evidence for ice transfluence can be seen in this area. The Klammjoch (2359 m) and Mölser Scharte (2379 m) passes can, in contrast, be considered to have been transfluence passes with glacial polishing indicating a relatively high level for the ice-surface in relation to these passes. The ice flowed from south to north, i.e. from the relatively high area at the northern flank of the Tarntaler Köpfe peak (2757 m), through the Klammjoch and Mölser Scharte passes to the Mölsbach and Wattener Lizum valleys. On the ridge 180 m south-west of Mölser Scharte pass, rock drumlins and whalebacks indicate ice erosion on quartz phyllites at a level of 2415 m, and an ice-flow direction towards 350°.

In the Klammalm area at the head of the Navisbach valley, evidence of maximum ice extent is generally poorly preserved due to the schists of the Bündner Schiefer Formation having little resistance to weathering and erosion. It can however be inferred from the sharp crests to the south and south-west of Klammalm that, in this area, the watersheds above 2180 to 2200 m were never eroded by ice.

No traces of ice transfluence have been preserved at the Junsjoch pass (2484 m), whereas moraines occur on the Torjoch pass (2386 m) indicating that this pass was glaciated during the Lateglacial. Around the Torjoch pass sharp, frost-cracked ridges and spurs occur above 2460 or 2470 m on the southern and eastern flanks of the Graue Wand peak, and above 2430 m on the prominent Reisenock spur that runs down from the Torwand ridge. The maximum ice surface during the LGM can therefore be reconstructed to have been slightly below these altitudes. Ice masses that originated in a glacial cirque on the northern side of the Torwand peak probably split into two directions at the Torjoch pass, flowing east towards Nasse Tuxalm and west towards Wattener Lizum valley.

The head of the Junsbach and Madseitbach valleys is delimited by sharp, frost-shattered ridges that run from Sägenhorst in the west to Wandspitze in the south. These ridges must have protruded above the maximum ice-surface. The highest ice-moulded bedrock along the ridge that descends from Wandspitze to Kellenspitze occurs at a level of 2400 m. The upper section of the ridge that separates the Madseitbach and Junsbach valleys, between Kristallner and Hochwartspitze (2491 m), has been largely destroyed by glacial erosion. There are three culminations in the ridgeline, with clearly visible frost-weathered tops at Dunkle Spitze (2479 m) and Hochwartspitze (2491 m). During the LGM these peaks will have protruded above the ice-surface, but the smooth shape of the lower part of the same ridge, descending towards the Madseitberg peak (2292 m) indicates erosion by the Tuxertal ice stream up to a level of at least 2292 m.

The Mölsbach valley (Mölstal)

The lowest section of the Mölsbach valley has a thick layer of till covering the valley floor, which outcrops along the left-hand side of the valley. The till is matrix-supported with quartz phyllite boulders, commonly 20 to 70 cm across. It forms a distinct terrace at around the 1800 m level, and represents a remnant of a lateral moraine from a large glacier that occupied the upper part of the Watal valley, probably during the Gschnitz stadial. On the opposite side of the Mölsbach valley, in the Möls-Niederleger, the lower part of slope is also made up of till material. However, as can be inferred from the surface morphology, the till has been incorporated into mass movement deposits resulting from creeping or sliding in the upper part of the slope. Higher up the slope, above the Möls-Niederleger, there is a line of frontal bulges of landslide colluvium composed of large, angular blocks within a mixture of debris and finer material. Still higher up the slope, above 1800 m, the deposits are increasingly dominated by boulders and cracked bedrock also occur. Landslide bulges also descend from the right-hand slope in the upper part of the valley, between Möls-Niederleger and Mölsalm, where they reach to the valley floor. Till material can also be discerned within this landslide colluvium.

The slopes on the left-hand side of the Mölsbach valley are, in general, less affected by mass movements although several smaller but clearly distinguishable landslide tongues can be seen running down to the valley floor. Moreover, landslide niches, gravitational faults, and cracks in the bedrock can be seen higher up the slope and on rock walls. To the north of Mölsalm the Mölsbach valley floor is filled with alluvial sediments containing interlayers of peat and wood fragments.

Blocky latero-frontal moraines from small Lateglacial cirque glaciers and a relict rock glacier can be seen in hanging cirques on the left-hand side of the Mölsbach valley. Their high elevation and fresh morphology, together with the abundance of passively transported debris with features commonly associated with rock glaciers, suggest an Egesen stadial age for these features. The head of the Mölsbach valley above the trough end riegel is, in general, less affected by mass movements and carries some glacial sediments. At Rossboden the valley floor is covered by till up to 5 m thick showing barely visible longitudinal surface landforms indicative of glacial fluting. Karst sinkholes in the till or alluvial infill also occur. A barely visible Lateglacial latero-frontal moraine (Egesen stadial?), only 0.5 m high, occurs in the Mölsjoch pass, close to the ridgeline. It is composed of quartz phyllites which makes it distinguishable from the Rauhacke bedrock. A sequence of three moraines can be recognized in a cirque-like depression to the north of an unnamed peak 2448 m high, immediately north of the Klammer Schober peak. A small drainage running down from the Mölser Scharte pass has been blocked by another moraine to form the Mölssee lake. The distinctive frontal slope of a relict rock glacier that reached the Mölssee lake from the east, is discordant with this moraine. In addition, there are fragments of subdued moraines at Möls Hochleger (between 2030 and 2080 m) that represent an older stadial than that of the above-mentioned moraines. The area between the Mölssee lake and Rossboden is, in general, free of sediments and consists of quartz phyllite bedrock with relatively well-developed ice moulding and local glacial striations.

The Klammalm and Oberes and Unteres Tarntal areas

In the Klammalm area of the upper Navisbach valley, near Bettlerstiegl, a relatively large landslide (covering ~0.5 km²) can be seen; it encompasses the lower part of a spur that runs down from the Kreuzjöchl peak (2536 m) and extends down to the valley floor. Scarps and ridgetop trenches with small ponds occur back up the ridge towards (Naviser) Kreuzjöchl, at around 2300 m. The landslide is composed of debris and fine material with local bedrock lithologies (Bündner Schiefer Formation), and a rare admixture of serpentinite blocks that indicate the presence of dispersed glacial material within the colluvium. Small landslide and sackung structures also occur closer to (Naviser) Kreuzjöchl peak. In addition, in Tarntaler Köpfe peak a system of cross-cutting cracks are visible in bedrocks. The northern slope of this peak is covered with talus-like debris and very large blocks that are a product of mass movements.

At Obere Knappenkuchl and Untere Knappenkuchl (east and south-east of Klammalm) there are two Lateglacial lateral moraines between 2000 and 2220 m that mark the former position of a large glacier (Egesen stadial). This glacier had its accumulation area in a high plateau on the Lizumer-Reckner massif and flowed down the valley towards the west. It probably reached as far as Klammalm but there is no frontal moraine preserved. An admixture of serpentinite blocks can be found in the left-hand lateral moraine, whereas the right-hand moraine contains only Tarntaler Berge metasedimentary rocks and quartz phyllite debris. The Obere and Untere Knappenkuchl alms lie between these two lateral moraines. Fresh, glacially abraded bedrock with large, well-developed whalebacks, roches moutonnées, and glacial striations are evident here. A large bedrock depression (ca. 2.8 ha) between roches moutonnées (at Obere Knappenkuchl, altitude 2120 m) is filled with peat deposits.

In Obere Knappenkuchl (about 1,200 m north-west of Navise-Reckner) there are two younger relict rock glaciers (protalus lobes), which are largely covered with debris flow and talus deposits. The largest relict rock glacier (0.5 km²) within the mapped area occurs at Kuchlböden. It occupies a discordant position in relation to the right lateral moraine at Obere Knappenkuchl described above and spans an interval from 2160 to 2400 m. Its frontal slope is distinct and up to 20 m high. Despite being a relict landform subordinate bulges of debris material, as well as ridges and furrows transverse to the flow direction, can be easily seen on its surface. These characteristics are typical of active rock glaciers. On the surface of this landform some small depressions occur between ridges, often filled with pond water. The nearby Klammsee lake also owes its origin to a rock glacier deposit, which blocked its outflow from the south. At the foot of the frontal slope of this rock glacier there are springs with water temperatures exceeding 2.7 °C, which confirms the lack of permafrost (or interstitial ice) in the debris material.

Smaller relict rock glaciers also occur around the Klammer Schober peak and to the south of the Mölsjoch pass. Dispersed moraine material (serpentinite blocks) and remnants of moraine walls – probably from the end of the Lateglacial period – can also be traced on the threshold (2640 m) at the mouth of the Oberes Tarntal valley (2640 m) and on the threshold between lakes in the Unteres Tarntal

valley (2530 m). These two valleys are in fact complex glacial cirques.

The Wattener Lizum (Lizumbach) valley

The Lizumbach valley falls into two distinct sections. The lower section is a 3.5 km long glacial trough that is terminated where the stream crosses the 1760 m contour by the 200 m high rock threshold (riegel) located 350 m north of the Wattener Lizum military camp (1975 m). The large sloping areas on both sides of the valley have been affected by mass movements, with features on the western side of the valley having been destroyed by a large landslide shedding from the Mölser Berg mountain. The entire slope up to the top of Mölser Berg is made up of typical landslide sediments, i.e. diamicton composed of large angular blocks with finer crushed quartz phyllite material. On the eastern side of the valley some till patches and till admixture within the landslide colluvium can be found. A rounded glacial boulders can be seen in colluvium south of Zirmachalm. Almost the entire upper part of slope above 2000 or 2100 m between Graue Wand and Außerlann-Hochleger (Außermelan-Hochleger), has been affected by sackung processes, as shown by the abundance of ridge-top trenches, gravitational faults and cracks in bedrock. This part of slope is, in general, covered by a thin layer of till mixed with slope weathering deposits. In places these deposits are cemented with calcium carbonate, for example at Außerlann Niederleger (Außermelan-Niederleger) close to the road at an altitude of 1770 m. An interesting relation between mass movement faults and relict rock glacier deposits can be seen to the north of the Graue Wand, where a relict rock glacier is cross-cut by parallel scarps that continued into the bedrock alongside the rock glacier, indicating a Holocene age for the mass movements. There is also a section of slope preserved that was not destroyed by mass movements about 1 km to the east of the Lager Walchen, between 1700 and 2000 m, where a large area of till cover and two parallel lateral moraines remain well preserved. The position of these moraines indicates the former presence of a relatively large glacier in a small tributary valley. Moraines also occur at low altitudes (below 1880 m), which indicates that they are an equivalent of the Gchnitz stadial.

Several basins have been formed on the valley floor as a result of landslides blocking the valley. These are filled with alluvial sediments: mainly gravels and coarse sand. In some places, peat layers and wood fragments can be found within the sediments, e.g., south of the Kleibenbach tributary.

In the upper section of the valley (Wattener Lizum) only a few areas have had their slopes modified by mass movements; till cover and talus deposits generally predominate. The main valley floor between the riegel (1960 m) and the valley step (2200 m) above Lizumer Böden, is covered with glacial till, as well as large blocks of Tarn-taler Berge metasedimentary rocks and serpentinite that were passively transported by a Lateglacial glacier. There is also a very well developed sequence of latero-frontal moraines, which can be grouped into three main sets, probably associated with the Egesen I-III stadials. During the formation of the oldest set, the glacier reached the valley threshold and hence the terminal moraines have

not been preserved. At this stage the glacier left two main, closely-spaced, lateral moraine walls, and several minor ones formed during the recessional stage. This set of moraines can best be seen on the left side of the valley close to the military firing range (2000 m) at an altitude between 1960 and 2080 m. The right-lateral moraine of the maximal stage can also be traced on the opposite side of the valley over a distance of 1300 m at an altitude between 2060 and 2200 m. The second moraine set is composed of two morainic walls, which are associated with a large quantity of passively transported blocks. These blocks are particularly dominant in the right lateral moraine to the south-east of the military camp. During the formation of these moraines the glacier snout reached as far as the military camp (1975 m). The youngest set of moraines is composed of at least seven moraine walls. Lizumer Hutte (2020 m) is located on the maximal ones. A relatively large amount of serpentinite material occurs in the right-hand lateral moraine, 350 m south-east of the Lizumer Hutte, which can only have derived from the Lizumer Reckner massif. This clearly indicates a rock avalanche contribution to debris transport across the valley; glacial transport alone cannot explain the position of these blocks.

Well-developed and morphologically fresh latero-frontal moraines also occur at Melkboden. They are partially covered with debris flow deposits from the Torward ridge. In the Torjoch pass the exact extent of Lateglacial glaciers is not easy to determine from the moraine geometry. As well as the moraines located directly on the pass, a barely visible latero-frontal moraine also occurs 90 m to the east of Roskopf (2170 m). This moraine was deposited by the same glacier that flowed from the Torjoch area. The common occurrence of relict protalus lobes and rock glaciers on the south-eastern flank of the Graue Wand mountain, in the vicinity of Klammspitzen and the Klammjoch pass, and on the south-eastern flank of the Mölser Berg mountain, indicates the dominance of rock glacier types of glaciation during the final stage of the Lateglacial (the Egesen stadial).

The largest landslide in the Wattener Lizum area occurs on the western side of the Graue Wand mountain. It is composed of large blocks (up to 10 m across) of Tarn-taler breccia and has a distinct lobate form. Initial slope-failure features such as ridge-top trenches and cracks in the bedrock can also be traced in the Junsjoch pass, on the Mölser Berg mountain, and on the northern flank of Klammspitzen to the east of the Klammjoch pass. Close to this last location, near Schotteben, a circular depression 25 m deep and 70 m across occurs in the right lateral moraine. This depression probably originated from extensional cracks in the bedrock that formed a sink-hole into which the till sank. A pseudokarstic explanation for the origin of this landform can be supported by the spatial relationships between other similar depressions and mass movement features that can be seen across the entire (relatively) flat area between Mölser Berg and Klammspitzen. However, a contribution from real karst processes cannot be excluded. The sinkholes in till cover are associated with fresh-looking scarps, trenches and bedrock cracks. The best developed cracks occur north of the relict rock glacier at a level of 2150 m, where the bedrock is exposed. These bedrock cracks

are several metres wide, and in some places they are so deep that the bottom can not be seen. It is worth noting that two larger sinkholes are located on the rim of the relict rock glacier 390 m north-east of location point marked on the map as 2203 m. Another large depression also occurs on the margin of a relict rock glacier on the south-eastern flank of Mölser Berg, where the original rock glacier shape (i.e. the frontal slope) has clearly been considerably modified by the loss of a large amount of sediment into the sinkhole. The described relationships between mass movement features and relict rock glaciers again suggest a Holocene age for these mass movements.

The Junsbach and Madseitbach valleys

A vast area in the Junsbach and Madseitbach valleys is covered with slope deposits of various kinds: colluvium, solifluction cover, and talus debris. Glacial tills in this area are poorly developed due to the presence of Bündner Schiefer Formation, which is not very resistant and is consequently prone to weathering. The till on the slopes is usually mixed with products from bedrock frost weathering, which makes distinguishing these sediments difficult. In areas at high elevations that are free of vegetation (above 2400–2500 m), well developed patterned ground and clast segregation due to frost action can often be seen, for example at Tote Böden. Calcium cemented debris (slope tufa) about 0.5–1 m thick occurs to the north of the Dunkle Spitze peak close to the foot path.

To the east of the Junsjoch pass, till covers the left-hand side of the Junsbach valley. Many good outcrops of these sediments have recently been provided by the construction of a road to Junsgrube. To the south of Kalkgrube and above Junsbergalm Hochleger glacial till is covered with large blocks up to 20–30 m in diameter from a large rock avalanche that originated from the Kalkwand peak. Some small Lateglacial moraines can be distinguished in the Kalkgrube hollow and below the talus slope on the south-eastern flank of Kalkwand. Lateglacial moraines from small cirque glaciers or relict rock glaciers also occur in the northern slopes of Hochwartspitze at Hochwartböden and Moosgrube, as well as near Kellenspitze in the Madseitbach valley. Larger patches of till cover occur close to the Junsbach stream at An der Needer, and on the elevated plateau of Tote Böden at the head of the Madseitbach valley.

Intact Holocene rock glaciers

Neither modern glaciers nor Holocene moraines occur within the mapped area, but a small firn or ice field

is suspected to have existed during colder periods of the Holocene (such as the Little Ice Age) on the eastern side of the Lizumer-Reckner summit, in the root zone of a rock glacier (2760–2800 m). Evidence for this comes from a well defined spoon-shaped depression surrounded by small ice-marginal debris ridges in the upper part of a rock glacier and fresh glacial polishing below the headwall. In the rest of the mapping area the formation of glaciers during the Holocene is only represented by intact (active and inactive) rock glaciers. Rock glaciers are considered to represent alpine permafrost, i.e. debris mixed with ice that creeps down the slope under gravity. Within the investigated area there are about 17 rock glaciers at altitudes ranging between 2430 and 2750 m, with variable sizes and morphologies. Differences result primarily from the lithology of the debris material within the rock glaciers. The largest rock glaciers occur in the Oberes Tarntal valley and on the highly elevated plateau around the Naviser-Reckner and Lizumer-Reckner ridge. They reach up to 16 hectares in size (a glacier in the southern side of the Oberes Tarntal valley) and have high frontal slopes (up to 40 m). They are generally active, which can be inferred from their fresh appearance and steep frontal slopes. The largest rock glaciers (i.e., four rock glaciers around the Lizumer-Reckner peak and one to the east of the Geier peak) are composed of serpentinite blocks. The rock glaciers occurring to the north-east of Lizumer Sonnenspitze and Tarntaler Köpfe are probably inactive. They are composed of Tarntaler Berge metasedimentary rocks. Similar debris material makes up two relatively large and possibly active rock glaciers on the northern side of the Kalkwand and Torwand ridge. In the area close to the Torseen lakes, at Pluderling, and on the northern side of Gamskarspitze and Gschützspitze in the Junsbach and Madseitbach valleys, there are rock glaciers that are morphologically different from those mentioned above. These are made up of schist fragments from the Bündner Schiefer Formation ranging from 0.1 to 0.5 m in size. These types of rock glaciers usually tend to have a lower and more subdued frontal slope and less distinct clast segregation than the normal bouldery rock glaciers. The frontal slope height of these rock glaciers is usually above 2 m but does not exceed 10 m, and in some cases they resemble large solifluction lobes. However, well developed flow structures on their surfaces, the lack of vegetation cover, and associated snowfields all indicate the existence of permafrost within their bodies.

Bericht 2010 über geologische, strukturgeologische und quartärgeologische Aufnahmen im Bereich Kufstein, Hechtsee, Thiersee, Dreibrunnenjoch auf Blatt 3213 Kufstein

JOHANN GRUBER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das im Kartierungsjahr 2010 aufgenommene Gebiet liegt nordwestlich von Kufstein. Es umfasst ein ca. 10 km² großes Areal am Nordostende des markanten Pendlingzuges, der das Inntal gegen Nordwesten begrenzt und es vom breiten E-W-streichenden Thierseer Tal abgrenzt.

Morphologisch zeichnet sich das Gebiet durch eine sehr unruhige Topographie mit zahlreichen langgezogenen und isolierten Geländerrücken sowie dazwischen liegenden Tälchen und teils abflusslosen Senken aus. In einigen dieser Mulden liegen Seen wie der Stimmersee, Pfrillsee, Längsee, Hechtsee und der Thiersee. Der Hechtsee zählt mit zu den tiefsten Seen Tirols (56 m). Der komplexe geologische Bau schlägt sich entsprechend in der Morphologie und in den hydrographischen Verhältnissen nieder. Die Hauptvorfluter sind der Inn und sein linksseitiger Nebenfluss, die Thierseer Ache.

Die stratigraphische Abfolge reicht vom ladinischen Wettersteinkalk bis zu den Tannheimer Schichten der höheren Unterkreide (Aptium–Albium).

Stratigraphie

Wettersteinkalk/-Dolomit

Dieses Schichtglied lag im Gelände in Form von hell anwitternden, dickbankigen (0,5–2 m), im frischen Bruch hellgrau-beigen, sparitischen Kalken vor. Diese sind oft verkarstet und entlang von Störungen mitunter dolomitisiert. Da die Basis nicht bekannt ist und das Gestein weitspannig verfaltet vorliegt, sind Angaben über die Mächtigkeit nicht möglich. Am Übergang zu den stratigraphisch hangenden Raibler Schichten fehlen die sonst so typischen basalen Tonschiefer und Sandsteine. Möglicherweise wurden diese tektonisch abgeschert. Der Wettersteinkalk kommt am Süden des Arbeitsgebietes als schmaler Streifen in direkter NE-Fortsetzung des Pendlinggipfels vor. Obschon im Bereich des Dreibrunnenjoches ein scharfer morphologischer Wechsel vom hoch aufragenden, 1563 m hohen Pendling zum knapp 1000 m hohen Maistaller Berg vorliegt, gibt es keinen sichtbaren Hinweis auf eine Störung, mit der sich dieser abrupte Übergang erklären ließe. Ein Erklärungsansatz wäre ein flexurartiges Abtauchen der engen Pendling-Antiklinale nach Nordosten.

Nordalpine Raibler Schichten (Raibl-Gruppe)

Wie bereits oben erwähnt, fehlen in der gesamten aufgeschlossenen Raibler-Schicht-Abfolge mächtigere klastische Lagen. Ausgenommen davon treten im Gebiet Morsbach – Ramsau in zwei Kleinaufschlüssen stark zerscherte,

Pflanzenhäcksel führende, braun-graue Ton- und Silsteine mit dünnen Lagen von Mürbdolomiten auf.

Charakteristisch für den Großteil des Untersuchungsgebietes sind jedoch die im unteren Bereich dm-gebankten, mittel- bis dunkelgrauen und bräunlichen Dolomite, in denen mehrere Meter mächtige Kalkeinschaltungen auftreten. Die im Gelände markant hervortretenden Kalke sind im frischen Bruch als grau-bräunliche, teils strukturlose Sparite ausgebildet, teilweise treten Biopel-Sparite auf. Die Bioklasten sind häufig von dunklen Mikritsäumen umgeben.

Über den Kalken folgen auffallend dünnbankige, feinstlaminierte, hell- bis dunkelgraue Dolomite im Wechsel mit etwas helleren, dickbankigeren (dm- bis m-Bereich) Dolomiten. In diese sind immer wieder meist cm-dicke, bisweilen dm-dicke, bunte, türkisgrüne Tonsteine eingeschaltet, welche häufig ockerfarben verwittern. Mürbdolomite treten zwar auf, die für die Raibler Schichten sonst kennzeichnenden Rauwacken fehlen jedoch. Diese fazielle Sonderausbildung weicht klar von der sonst klassischen Wechsellagerung von 3 Klastika- und 3 Karbonatlagen ab.

Die Obergrenze der Raibler Schichten zum Haupt-/Dachsteindolomit ist schwer fassbar und wurde im Gelände vorläufig mit dem Aussetzen der dünnbankigen Dolomitlaminiten festgelegt. Trotz der kompressiven Überprägung (Falten und Rampenüberschiebungen) ist von einer Mindestmächtigkeit von 150–200 Metern auszugehen. Die Raibler Schichten streichen in einem breiten Streifen von der Nordseite des Pendling über das Dreibrunnenjoch nach Nordosten bis zum Pfrillsee und darüber hinaus bis zum Thierberg.

Auf den bisherigen offiziellen geologischen Karten (Geologische Karte von Bayern 1:100.000 Blatt Schliersee und Geofastkarte 1:50.000 der Geol. B.-A., Blatt ÖK 90 [BMN] Kufstein) wird diese stratigraphische Abfolge dem Hauptdolomit zugerechnet, inklusive der oben erwähnten, mehrere m mächtigen Kalkeinschaltungen.

Einzig nördlich des Dreibrunnenjochs, nordwestlich von Pkt. 916, sind auf den älteren Karten Raibler Sandsteine und Tonschiefer ausgehalten. Im Gelände konnten keine gefunden werden. Es handelt sich vielmehr auch hier um die bereits beschriebene Wechselfolge aus Dolomiten und Kalken der Raibler Schichten.

Hauptdolomit/Dachsteindolomit/Dachsteinkalk („Thierbergkalk“)

Der typische Hauptdolomit mit mittelgrau-braunen, dm-gebankten, fossilleeren und strukturlosen Dolomikriten und -spariten im Wechsel mit Algenlaminiten ist nur geringmächtig aufgeschlossen und auf ein eher kleines Areal nördlich des Maistaller Berges beschränkt.

Überwiegend treten jedoch hellgraue bis beige-graue, dm- bis m-gebankte Dolomite und Kalke auf, wie sie für die Fazies des Dachsteindolomites/kalkes kennzeichnend sind. Ein weiteres Kennzeichen sind Einschaltungen von sehr dünnen grünlichen Tonlagen.

Die oben beschriebene Dachsteindolomit/kalkfazies im Bereich des Marblinger Berges (Pkt. 917) ist in den bis-

herigen, oben genannten Karten als Hauptdolomit ausgehalten.

Somit liegt hier ein fazieller Übergang von der Hauptdolomitfazies im W zur Dachsteinkalkfazies im Osten vor.

Im Bereich zwischen dem Pendling (1563 m) und dem Thiersee scheint der Hauptdolomit tektonisch bedingt ganz zu fehlen. Die allerobersten Anteile der Raibler Dolomite könnten unter Umständen noch dem basalen Hauptdolomit zugerechnet werden.

Plattenkalk

In einem etwa ost-west-streichenden Streifen zwischen Pendling (1563 m) und Thiersee sind beige, dm- bis m-gebantke sparitische Kalke aufgeschlossen.

Üblicherweise ist der Plattenkalk in Grautönen anzutreffen, die hier vorliegende Farbvarietät spricht eher für den Dachsteinkalktypus.

Weiters scheint hier die für den basalen Plattenkalk kennzeichnende Wechselfolge von Kalk- und Dolomitbänken entweder primär oder strukturell bedingt zu fehlen. Einzelne Bänke aus fossilreichen Biospariten wechsellagern mit welligen, dm-dicken Algenlaminitbänken.

Demnach würde zwischen den Raibler Dolomiten und dem Plattenkalk/Dachsteinkalk der gesamte oder nahezu der gesamte Hauptdolomit fehlen (siehe oben), obwohl dieser nördlich und nordöstlich des Maistaller Berges aufgeschlossen ist.

Der Grund dafür könnte zum einen eine große Abschiebung (jurassisch? kretazisch?) sein, welche im Zuge der tertiären Einengungsphasen überprägt wurde, oder eine durchreißende Überschiebung im überkippten und steil südfallenden S-Schenkel der Thiersee-Synklinale. In beiden Fällen kommt es zu einem Schichtausfall.

Der Plattenkalk könnte somit tektonisch bedingt fehlen oder in Dachsteinkalkfazies entwickelt sein.

Kössen-Formation

Die Kössen-Formation ist im Arbeitsgebiet nicht aufgeschlossen. Falls sie primär vorhanden ist, muss sie auf ein ungefähr E-W-streichendes, vernässes Tälchen südlich des Thiersees beschränkt und mit maximal 10 m sehr geringmächtig ausgebildet sein.

Oberrhätalk

Dieser tritt südöstlich von Thiersee wandbildend auf. An der Basis der ca. 50 m hohen Wand treten undeutlich gebantke, grau-beige verkarstete Kalke in Wechsellagerung mit bräunlich-beigen Dolomiten auf. Die Bankdicken liegen im Bereich von 0,5 bis 2 m. Dieser untere Abschnitt könnte auch als Dachsteindolomit/kalk angesprochen werden.

Am Top der Abfolge stehen stark verkarstete, porzellanweiß anwitternde, im frischen Bruch grau-beige sparitische Kalke mit Bankdicken um 2 m an, wie sie dem Oberrhätalk in seiner typischen Ausbildung entsprechen.

Die Mächtigkeit liegt schätzungsweise zwischen 30 und 50 m

Südlich des Thiersees ist der Oberrhätalk an einer zwischen 10 und 20 m hohen, E-W-streichenden Felswand aufgeschlossen.

Rotkalk-Gruppe (Adnet-Formation, Hierlatzkalk, Klaus-Formation)

Bei den aufgeschlossenen Rotkalcken handelt es sich um hellrote, feinkörnige dm-gebantke Spatkalke vom Typ Hierlatzkalk, die vereinzelt mit beige mikritischen Kalcken wechsellagern.

Die Gesamtmächtigkeit beträgt ca. 5 bis 7 m. Diese Aufschlüsse fehlen auf den bisherigen geologischen Karten.

Südlich des Thiersees sind in einer inversen Abfolge im stratigraphisch Hangenden des Oberrhätalkes 3–4 m mächtige Hierlatzkalke mit Bankdicken von 10 cm bis 0,5 m aufgeschlossen. Darüber folgen ca. 3 m mächtige Knollenkalke der Adnet-Formation.

Allgäu-Formation (undifferenziert)

Südöstlich von Thiersee besteht die Allgäu-Formation aus dm gebantkten, hellgrau anwitternden, im frischen Bruch mittel- bis dunkelgrauen Kalcken, welche mit cm dicken dunkelgrauen Mergellagen alternieren. Die für dieses Schichtglied kennzeichnende, auf Bioturbation zurückgehende fleckige Ausbildung der Kalke, war nur untergeordnet feststellbar. Vereinzelt treten dm-dicke Bänke aus hellgrauen Grainstones auf. Kieselige Bänke scheinen in diesem Bereich gänzlich zu fehlen.

Da der Hangendkontakt der Abfolge durch eine Überschiebung begrenzt ist, kann hier nur eine Mindestmächtigkeit von ca. 100 m angegeben werden, wobei kleinere interne tektonische Verschiebungen nicht ausgeschlossen werden können.

In zwei kleinen Aufschlüssen südlich des Thiersees sind die Kalke der Allgäu-Formation wesentlich kieseliger ausgebildet und von zahlreichen Hornsteinkauern durchsetzt.

Eine Dreigliederung der Allgäu-Formation in eine untere, mittlere und obere Einheit war im untersuchten Gebiet nicht möglich.

Südöstlich von Thiersee ist auf den bisherigen offiziellen geologischen Karten fälschlicherweise Schrambach-Formation statt Allgäu-Formation ausgehalten.

Ruhpolding-Formation („Radiolarit“)

Die Ruhpolding-Formation ist im Arbeitsgebiet entweder primär nicht oder sehr geringmächtig (unter 2 m) ausgebildet und nicht aufgeschlossen. Im Steinbruch „Wachtl“, knapp nördlich außerhalb des kartierten Gebietes hat man einen primären Übergang von Rotkalcken zur Ammergau-Formation, ohne Allgäu-Formation und Ruhpolding-Formation, das heißt, der überwiegende Teil der Jura-Abfolge ist in Schwellenfazies entwickelt.

Ammergau-Formation

Diese stratigraphische Einheit ist durch die typischen, dm-gebantkten, beige-grauen Radiolarienmikrite vertreten. Diese werden am Top zunehmend mergeliger und leiten graduell zur Schrambach-Formation über.

Schrambach-Formation

Die Schrambach-Formation bildet eine eher monotone Abfolge aus grau-grünen, teilweise blättrigen siltigen Mergeln

und Kalkmergeln. Die Verwitterungsfarben sind typischerweise bräunlich-grau, die Schichtung häufig undeutlich.

Tannheim-Formation

Dieses Schichtglied setzt sich im untersuchten Gebiet aus einer Wechsellagerung von cm- bis dm-dicken, dunkelgrauen blättrigen Mergeln und mehrere dm dicken, kompetenteren Mergel- und Kalkmergelbänken zusammen. In die grünbraun anwitternde Abfolge sind immer wieder auch feinkörnige, karbonatisch zementierte Sandsteine eingeschaltet.

Die Gesamtmächtigkeit kann nicht angegeben werden, da die stratigraphische Unter- und Obergrenze nicht aufgeschlossen ist.

Auf den älteren geologischen Karten sind die Aufschlüsse östlich von Thiersee als Schrambach-Schichten ausgewiesen. Dagegen sprechen die generell dunkle Farbe und die eingeschalteten Sandsteine, die für die Schrambach-Formation untypisch wären.

Gosau-Gruppe

Untere Gosau-Subgruppe

Nahezu der gesamte Nordostteil des Kartierungsgebietes im Bereich Pfrillsee, Längsee, Hechtsee wird von Breccien der unteren Gosau-Subgruppe eingenommen. Über Kalken und Dolomiten (Dachstein-kalke/dolomite) und Dolomiten ungewisser Zuordnung (Dachsteindolomit oder Raibler Dolomite) folgen basale monomikte Kalk- und Dolomitbreccien. Diese treten in der Regel wandbildend auf und zeigen auf den ersten Blick ein massiges Erscheinungsbild. Bei näherer Betrachtung erkennt man häufig eine undeutliche Schichtung aus einer Wechselfolge von Breccienbänken mit unterschiedlich großen Komponenten. Häufig ist hier auch ein deutlicher Fining-upward-Trend erkennbar.

Kennzeichnend für diese Fazies sind auch die immer wieder auftretenden Einschaltungen von Rotpeliten, wie sie im Bereich des Thierberges besonders eindrücklich aufgeschlossen sind. Da sie in Taschen und Linsen bis Lagen innerhalb der Breccien auftreten, scheint es sich hierbei um primär sedimentäre Bildungen und nicht um sekundäre Spaltenfüllungen zu handeln.

Die bereichsweise aufgeschlossenen Schollenbreccien bestehen aus Komponenten von bis zu mehreren 10er-m Größe, weshalb es teilweise schwierig ist, sie als solche zu erkennen.

Unmittelbar südlich und südöstlich des Pfrillsees sind große Schollen aus Kalken des Jura (Hierlatzkalk, Barmsteinkalke) und des Dachsteinkalks aufgeschlossen. Zwischen den mehrere 10er-m großen Schollen sind immer wieder feinkörnigere, teilweise monomikte, teils polymikte Breccien eingeschaltet. Dies und der Umstand, dass die Anordnung der Großschollen weder in stratigraphischer noch struktureller Hinsicht sinnvoll erscheint, lässt darauf schließen, dass es sich tatsächlich um Megabreccien handeln muss, die im Nahbereich eines scarps abgelagert wurden.

Im Bereich der Marblinger Höhe sind an der Straße nach Thiersee basale monomikte Dolomitbreccien mit m-großen Komponenten aufgeschlossen.

In der näheren Umgebung ist das Festgestein (Dachsteindolomit?) tektonisch stark zerlegt und von ockerfarbenen und roten Fe-Hydroxyden durchzogen.

Die basale monomikte Gosaubreccie geht nach oben hin graduell in feinkörnigere polymikte Breccien und in Konglomerate über. Ein genereller FU-Trend ist hier häufig ebenfalls gut erkennbar.

Besonders schön aufgeschlossen sind die Breccien und Konglomerate der Gosau im Nahbereich des Längsees, an einer Steilwand über dem Südostufer des Sees. Es handelt sich hier um eine polymikte Karbonatbreccie mit cm- bis dm-großen Komponenten. Die Matrix ist immer wieder durch Fe-Hydroxide rötlich gefärbt.

Auf den NE-streichenden Geländerücken sind häufig Erosionsreste polymikter, Kristallin führender Konglomerate der Gosau erhalten.

Ein kleines isoliertes, bisher nicht erfasstes Gosau-Vorkommen nordöstlich unterhalb des Maistaller Berges besteht im Norden aus Sandsteinen, Konglomeraten und bioklastischen Breccien, wobei die Konglomeratgerölle gut gerundet und bis zu 5 cm groß sind und sich in den Sandsteinen dunkle Anteile (black pebbles) finden.

Nach Süden hin wird diese Abfolge zunehmend feinklastischer und es folgen graubräunliche Mergel.

Obere Gosau-Subgruppe

Bei Morsbach, westlich von Kufstein treten tektonisch zerlegte, graubräunlich verwitternde, im frischen Bruch graugrünliche feinkörnige Mergel auf. Daneben gibt es auch kompaktere kalkige Anteile. Diese auf einen kleinen Aufschluss beschränkten Sedimente lassen sich am ehesten den Zementmergeln der Oberen Gosau-Subgruppe zuordnen.

Unterinntal-Tertiär

Oberangerberg-Formation

Tertiäre Ablagerungen der Oberangerberger Schichten stehen knapp über dem orographisch linken Innufer bei Schloss Hohenstaffing an. Es handelt sich hier um eine Wechselfolge von Sandsteinen, Siltsteinen und polymikten kristallinreichen Konglomeraten, die im fluvialen Milieu des „Ur-Inn“ abgelagert wurden. Die Imbrikation der Gerölle zeigt eine ungefähre Fließrichtung nach Norden an. In der Abfolge treten außerdem bis 1 cm dicke Kohlelagen auf.

Quartäre Ablagerungen

Sande, Kiese und Schotter (Prä-Hochglazial)

Die Terrassen nordwestlich von Kufstein werden hauptsächlich von kristallindominierten Schottern, untergeordnet auch von Kiesen und Sanden aufgebaut. Obwohl diese aufgrund der großteils dichten Vegetationsbedeckung und der intensiven landwirtschaftlichen Nutzung eher schlecht aufgeschlossen sind, treten sie an kleineren Aufschlüssen an Terrassenkanten, Hohlwegen und Straßenböschungen immer wieder zutage.

Bei Gschwend erreichen diese Schotter eine geschätzte Mächtigkeit von 80 bis 100 m. Es handelt sich hier um matrixarme, gut sortierte Schotter mit gut gerundeten Komponenten im cm- bis dm-Bereich. Der gleichmäßi-

ge Böschungswinkel und der karge Unterbewuchs an den Terrassenböschungen deuten auf eine mehr oder weniger homogene Zusammensetzung dieser quartären Sedimentkörper hin.

Die auf den Laserscanbildern des Landes Tirol teils deutlich erkennbare drumlinoide Überformung dieser Schotter lässt darauf schließen, dass es sich hier um prä-hochglaziale Ablagerungen (Vorstoßschotter) im Vorfeld des Inngletschers handeln muss. Eine stark verwitterte Grundmoräne bei Morsbach könnte in diesem Zusammenhang als Erosionsrest einer ursprünglich großflächigeren Moränenbedeckung über den Terrassenschottern interpretiert werden.

Eine direkte Überlagerung der Schotter durch Grundmoräne konnte auch aufgrund der generell schlechten Aufschlussverhältnisse nirgends eindeutig nachgewiesen werden.

Grundmoräne des Würm-Hochglazials („Fernmoräne“ des Inngletschers)

Nördlich der Linie Morsbach – Thierberg finden sich zahlreiche Flächen, welche von einer zumeist geringmächtigen Auflage generell schluffreicher Grundmoräne bedeckt sind. Geschlossene Moränenareale sind zumeist auf kleine Tälerchen und Senken beschränkt. Auch auf den dazwischen liegenden, glazial überformten Geländerrücken treten immer wieder isolierte, geringmächtige Erosionsreste von stark verwitterter Grundmoräne und Moränenstreu auf. Die großteils kantengerundeten bis gerundeten Grobkomponenten weisen an den wenigen flachgründigen Aufschlüssen einen Kristallinanteil zwischen 30 und 60 % auf, wobei der Kristallinanteil der Moränen gegenüber den Karbonaten im Arbeitsgebiet von Süden nach Norden deutlich abnimmt. Neben Karbonatkomponenten aus Kalken und Dolomiten bestehen die häufig gekritzten und facettierten Geschiebe aus Amphiboliten, Gneisen, Quarziten und Grünschiefern.

Im näheren Umfeld des Dreibrunnenjochs kommt ebenfalls geringmächtige, schluff- und kristallreiche Grundmoräne mit zahlreichen gekritzten, gerundeten bis gut gerundeten Geschieben vor.

Der hohe Rundungsgrad der Kristallinkomponenten ist ein Hinweis auf ihre vorausgegangene Zurundung in einem fluviatilen bzw. fluvioglazialen System.

Das Dreibrunnenjoch bildete einen Transfluenzbereich für den Inngletscher nach Norden. Dafür sprechen neben den Geländeformen auch die vereinzelt auftretenden Gletscherschliffe an den Talflanken.

Die glaziale Morphologie und wenige kleinräumige flachgründige Aufschlüsse östlich des Thiersees lassen hier eine geschlossene Moränenbedeckung vermuten. Eine klare Abgrenzung der Grundmoräne ist in diesem Bereich jedoch nicht möglich, da aufgrund der landwirtschaftlichen Nutzung und des Siedlungsbaus kaum Aufschlüsse vorhanden sind.

Sande, Kiese und Schotter (Eisrandsedimente des Würm-Spätglazials)

Ein schönes Beispiel einer ca. 10 mächtigen, spätglazialen Eisrandterrasse ist bei Morsbach entwickelt. Außerdem treten westlich davon an zwei kleinen Aufschlüssen graue Bänderschluße auf, die ebenfalls auf eine spätglaziale Eisrandentwicklung zurückgehen dürften.

Murschutt- und Schwemmfächersedimente (Holozän)

Zwischen dem Stimmersee und Morsbach sind im Hangfußbereich des Maistaller Berges mehrere Murschuttkegel entwickelt. Das generell eher grobblockige Material stammt zum überwiegenden Teil aus dem Wettersteinkalk und den Dolomiten der Raibler Schichten.

Kleinere Murschuttkegel finden sich auch am Südrand des Thiersees.

Das Gebiet westlich des Thiersees wird von einem großen, flachen, nach E schüttenden Schwemmfächer eingenommen. Das Material dürfte zum überwiegenden Teil aus den Mergeln und Sandsteinen der Tannheim-Formation stammen, die im Westen aufgeschlossen ist.

Hang- und Blockschutt

Die dickbankigen, massigen Kalke und Dolomite der Obertrias führen zur Bildung von grobblockigem Schutt. Der Hauptdolomit und die Raibler Dolomite verwittern dagegen eher kleinstückig.

Die Verwitterung der mergeligen Gesteine des Jura, wie die Allgäu-Formation, die Schrambach-Formation und die Tannheim-Formation führt zur Bildung bindiger Böden.

Felssturzablagerungen

Kleinere Felssturzareale findet man südöstlich unterhalb des Pfrillsees bei Morsbach, nordöstlich des Stimmersees, am inntalseitigen Hangfuß des Maistaller Berges (998 m) und am Nordabhang des Marblinger Berges vor.

Vernässungszonen, Torf- und Moorablagerungen

am Thierberg. Die Vernässungszonen treten in den bereits erwähnten kleinen Tälerchen und abflusslosen Senken und im Uferbereich des Längsees, des Pfrillsees und des Thiersees auf. Einige ehemalige Seen sind bereits verlandet, wie die große Vernässungszone zwischen dem Thiersee und der Marblinger Höhe und das Moor südwestlich des Lehenhofes; die basalen Stauhorizonte werden hier höchstwahrscheinlich von Grundmoräne gebildet.

Rutschmasse (Erd-Schuttströme, oberflächennah)

Im kartierten Gebiet konnten keine nennenswerten flachgründigen Rutschmassen ausgemacht werden.

Rutsch-, Gleit-, Sackungsmasse (tiefgreifend)

Ein kleines Areal südlich des Pfrillsees ist von Felssackungen gekennzeichnet, welche morphologisch an wiederholt auftretenden Geländestufen gut erkennbar sind. Die Kalke und Dolomite (Dachsteinkalk?) und die überlagernde Gosau sind hier bereichsweise grobblockig zerlegt.

Anthropogene Ablagerungen

Diese betreffen vor allem Straßenböschungen und Böschungen an Forstwegen.

Nördlich der Marblinger Höhe kam es in den letzten zwei Jahren im Zuge der Errichtung einer Gewerbezone zu großräumigen Felsabtragungen und Aufschüttungen von Lockermaterial.

Tektonik

Tektonischer Rahmen

Das kartierte Gebiet ist Teil der Lechtal-Decke, die hier von zwei großen Faltenstrukturen geprägt ist: der NE-SW- bis E-W-streichenden Pendling-Antiklinale im Süden und der E-W-streichenden Thiersee-Synklinale im Norden.

Das Gebiet liegt am Rand der breiten, NE-SW-streichenden Inntal-Scherzone, welche durch sinistrale Störungsausläufer die Pendling-Antiklinale und die Thiersee-Synklinale stark segmentiert. Letztlich enden diese Großfaltenstrukturen nach Osten an der Inntal-Scherzone.

Tektonische Hauptstrukturen

Extensionsstrukturen im Jura und in der Kreide

- Jurassische Abschiebungen

Eine Felswand aus Oberrhätalk südlich über dem Thiersee ist von mehreren, heute SW-NE-streichenden Störungsflächen mit Versätzen bis zu 10 m zerhackt. Da sich die Abfolge im Bereich des heute überkippt vorliegenden Südfüßels der Thiersee-Synklinale befindet, sind die dm-gebankten Enkrinite (Hierlatzkalk) der Rotkalk-Gruppe heute am Fuß der Wand aus Oberrhätalk aufgeschlossen. An den erwähnten Störungsflächen springen die Rotkalke immer wieder nach S vor. Schersinnindikatoren auf den Flächen zeigen hier ursprüngliche Abschiebungen nach Westen bis Südwesten an, wenn man die Abfolge in die Horizontale zurückrotiert. Diese Störungen könnten im Zuge der jurassischen Extensionstektonik entstanden sein.

- Extensionsphase der Oberkreide mit Bildung der Gosau Entlang einer ca. NW-SE-streichenden Linie im Nahbereich der Marblinger Höhe sind die aufgeschlossenen Dolomite immer wieder tektonisch zerlegt bis kataklastisch deformiert. Die Gesteine sind hier von zahlreichen Harnischflächen durchzogen, die Schersinnindikatoren auf den Strömungslinien zeigen Abschiebungen nach NE bis E an.

Es handelt sich hierbei also um keine diskrete Störungsline, sondern vielmehr um eine bis zu 100 m breite Störungszone, innerhalb derer der Zerlegungsgrad der triassischen Festgesteine von W nach E deutlich zunimmt. Östlich dieser Störungszone bestehen die aufgeschlossenen Festgesteine zum überwiegenden Teil aus Gosau-Breccien.

Nahe dieser durch Störungsbreccien und Kataklastite geprägten Zone treten die bereits im stratigraphischen Teil beschriebenen, extrem grobblockigen Breccien aus Komponenten der Trias und untergeordnet des Jura auf. In der älteren Literatur werden sie als „Hechtseebreccie“ bezeichnet. Es handelt sich hier also offensichtlich um Schollenbreccien an scarps, an denen das Gosau-Becken eingebrochen ist. Die Megabreccien im Bereich des Pfrillsees können mit einem weiteren, ca. WSW-ENE-streichenden Störungssystem erklärt werden, wofür es allerdings nur stratigraphische Hinweise, jedoch keine eindeutigen strukturellen Geländebefunde gibt. Eine im Laserscanbild gut erkennbare Suture zwischen dem Hechtsee und dem Pfrillsee könnte mit dieser Deformationsphase in Zusammenhang stehen.

Eoalpine (prä-gosauische) Einengungsstrukturen

Östlich unterhalb des Marblinger Berges sind an einem Forstweg die bereits erwähnten dünnbankigen Dolomite

der Raibler Schichten aufgeschlossen. Diese sind im m-Bereich verfaultet. Die Faltenachsen streichen zumeist NE-SW und sollten somit im Zuge der prä-gosauischen (eoalpinen) NW-SE-Einengung gebildet worden sein. Auch die Streich- und Fallwerte der Schichtflächen und kleinerer Scherflächen zwischen dem Maistaller Berg und der Marblinger Höhe weisen in diesem Zusammenhang auf die eoalpine Kompressionsphase hin.

Zwischen dem Dreibrunnenjoch und dem Maistaller Berg ist an den steilgestellten Raibler Dolomiten immer wieder ein NE- bis NS-Streichen festzustellen, was ebenfalls mit der eoalpinen NW-SE-Einengung erklärt werden kann.

Überschneidungskriterien zwischen prä-gosauischen Kompressionsstrukturen und Extensionsstrukturen der Gosau konnten im Gelände nicht nachgewiesen werden.

Strukturen der meso-neoalpinen Kompressionsphase (Eozän bis Miozän)

- Faltenstrukturen: Pendling-Antiklinale, Thiersee-Synklinale

Diese Großstrukturen gehen auf die tertiäre meso- bis neoalpine N-S- bis NNE-SSW-Einengung zurück und überprägen ältere, jurassische und kretazische Strukturen.

Der Pendling (1563 m) befindet sich im Scharnierbereich der N-vergenten, im Großen und Ganzen E-W-streichenden Pendling-Antiklinale, welche allerdings durch zahlreiche jüngere NE-SW-streichende sinistrale Seitenverschiebungen zerhackt wurde. Nach Norden geht die Pendling-Antiklinale in den überkippten Südschenkel der Thiersee-Synklinale über. Ob und inwieweit der im stratigraphischen Teil erwähnte Schichtausfall im Bereich des Hauptdolomits und des Dachsteinkalkes/dolomits auf jurassische bzw. kretazische Abschiebungen oder durchreichende Überschiebungen innerhalb des überkippten Südschenkels zurückzuführen ist, lässt sich nicht oder nur schwer abschätzen. Denkbar wäre, dass hier ursprüngliche Abschiebungsstrukturen kompressiv überprägt wurden, womit der doch beträchtliche Schichtausfall erklärt werden könnte. Diese Annahme kann jedoch nicht durch aussagekräftige Geländebefunde belegt werden.

Faltenstrukturen im m-Bereich mit etwa ESE-WNW-streichenden Achsen in den Dolomiten der Raibler Schichten und den Jungschichten gehen auf die meso-neoalpine Einengungsphase zurück. Die Überprägung der älteren, prä-gosauischen Faltenstrukturen durch die jüngeren, tertiären Kompressionsphasen kann im Gebiet westlich der Marblinger Höhe auch an steilgestellten Faltenachsen nachgewiesen werden. Auf der Karte ist eine Überlagerung der genannten Deformationsphasen außerdem auch an der Streuung der Schichtlagerungs-Werte erkennbar.

- Überschiebungsstrukturen: Rampenüberschiebungen am Maistaller Berg.

Nach E hin, östlich der Linie Dreibrunnenjoch – Thiersee, ist eine generelle Änderung des strukturellen Bauplans festzustellen. Die Schichtfolge ist hier aufrecht, die erfolgte Einengung wurde im diesem Bereich offensichtlich an zwei N- bis NE-vergenten Überschiebungen aufgenommen. Nördlich des Maistaller Berges überschieben Kalke der obersten Raibler Schichten und der Hauptdolomit die Allgäu-Formation. Einige Schergefüge an der Basis der Hangendscholle zeigen Überschiebungen mit Top

nach NE an. Inwieweit bei dieser hier auch die ältere, W- bis NW-vergente prä-gosauische Einengungsphase eine Rolle spielt, konnte nicht ermittelt werden.

Eine weitere, ca. NE-SW-streichende Überschiebung befindet sich östlich des Thiersees, am Fuß einer Felswand aus Dachsteindolomit/Oberhättkalk. Zwischen dem obersten Dachsteinkalk der Hangend-Scholle und der nördlich aufgeschlossenen Tannheim-Formation der Liegend-Scholle scheint der Großteil des Dachsteinkalkes/dolomits, die Raibler Schichten und die gesamten Jura-Abfolge zu fehlen.

Der Südschenkel der Thiersee-Synklinale muss hier also weitgehend unterdrückt zu sein.

Sinistrale Seitenverschiebungen (Inntal-Scherzone)

Die oben beschriebenen Überschiebungen werden im E durch eine große, NNE-SSW- bis N-S-streichende, sinistrale Seitenverschiebung begrenzt. Diese ist auch in den Laserscanbildern des Landes Tirol als markantes Lineament gut erkennbar. Während der weitere Verlauf der Störung nördlich der Marblinger Höhe nicht bekannt ist, scheint sie im S in die Inntal-Scherzone hineinzulaufen.

Der Gesamtversatz an dieser Überschiebung dürfte 800 bis 1000 m betragen.

Ein weiteres markantes Lineament zwischen dem Westufer des Hechtsees und dem Pfrillsee scheint mit der oben beschriebenen Seitenverschiebung zusammenzuhängen, oder es handelt sich um eine parallele Störung.

Im Gelände sind die genannten Strukturen nicht als diskrete Störungsflächen erkennbar. Die Gesteine sind im Nahbereich jedoch kataklastisch deformiert, die gemessenen konjugierten Schergefüge weisen auf diese Deformationsphase hin.

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 3213 Kufstein

MICHAEL SCHUH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartierungsgebiet befindet sich im Bundesland Tirol nordwestlich der Stadt Kufstein im Gemeindegebiet von Thiersee. Die etwa 15 km² große Fläche wurde in den Sommer- und Herbstmonaten 2010 bearbeitet. Als Kartengrundlage dienten auf 1:10.000 vergrößerte Ausschnitte des Blattes UTM 3213 Kufstein. Bei der Bearbeitung der Festgesteine orientierte man sich an der geologischen Karte „Blatt Schliersee“ (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.], 1984). Zusätzlich erfolgte die qualitative Erfassung und Abgrenzung von quartären Formen, Massenbewegungen und anderen Lockergesteinen. Die Karte wurde digital fertiggestellt.

Das westliche Ortsende von Vorderthiersee bzw. die Weiler Lindach und Hausern begrenzen das Gebiet im Osten, im Süden reicht das Gebiet bis an die Nordwesthänge des Pendling (1563 m). Vom Gasthaus Kaler Alm, bzw. etwas südlich davon, zieht sich die Gebietsgrenze gerade nach Westen bis in den Bereich nördlich der „Bichlhütte“. Ab hier wurde nach Norden über den Schattberg nach Hinterthiersee und bis Ascherdorf kartiert, wo westlich noch zusätzlich ein Quadratkilometer (1 Kartenquadrant) mit

der ungefähren Begrenzung Ascher-Niederalm im Westen und Peralalm im Norden aufgenommen wurde. Im Norden reicht das Aufnahmegebiet bis zur „Korinuskamm“ und bis zum Weiler „Trojer“, nach Osten erstreckt es sich noch bis ca. 500 m östlich vom Gehöft „Pfäst“.

Die Schichtfolge

Die im Kartierungsgebiet vorgefundenen Festgesteine werden im Folgenden hinsichtlich ihrer Verbreitung und Ausbildung kurz beschrieben.

Der Wettersteinkalk als ältestes Glied im Schichtverband kommt im Süden des Arbeitsgebietes vor und baut das Pendlingmassiv auf. Die Härte und Lagerung des Gesteins – meist sehr steil oder saiger – führt zur Bildung von markanten Felswänden oder im Gelände sehr auffälligen, steil gestellten Schichtplatten. Die Reinheit des Wettersteinkalkes verleiht ihm eine sehr helle, fast weiße Farbe. Der frische Bruch zeigt sich in typisch zuckerkörniger Textur.

Die anschließenden Raibler Schichten oder die Nordalpine Raibl-Gruppe sind am Hangfuß des Pendlingmassivs aufgeschlossen. Weitere, nennenswerte Vorkommen findet man westlich davon im Bereich nördlich und nordöstlich von P. 1262. Generell handelt es sich dabei um eine Wechsellagerung von meist sehr geringmächtigen, graubraunen Mergeln und Tonschiefern mit Dolomiten. Knapp nördlich vom „Kaltwasser“ wurden Rauwacken vorgefunden.

Der ins stratigraphisch Hangende folgende Hauptdolomit baut einen bedeutenden Teil des Arbeitsgebietes auf. Seine Hauptverbreitung erstreckt sich von Hausern über die Alpmoosau bis zum Gehöft Breitenau. Landschaftlich manifestiert sich der Hauptdolomit in einem unruhigen, am Nordfuß des Pendling anschließenden, leicht geneigten, terrassenartigen Plateau, in das oftmals tiefe Klammeneingeschnitten sind. Am Fuß von Hauptdolomitwänden wird der typisch würfelig-eckige, kleinstückige Dolomitschutt angehäuft. Die Farbe des Gesteins variiert von grau über hellgrau bis gelblich-grau.

Das anschließende Glied in der stratigraphischen Abfolge, der Plattenkalk, ist ebenfalls im Arbeitsgebiet sehr weit verbreitet. Ab Höhe Korinuskamm – Ascher-Niederalm bis zur Nordbegrenzung des untersuchten Gebietes findet man ausschließlich Plattenkalk. Ein weiteres Vorkommen des Steilstufen und Felswände bildenden Gesteins tritt am Schattberg zutage. Der graue, dickbankige Plattenkalk zeigt oftmals wellige Schichtflächen (durch die Bioturbation bedingt). Gelegentlich wurden zusammengeschwemmte Schalenreste vorgefunden.

Über dem Plattenkalk setzen die Kössener Schichten mit dünnbankigen Mergeln und Mergelkalken ein. Sie bewirken die Ausprägung einer deutlich unruhigeren Morphologie (Hangrutschungen). Einige Vorkommen befinden sich südwestlich des Kraftwerks Tiefenbach, weitere Aufschlüsse wurden im Nordabschnitt des Arbeitsgebietes östlich der Peralalm kartiert. Im Gelände zeigen sich die Kössener Schichten (Kalke) mittel- bis hellgrau, feinkristallin und cm-gebant. Hellbraun anwitternde, hellbraune Lagen schalten sich gelegentlich ein.

Im Gegensatz dazu bildet der kompetente Oberhättkalk deutliche Geländestufen, vom Gletscher abgeschliffene Rundhöcker (Schattberg) und kleine Felswände. Sehr auffällig ist die stark schwankende Mächtigkeit des Oberhättkalkes. Teilweise ist er primär sedimentär nicht entwickelt.

Der Oberrhätalk, der die Rifffazies zum Kössener Becken bildet, zeigt sich massig bis dickbankig und farblich sehr hell bis hellbeige.

In den Karststrukturen dieser spätriassischen Plattform setzt die Sedimentation der Rotkalk-Gruppe ein. Im Arbeitsgebiet ist diese durch die zwei Untergruppen – Hiratzkalk und Adneter Kalk – vertreten. Als Crinoiden-Schuttkalk vorliegend ist Ersterer sehr grobkörnig, farblich dunkelrot und bildet beispielsweise den Felsriegel nördlich des Kraftwerks Tiefenbach. Adneter Kalk, in der Farbe etwas heller und knollige Schichtflächen bildend, findet man im Nordhang des Schattberges knapp unter dessen Gipfelrücken.

Das Becken zur Schwellenfazies der Rotkalk-Gruppe, die Allgäu-Formation, ist im Bereich Schattberg – Kraftwerk Tiefenbach und südlich von Lindach gut aufgeschlossen. Daneben gibt es eine Reihe kleinerer Aufschlüsse. Die dunklen, cm- bis dm-gebankten Allgäu-Schichten sind von charakteristischen dunkelgrauen bis schwarzen Flecken (Bioturbation, „Allgäu-Fleckenmergel“) durchsetzt. Unverkennbar ist der helle, beinahe metallische Klang und das glasähnliche Splintern des harten, kieseligen Gesteins beim Schlag mit dem Hammer.

Der stratigraphisch anschließende Radiolarit (Ruhpolding-Formation) plombiert die vorhergehende Abfolge. Das schöne, weinrote Gestein findet sich im Bereich Schattberg (Nordhang) an der Straße zum Gehöft Breitenau. Der Radiolarit zeigt einen charakteristischen muscheligen Bruch; die Bänke werden cm- bis dm-mächtig.

Das nächstfolgende Glied im stratigraphischen Verband ist die Ammergau-Formation (oder Ammergauer Schichten). Aufschlüsse finden sich immer wieder in einer ungefähr Ost-West-Linie zwischen Lindach und dem Schattberg. Weitere Vorkommen wurden zwischen Korinuskamm und Ascher-Niederalm im Hangenden von Plattenkalk oder Kössener Schichten kartiert. Die hellgrauen bis beigen, sehr dichten Kalke zeichnen sich durch leichte Bioturbation und von Radiolarien gebildete, dunkelgraue Kiesel-schnüre aus.

Sobald sich gegen Hangend die Mergelbänke häufen und sich mengenmäßig den Kalken angleichen, spricht man von der Schrambach-Formation. Sie beherrscht den gesamten Zentralteil des Arbeitsgebietes – Vorderthiersee bis Kapellenberg – und zieht sich an den Südhängen von Trojer und Ascherjoch noch ca. 150 bis 200 Höhenmeter hinauf. Im Allgemeinen handelt es sich um sehr dunkle Mergel und Mergelkalke, z.T. schalten sich sandige Bänke ein. An wenigen Aufschlüssen wurden Fossilien (Bivalven) vorgefunden. Sehr häufig kommen Pflanzenhäcksel vor.

Der Anteil von Tonmineralen und Siliziklastika steigt in den hangenden Tannheimer Schichten. Drei kleine Vorkommen, zwischen Kirchdorf und Mitterland sowie bei Hinterthiersee wurden kartiert. Die dunkelgrün-grauen Tannheimer Schichten (Roßfeldschichten), die überwiegend aus Tonsteinen, Mergeln und siltig-sandigen Mergeln bestehen, die in Oben-fein-Abfolgen entwickelt sind, führen zahlreich Pflanzenhäcksel und Ammoniten.

Mit einer deutlichen Diskordanz transgredieren polymikte Konglomerate, untergeordnet auch Flachwasserkalke der kretazischen Gosau-Gruppe über die älteren Gesteine des Untergrundes (meist Hauptdolomit). Das einzige gesicherte Vorkommen dieser Unteren Gosau-Subgruppe findet man östlich des Gasthofs Schneeberg in einem Forst-

wegaufschluss. Die Konglomerate führen karbonatische und kristalline sehr gut gerundete Gerölle von cm-Größe (Strandfazies). Eine sandig-braune bis dunkelgrau-tonige Matrix füllt die Zwickel zwischen den Komponenten. Die laminierten Flachwasserkalke bilden cm- bis dm-mächtige Bänke und führen Foraminiferen.

Neben den Gosau-Konglomeraten wurde im Bereich westlich der Siedlung Schneeberg und in einigen Erosionsresten im Nordosten des Arbeitsgebietes ein Vorkommen von Konglomeraten unsicherer stratigraphischer Stellung vorgefunden. Diese gut verfestigten, flach gelagerten Sedimentgesteine weisen einen sehr hohen Anteil mäßig gerundeter Karbonatkomponenten und einen geringen Prozentsatz gut gerundeter Kristallingerölle auf. Die Sedimentstrukturen deuten auf ein verzweigtes Rinnensystem hin, das Alter der Ablagerungen könnte vermutlich Prähochglazial sein, da darüber Moränenreste und große Findlinge liegen.

Eine Besonderheit im Arbeitsgebiet stellen die Sinterbildungen und deren Aufarbeitungsprodukte längs eines Baches südöstlich von Mitterland dar.

Der tektonische Bau

Die große Muldenstruktur der Thiersee-Synklinale ist das beherrschende strukturelle Element im Arbeitsgebiet. Deren überkippter Südschenkel bildet den steilen „Wetterstein-Nordhang“ (südlich schließt sich die Pendling-Antiklinale an) des Pendling, den Muldenkern füllen Schrambachmergel (daraus erklärt sich die große Mächtigkeit der Schrambach-Formation). Fast spiegelbildlich wiederholt sich die Schichtfolge am normal gelagerten Nordschenkel an den Südhängen von Ascherjoch und Trojer.

Sprödetektonische Elemente im Arbeitsgebiet: Eine erwähnenswerte tektonische Trennfläche, die einen Bruch bzw. ein Durchscheren des Nordschenkels der Thiersee-Synklinale bewirkte, wurde in der nordöstlichen Ecke des Arbeitsgebietes in der Nähe des Gehöftes „Pfast“ aufgenommen: Sie bringt den Plattenkalk über/ neben die Ammergauer Schichten. Ebenfalls im Trojer nahe dem Wirtshaus Sonnberg sollte sich eine weitere, vermutete Störung dieses Typs befinden. Plattenkalk kommt hier neben Schrambachmergeln zu liegen, was ebenfalls den Verdacht auf ein südgerichtetes, kompressives Durchreißen des nördlichen Muldenschenkels nahelegt. Weiter westlich, etwa auf halbem Weg zwischen Ascherdorf und Pentalalm finden wir dieselbe strukturelle Situation noch einmal: steil stehender Jura-Rotkalk (tektonischer Scherling) überfährt an einer flach N-fallenden Störung die Ammergauer Schichten, welche nahe der Störung stark zerschert und in Bewegungsrichtung geschleppt sind.

Die quartäre Landschaftsgeschichte

Die Würmeiszeit prägte die Morphologie des Arbeitsgebietes sehr markant und hinterließ einen mannigfachen Formenschatz. Von Süden nach Norden lassen sich die wichtigsten quartärmorphologischen Aspekte wie folgt erläutern.

Vom hocheiszeitlichen Inngletscher abgelagerte Grundmoräne (früher auch „Fernmoräne“ genannt) bedeckt im Süden einen Großteil des Kartierungsgebietes. Daneben fin-

det man verschiedene Eisrandsedimente aus dem frühen Spätglazial, etwa Hang- und Sturzablagerungen (Nordhang Pendling), Flussschotter sowie glaziolakustrine Sedimente (Bereich Tiefenbach).

Das Vorhandensein leicht verwitterbarer und hochbeweglicher tonig-mergelig-siltig-sandiger Lithologien (Schrambachmergel) sowie ausreichende Reliefenergie (Hangsteilheit) begünstigen das Erdfließen bzw. das Entstehen von Solifluktionsschutt im zentralen Teil des Arbeitsgebietes (jeweils an den Nordhängen von Schattberg, Kapellenberg und am namenlosen Hügel zwischen Tiefenbach und Vorderthiersee).

Ab der Mündung des Tiefenbaches in die Thierseer Ache Richtung Westen lagern auf der orographisch rechten Talseite mächtige, glazifluviale Ablagerungen (vermutlich Kamesterrassen). Im Gegensatz dazu sind die gegenüberliegenden Hänge (Südabhänge des Ascherjochs) größtenteils von Hang- und Sturzsedimenten unterschiedlichen Alters bedeckt.

Weiter flussabwärts, im Nordosten des Arbeitsgebietes, sind es wiederum Schrambachmergel, die orographisch links die scharfe Abrisskante der Trojer-Terrasse bilden. Jene wird hauptsächlich von Grundmoräne und periglazialen Flussablagerungen überdeckt.

Blatt 4313 Haslach an der Mühl

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4313 Haslach

DAVID SCHILLER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiergebiet und Aufschlussituation

Ausgehend vom Südosteck des Kartenblattes Haslach wurde ein rechteckiges Feld von 5 x 4 km kartiert. Das Gebiet ist dementsprechend im Süden und Osten durch den Blattschnitt begrenzt, gegen Norden wurde bis zur Linie Neußerling – Untergeng herankartiert.

Das Gelände ist unterschiedlich gut aufgeschlossen. Entlang der Rodlstörung sind die Aufschlussverhältnisse sehr gut und anstehendes Gestein ist überall anzutreffen, verbreitet sogar in großen Felsburgen. Ansonsten herrschen Wiesen und Felder vor, bei denen zur Kartierung nur Lesesteine herangezogen werden konnten. In Waldstücken, besonders am Scheitelpunkt von Erhebungen und entlang von Hangrücken, findet sich hingegen nicht selten anstehendes Gestein. Freiliegende Felsen oder vereinzelt sogar Felsburgen gibt es teilweise auch bei Baumgruppen inmitten von Weide- und Grünlandflächen. Bei diesen Aufschlüssen muss beachtet werden, dass sie, wenn sie in der Nähe von Ansiedlungen liegen, häufig als Schuttabdeplätze genutzt wurden, sodass oft auch fremdes Gestein anthropogen eingebracht ist. Entlang von Bachläufen ist ebenfalls Vorsicht geboten, und es gilt hier, zwischen freigespültem, anstehendem Material, verfrachtetem Schutt und zur Uferverbauung eingebrachtem Fremdgestein zu unterscheiden.

Straßenbau oder lokale Baugruben boten oft wichtige, wenn auch nur temporär zugängliche Aufschlüsse. Anthropogene Steinhaufen am Waldrand sind ebenfalls informativ, in manchen Fällen aber weiter als vom direkt angrenzenden Feld herangeschafft.

Grundzüge der geologischen Situation

Die Kartierungsergebnisse haben die bestehenden Gebietskarten (Geologische Karte von Linz und Umgebung 1:50.000, Geologische Spezialkarte der Republik Österreich: Linz und Eferding 1:75.000, Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauald 1:200.000, Geologische Karte von Oberösterreich

1:200.000) in dem Punkt bestätigt, dass östlich der NNE-streichenden Rodlstörung großflächig Perlgneis (hochmetamorpher bis anatektischer Paragneis) auftritt. Westlich der Rodlstörung finden sich diverse Granitarten wie Weinsberger Granit, Schlierengranit und Migmagranit, wobei sich sowohl hinsichtlich der Grenzziehung wie auch der Gesteinsansprache wesentliche Neuerungen gegenüber früheren Kartierungen ergaben.

Große Teile des Gebietes wurden als Fließerde eingetragen, z.T. auf der Grundlage von Aufschlüssen (Bachläufe, Entwässerungsgräben oder Baugruben), andernfalls wurden dafür geomorphologische Kriterien herangezogen.

Im Bereich der Rodlstörung wurde versucht, die von steilstehender Deformation betroffene Zone möglichst exakt abzugrenzen. Diese Deformationszone ist etwa 1 km breit, sie überprägt im Osten den Perlgneis und im Westen die von dort heranreichenden Granitoide. Im Störungskern finden sich Mylonite und verquarzte Schiefer (Hartschiefer). Ihr Ausgangsmaterial lässt sich nicht mehr ohne weiteres erkennen und sie wurden gemeinsam als Störungsgestein kartiert.

Der Perlgneis östlich der Rodlstörung

Östlich der Rodl-Störung ist die Lithologie sehr monoton mit nahezu ausschließlich Perlgneis. Der Perlgneis ist ein klein- bis mittelkörniges Gestein, mit ca. 20–30 % Biotit, viel Plagioklas (30–50 %), sowie etwa 30 % Quarz. Nicht selten finden sich Reste von Cordierit, die meist pseudomorph von Muskovit und Chlorit ersetzt sind (Pinitisierung). Das Gestein entstand vermutlich aus einer (Meta-) Grauwacke, und zwar höchstwahrscheinlich in mehreren Metamorphoseschritten (FINGER et al., Jb. Geol. B.-A., 145/3, 2005). Durch die Blastese der Plagioklase und partielle Schmelzbildung während der spätvariszischen Hochtemperaturmetamorphose wurde ein früherer Gneislagenbau weitgehend aufgelöst (THIELE, Verh. Geol. B.-A., 1962).

Die strukturelle Variabilität der Perlgneise reicht im Arbeitsgebiet von mylonitischen Varianten entlang der Rodl-Störung bis hin zu Aufschlüssen mit granitähnlichem Gefüge (Diatexite). Im Gegensatz zu den Granitarten westlich der Rodlstörung zeigen die Plagioklase allerdings auch in den massigen Perlgneis-Varianten eher metablastische als magmatische Wachstumseigenschaften. Ein weiterer wichtiger Unterschied ist, dass der Kalifeldspat nur in ge-

ringer Menge (<10 %) vorkommt. Auf der geologischen Karte Linz und Umgebung 1:50.000 sind im Arbeitsgebiet verschiedene Typen von Perlgneisen eingetragen (Cordierit-Perlgneis, Ader-Perlgneis, Granit-Perlgneis, Hornblende-Perlgneis). Ich konnte diese Subtypen im Maßstab meiner Kartierung jedoch nicht flächenhaft abgrenzen.

Teilweise treten im Perlgneis Schiefergneisschollen auf, die meist etwas längliche Form haben. Diese Schollen erreichen Größen bis zu einem Meter, normalerweise sind sie aber nur etwa 20 cm groß. Sie sind meist deutlich feinkörniger als das umgebende Perlgneis-Material und augenscheinlich von Blastese und Anatexis weniger betroffen, sodass ihr ursprüngliches Gefüge besser erhalten blieb. Eine bevorzugte Orientierung dieser Schollen konnte ich nicht feststellen, sie kommen regellos in verschiedenster Orientierung vor. Ebenso regellos ist auch ihre Verteilung: sie treten in etwa gleicher Menge im gesamten Perlgneisgebiet auf und zeigen keine regionale Häufung.

Ein weiteres auffälliges Merkmal der Perlgneise ist das häufige Vorhandensein pegmatitoider Bereiche. Diese finden sich in Form undeutlich begrenzter Linsen und Schlieren im Zentimeter- bis Meter-Maßstab. Sie führen in wechselnder Zusammensetzung grau bis gelb gefärbten Kalifeldspat, Albit, Biotit und Muskovit (Letzteren in bis zu centimetergroßen Tafeln) sowie zwickelfüllend rauchigen Quarz. Als Besonderheit treten manchmal grünliche, mit dem Messer leicht ritzbare Mineralbildungen auf, die möglicherweise Pseudomorphosen nach Cordierit oder Andalusit darstellen. Größere Pegmatitoide weisen mitunter einen Kern von Rauchquarz oder blassem Rosenquarz auf. Dieses quarzreiche Material wird aufgrund seiner Verwitterungsresistenz auf den Feldern oft als Lesestein vorgefunden.

Weiters kommen im Perlgneis mitunter wenige Dezimeter große, feinkörnige, gelbliche Hornfelseinschlüsse mit rötlichen Schlieren vor, die sich durch große Härte und Zähigkeit auszeichnen. Weitere Einschlüsse im Perlgneis sind faustgroße Quarzknuern.

Mit Annäherung an die Rodlstörung wird das Gefüge des Perlgneises zunehmend mylonitisch mit einer nahezu senkrechten Schieferung, die mit ca. 35° Richtung NNE streicht. Diese mylonitische Varietät des Perlgneises ist gekennzeichnet durch strikte Einregelung der Glimmer, aber auch Plagioklase und Quarz zeigen oft längliche, parallel zu den Glimmern orientierte Kornformen. Es besteht plattiger Bruch, der sich auch in Lesesteinen noch erkennen lässt. Weiter weg von der Rodlstörung zeigt der Perlgneis eine diffuse NNW-SSE-Regelung, die wohl als synanatektisches Gefüge aufzufassen ist.

Im Perlgneis 500 m SE der Pfarrkirche Eidenberg konnte unterhalb des Bauernhofes Wimmer ein interessantes feinkörniges Ganggestein aufgefunden werden. Einzelne bis zu einem Meter große Blöcke dieses feinkörnig-porphyrischen, sehr harten grau-gelben Gesteins liegen im dortigen kleinen Waldstück. An einer zweiten Stelle des Arbeitsgebietes NW des Gehöfts Sulzerstetter wurde das gleiche Gestein in einigen kleinen Lesesteinen gefunden. Im Dünnschliff sind als idiomorphe Einsprenglinge Quarz, stark gegitterter Kalifeldspat sowie Biotit erkennbar, die Zwischenräume sind mit Sphärolithen (kugelförmige Aggregate aus radialstrahlig verwachsenem Feldspat, Quarz und Biotit) gefüllt. Das Material liegt etwa in Streichrichtung des von Schadler (PESCHEL, Naturk. Jahrb. der Stadt

Linz, 28, 1983) beschriebenen, relativ mächtigen Porphyrganges („Lichtenberggang“), welcher auf dem angrenzenden Kartenblatt Linz, beim Bauernhof Moser in Asberg, aufgeschlossen ist und dort eine Mächtigkeit von etwa 5 m aufweist.

Gesteine der Rodlstörung

Die Deformationsprozesse der Rodlstörung führten vielfach zur Ausbildung von Ultramyloniten. Solche Gesteine sind relativ großflächig entlang des Zimmermeisterbaches und seinem Nebenlauf entlang der Straße Gramastetten – Untergeng sowie beim Aubach entlang der Straße Eidenberg – Untergeng aufgeschlossen. In kleineren Vorkommen findet man solche Mylonite und Ultramylonite immer wieder entlang der gesamten Rodlstörung im Kartiergebiet. In der glimmerreichen Matrix erkennt man fallweise bis zu einige Millimeter große Granate.

Zusammen mit diesem Mylonit, besonders im Graben des Zimmermeisterbaches, tritt oft ein dunkles Gestein mit dünnen, hellen Quarz-Feldspat-Bändern auf. Aufgrund von vielfachen kleinräumigen Übergängen wurde dieses Gestein gemeinsam mit dem Mylonit unter der Bezeichnung „Störungsgestein“ kartiert.

Der auf Blatt Linz und Umgebung (1:50.000) auf einem Feld eingetragene Talkschieferkörper in der Rodlstörung konnte bei den jetzigen Aufnahmen nicht aufgefunden werden. Die entlang der Störungszone vorkommenden Mylonite weisen zwar häufig einen fettigen Glanz und talkähnliche Haptik auf, dies ist jedoch – wie RDA-Untersuchungen zeigen – i. Allg. auf den hohen Chloritgehalt zurückzuführen.

Kataklastitbildung, als mutmaßlich jüngstes Deformationsereignis, konnte an zwei Stellen gefunden werden: Am Straßenrand des Güterwegs Sulzmühle hinter einer Felssturzsicherung tritt in deformiertem Migmagranit eine etwa 2 m breite, mit Lehm und Gesteinsgrus verfüllte Kluft auf. Die Überschiebungsfäche fällt ungefähr mit 30° in Richtung NNO. Im Wald nördlich des Aubachs, am Rand des als Störungsgestein kartierten Körpers, wurde in einem kleinen Aufschluss zerbrochener und erneut verkitteter Ultramylonit gefunden. Die Bruchstücke sind 1 mm bis 5 cm groß und postdeformativ wieder zu einem relativ festen Gestein verbunden worden.

Kristalline Gesteine westlich der Rodlstörung

Westlich der Rodlstörung treten im Arbeitsgebiet Weinsberger Granit, Schlierengranit (FINGER, Jb. Geol. B.-A., 128/3-4, 1986) sowie Migmagranit (FRASL, Verh. Geol. B.-A., 1957) auf. Der Weinsberger Granit zeigt allerdings über weite Strecken nicht jene idealgranitische Ausbildung, welche man z.B. von der Typlokalität im Weinsberger Wald, aber auch von vielen anderen Stellen im Mühl- und Waldviertel kennt. In dieser idealgranitischen Ausbildung ist er im Arbeitsgebiet nur auf einer relativ kleinen Fläche ESE Neußerling anzutreffen. Ansonsten zeigt er eine unruhige, heterogene Verteilung der Großkalifeldspäte, sowie eine deutliche Regelung in herzynischer Richtung. Außerdem sind die Kalifeldspäte kleiner und langprismatischer als im Haupttypus des Weinsberger Granits und dabei etwas unscharf von der Matrix abgegrenzt. Offenbar konnte sich der Weinsberger Granit hier nicht in ruhiger magmatischer Kristallisation entwickeln, und andere petrogenetische Prozesse wie Stoffaufnahme von den benachbarten Granitoiden,

synkristalline Deformation, etc., haben wohl einen störenden Einfluss ausgeübt. Dass der Weinsberger Granit besonders im westlichen Mühlviertel, aber z.B. auch auf Blatt Steyregg lokal solche Gefügeabweichungen zeigen kann, ist lange bekannt (FRASL, Verh Geol. B.-A., 1957; FUCHS & THIELE, Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Geol. B.-A., 1968). Das Phänomen scheint in erster Linie in Kontakt zum Schlierengranit hin aufzutreten (FUCHS & THIELE, 1968), seine Ursachen sind allerdings bis heute noch nicht ausreichend erforscht. Schadler (Blatt Linz und Umgebung) hat derartige Gebiete gerne als Grobkorngneis mit zahlreichen konkordanten Einlagerungen (Intrusionen?) von Weinsberger Granit kartiert und interpretiert, so auch in meinem Arbeitsgebiet. Ich konnte diese Interpretation bei meinen Begehungen so allerdings nicht nachvollziehen.

Auch wenn ihre Verbreitung heterogen ist, zeigen die weißlichgrauen Kalifeldspateinsprenglinge in dieser Variante von Weinsberger Granit doch durchwegs typisch magmatische Wachstumserscheinungen wie Karlsbader Verzwilligung oder epitaktische Plagioklaseinlagerungen (FRASL, Jb. Geol. B.-A., 97, 1954). Etliche Kalifeldspate weisen eine Größe bis zu zehn Zentimetern auf, die meisten bilden jedoch langgestreckte Prismen mit 3–5 cm Länge und 1–2 cm Dicke. Die insgesamt recht dunkel erscheinende Grundmasse des Gesteins ist oft ziemlich feinkörnig und besteht aus weißem hypidiomorphem Plagioklas (1–3 mm), zwickelfüllendem grauem Quarz (1–2 mm) und Biotit (1–3 mm).

In der Nähe der Rodlstörung ist der Weinsberger Granit mylonitisiert. Dies ist am besten an der Auslängung der Großkalifeldspate zu beobachten, deren rekristallisierte Überreste im Extremfall nur noch als schmale, weiße Streifen im entstandenen Mylonit zu erkennen sind. Solche Phänomene zeigen zweifelsfrei den Hochtemperaturcharakter der Rodlstörung.

Der Schlierengranit, in den älteren Karten auch als Grobkorngneis bezeichnet, ist weniger grobkörnig als der Weinsberger Granit und er hat auch schwächer porphyrisches Gefüge. Seine Kalifeldspatkristalle sind selten größer als 2 cm und treten unregelmäßig und in Schlieren angereichert auf. Diese Schlieren zeigen stets eine herzynische (NW–SE) Vorzugsorientierung. Weiters zeichnet sich der Schlierengranit durch das verbreitete Auftreten von Amphibol und Titanit aus. In einigen grobkörnigen, helleren Partien des Schlierengranits können die Amphibole bis zu 1 cm groß, die Titanite bis zu 0,5 cm groß werden.

Der Migmagranit (FRASL, Verh Geol. B.-A., 1959; KRENN, Dipl.-Arb. Univ. Slbg., 2000; SAPP, Dipl.-Arb. Univ. Slbg., 2005) ist eine sehr heterogene Granitart. Er variiert in seiner Korngröße von fein- bis mittelkörnig, und es gibt sehr dunkle biotitreiche Varianten mit nahezu dioritischen Erscheinungsbild ebenso wie helle granitische Varianten, die meist etwas grobkörniger sind. Teilweise ist der Migmagranit sehr massig, teilweise wiederum relativ stark geschiefert, und zwar auch in Bereichen außerhalb der Rodl-Störung, wobei die Foliation stets herzynisch orientiert ist. Meist treten solche geschieferten Bereiche am Kontakt

zum Weinsberger Granit auf. Zum Teil führt der Migmagranit wie der Schlierengranit Amphibol und Titanit, er unterscheidet sich aber von diesem durch das Fehlen von authigenen Kalifeldspateinsprenglingen. Die Übergänge zwischen Migmagranit und Schlierengranit erscheinen oft fließend, wobei die Anzahl an Kalifeldspateinsprenglingen im Meter- bis Zehnermeterbereich sukzessive zunimmt. Im Schlierengranit, wie auch im Migmagranit, findet man nicht selten mehrere Zentimeter große Kalifeldspat-Xenokristen, die augenscheinlich aus dem Weinsberger Granit übernommen sind. Sie zeigen Resorptionserscheinungen an den Rändern.

In besonders innigem Verband kommen der Migmagranit und der Weinsberger Granit vor: Letzterer ist an manchen Stellen von konkordanten Gangschwärmen von feinkörnigem Migmagranit regelrecht durchzogen. Im Migmagranit finden sich umgekehrt nicht selten Schollen von übernommenem Weinsberger Granit. Aus solchen Bildern ist klar, dass der Migmagranit die vergleichsweise jüngere Intrusion sein muss, auch wenn er oft postkristallin deformiert ist. In den alten Karten sind die Vorkommen vom Migmagranit, wohl vor allem wegen dieser bestehenden Schieferung, oft fälschlich als (Hornblende-)Perlgneis angesprochen worden.

In allen drei Granittypen (Weinsberger Granit, Schlierengranit, Migmagranit) treten immer wieder steil stehende aplitische bis pegmatitische Gänge von Zentimeter- bis Meter-Mächtigkeit auf. Diese Gänge verlaufen im westlichen Teil des Arbeitsgebiets vorzugsweise in WNW-Richtung. In der Nähe zur Rodl-Störung sind sie teilweise in Störungsrichtung eingeregelt. Die Pegmatite weisen vielfach eine zonare Zusammensetzung auf, mit viel milchigweißem Feldspat an den Gangrändern, während der Mittelteil der Gänge von grauem Quarz beherrscht wird.

Quartäre Bedeckung

An vielen Stellen des Arbeitsgebiets wird das Kristallin von quartären Solifluktsdecken überlagert. Diese finden sich nicht nur in den Talgründen, sondern lagern z.T. auch auf den flachen Anhöhen des Arbeitsgebiets auf. Die Solifluktsdecken führen zu einem sehr sanften Verlauf des Oberflächenreliefs.

An Bacheinschnitten am Westhang des Rodltals kann beobachtet werden, dass die Solifluktsdeckhorizonte Mächtigkeiten bis zu drei Metern aufweisen. Die oberen Bereiche bestehen aus einem Gemisch von Gesteinsgrus und Lehm mit Gesteinsbruchstücken, deren Anteil nach unten hin immer stärker zunimmt.

In Bereichen, in denen der Abfluss des Wassers durch fehlendes Gefälle verhindert wird, sind solche Solifluktsdeckhorizonte oft von starker Vergleyung betroffen. Teilweise werden diese Vernässungszonen durch natürliche oder künstliche Entwässerungsgräben durchschnitten, sodass sich Einblicke in den Aufbau dieser Schichten ergeben: Unter einer dünnen Schicht Humus findet sich grauer Ton mit roten Flecken in den sauerstoffversorgten Poren. Das granitische Material ist, bis auf wenige Härtlinge von Aplitbruchstücken oder Quarzknuern, komplett zersetzt.

Buchbesprechungen / Book Reviews

Buchbesprechungen

DILL, H.G. (2010): **The "chessboard" classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminium to zirconium.** – Earth-Science Reviews, vol. 100, issues 1–4, 1–420, Amsterdam (Elsevier).

<http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.10.011>

ISSN: 0012-8252

Die vorliegende Arbeit stellt den Versuch dar, die Gesamtheit aller Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in einem x-y-Schema darzustellen –, daher die Bezeichnung „chessboard classification system“ bzw. „spread sheet classification system“.

Entlang der x-Achse sind die magmatischen respektive sedimentären Lithologien der Lagerstätten unter Berücksichtigung von tektonischen Strukturen angeführt, entlang der y-Achse die einzelnen Rohstoffgruppen – insgesamt 53. Die Rohstoffe sind in Erzminerale, Industriemineralien sowie Edelsteine/Ziersteine (= ornamental stone) gegliedert. Auf diesem „Schachbrett“ ergibt sich somit für jeden Rohstoff bzw. für jedes Element ein definiertes „Kästchen“ samt einem Kode, unter dem im nachfolgenden Text weitere Angaben über Lagerstättentyp, Erzmineralogie oder genetische Vorstellungen nachzulesen und zu finden sind. Eine entsprechende Farbgebung des jeweiligen „Kästchens“ verweist darüber hinaus auf das großräumige geologische Umfeld („realm“), innerhalb dessen die entsprechende Mineralisation auftritt (beispielsweise „mineralization of sub-volcanic origin or intermediate level“ oder „mineralization caused by metamorphogenic processes“).

Jedes der rohstoff- bzw. elementspezifischen Kapitel ist intern nach der Lithologie der Nebengesteine gegliedert („magmatic, sedimentary and metamorphic“) und beginnt mit einer kurzen Darstellung der Geochemie und Mineralogie des jeweiligen Rohstoffes. Sodann werden die verschiedenen Lagerstättentypen übersichtlich beschrieben, gefolgt von einer Darstellung der Anwendungen und gegenwärtigen Versorgungssituation des betreffenden Rohstoffes.

Eine besondere Attraktivität besitzt dieses Schema als Excel-File, erlaubt dies doch, beispielsweise, am Bildschirm durch einfaches „scrollen“ jede gewünschte Querverbindung zwischen Rohstoff und Lithologie herzustellen.

Das jeweilige Kapitel ist letztendlich direkt mit der „commodity database“ des USGS verknüpft („verlinkt“), wodurch es möglich ist, den jeweils letzten Stand der Versorgungs- bzw. Produktionssituation direkt abzurufen.

Zur Erleichterung für den Leser ist dem Werk eine neunseitige Tabelle der im Text erwähnten Minerale samt kristallchemischer Formeln beigegeben. Das umfassende Literaturverzeichnis umfasst beeindruckende 37 doppelspaltige Seiten.

Die lagerstättenkundlichen Beschreibungen sind von zahlreichen Schwarz-Weiß-Fotografien sowie von ebenso zahlreichen geologischen Skizzen und Profilen ausführlich, übersichtlich und informativ begleitet. Kritisch anzumerken ist hier der sehr eingeschränkte Informationswert der allzu zahlreichen Schwarz-Weiß-Fotos von Handstücken und Mineralen.

Positiv hervorzuheben ist weiters der Umstand, dass europäischen Lagerstätten die ihnen zukommende Beschreibung zuteil wird, was im Zuge der Verlagerung des Schwerpunktes der Bergbautätigkeit in außereuropäische Länder in vergleichbaren Arbeiten keineswegs (mehr) selbstverständlich ist.

Die Arbeit/Publikation umfasst 420 Seiten und hat den Umfang und Charakter eines Handbuches. Dieses stellt zweifelsohne eine gelungene, breite Übersicht über Lagerstätten mineralischer Rohstoffe dar und erlaubt zuallererst eine übersichtliche „Erstinformation“ über rohstoffgeologische Fragen. Bedingt durch das erschöpfende Literaturverzeichnis bietet es darüber hinaus den raschen Zugang zur vertiefenden Literatur. Das Werk ist übersichtlich gegliedert, gut lesbar und beeindruckt durch die überwältigende Fülle an Details.

Jedem an rohstoffgeologischen Fragen Interessierten uneingeschränkt zu empfehlen!

Richard Göd



FLÜGEL, H.W., HUBER, P., HUBER, S. & MACHAN, A. (2011): **Jakob Friedrich van der Nüll – Großbürger und Sammler in Wien an der Wende zum 19. Jahrhundert.** – Verlag des Naturhistorischen Museums Wien, 208 S., ill., Wien. ISBN 978-3-902421-56-2.

EUR 35,20

Dieses sehr opulent gestaltete Buch ist mehr als „nur“ die Biographie besagten Jakob Friedrich van der Nülls, es ist ein umfassender Einblick in das Großbürgertum Wiens am Beginn des 19. Jahrhunderts mit all seinen Netzwerken. Wir sprechen von einer Zeit, als man die Geologie als eigenständige Wissenschaft noch nicht kannte, allenfalls Geognosten und Sammler von Mineralien und Fossilien näherten sich der unbelebten Natur voll Entschlossenheit, um diese zu katalogisieren, zu inventarisieren, schlicht sie in ein naturwissenschaftliches System zu bringen.

Allein das nachfolgende Inhaltsverzeichnis zeigt die Breite, mit der sich das Autorenteam der Persönlichkeit Jakob Friedrich van der Nülls nähert:

„Die Familien Gogel und Van der Nüll / Die ersten Wiener Jahre / Die Familie Schwab / Verkauf der Conchyliensammlung / Hochzeit in Weinhaus / Die Firma Ignaz von Schwab et Compagnon / Die Beschreibung der Mineraliensammlung durch Mohs / Die Van der Nüllsche Mineraliensammlung in zeitgenössischer Literatur / Das Sammeln als

soziokulturelles Phänomen / Das Weinhaus- (Czartoryski-) Schlössel / Musikalische Begegnungen / Der Kunstliebhaber und seine Kupferstichsammlung / Bibliophile Kostbarkeiten / Ehejahre und Scheidung / Die letzten Jahre / Das Testament / Der Freitod / Der Mensch hinter den Fakten / Der Nachlass / Ankauf der Mineraliensammlung durch den Hof / Einblicke in die Nüllsche Mineraliensammlung / Die Mineralienschränke / Die Nachkommenschaft / Die Van der Nüllsche Mineraliensammlung im Dienste der Forschung / Epilog.“

Wenn der überaus vermögende Van der Nüll fast immer mit seiner legendären Mineraliensammlung, die sich heute im Besitz des Naturhistorischen Museums in Wien befindet, in Zusammenhang gebracht wird, so sei hier auch auf seinen engen Kontakt mit Joseph Haydn hingewiesen, der im Kapitel „Musikalische Begegnungen“ beschrieben wird. Auch seine Bedeutung als Sammler von Druckgraphiken wird entsprechend gewürdigt („Der Kunstliebhaber und seine Kupferstichsammlung“). Interessant sind auch private Aspekte, die auf den Seiten 107 bis 111 unter „Ehejahre und Scheidung“ dargestellt werden, denn Scheidungen waren anno 1815 selten.

Fazit: ein äußerst gelungenes Werk, das Anknüpfungen zu allen Größen der Gesellschaft der damaligen Zeit liefert. Es ist somit ein wichtiger Mosaikstein zum Verständnis der Naturwissenschaften im frühen 19. Jahrhundert; mögen weitere derart glänzende Mosaiksteine folgen!

Thomas Hofmann



Book Reviews

LETURMY, P. & ROBIN, C. [Eds.] (2010): **Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic–Cenozoic**. – Geological Society, Spec. Publ., 330, 360 pgs., ill., London.

ISBN: 978-1-86239-293-9.

£ 95.00.

Resulting from the collision of the Arabian and Eurasian plates during Cenozoic times, the Zagros fold-thrust belt (ZFTB) extends for approximately 2000 km from Turkey to the Hormuz Strait, and separates the Arabian platform from the large plateau of central Iran. In the Zagros Mountains, the geodynamic evolution of the area is mainly linked to the opening and closure of the Neo-Tethys Ocean.

Only a few recent data were available on the southern Tethys margin preserved in the Zagros Mountains. The Middle East Basins Evolution (MEBE) program (2003–2006) run by a consortium of major oil companies was an excellent opportunity to go back to the field and to collect new data to better constrain the evolution of this margin. The final meeting of MEBE was held during the EGU General Assembly 2007 in Vienna having a special MEBE Session. This volume sums up 13 papers presenting the most important results of the MEBE project.

Paul et al. focus their paper on the crustal and lithospheric structure of the ZFTB based on geophysical data. Using receiver function analysis they show that the crust is thickened north of the main Zagros reverse fault (MZRF) under a wide zone including the Sanandaj-Sirjean zone, the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage and the central domain.

Hatzfeld et al. integrate global positioning system (GPS) velocities and work on earthquakes, tectonics and Quaternary geology in support of a compelling reconstruction of Zagros kinematics.

Regard et al. investigate the structure and dynamics of the transition from collision adjacent to the Zagros ranges to subduction at the Makran trench. They present a synthesis of geological and geophysical data acquired during the last 10 years in the area.

Navabpour et al. document the tectonic evolution of the southern Neo-Tethyan margin prior to the Arabian-Eurasian collision in the High Zagros belt of the Fars province. They present syndepositional normal fault slip data and reconstruct timeconstrained palaeostress tensors. The data clearly show two sets of direction of extension.

Aubourg et al. provide a synthesis of the Tertiary tectonics in the Western Fars arc in Iran based on the comparison of magnetic fabrics with palaeostress results and active tectonic indicators. These data are used to define the

structural evolution of the chain during the Palaeogene to Quaternary.

Leturmy et al. combine a morphological and a structural analysis to characterize the geometry of basement faults involved in the Zagros folded belt during Cenozoic shortening and to propose a relative chronology between folding and basement faulting.

Burberry et al. present a conceptual model to discriminate between different folding mechanisms and they apply it to the Fars arc in the Zagros folded belt. This model is based on the geometric characters of the folds, folding development and on the morphology associated with them.

Emami et al. provide a documented analysis of the Anaran anticline, a structure associated with the mountain front flexure in NW Zagros. In this study, field data are interpreted with the help of analogue experiments to reconstruct the kinematics of the frontal structure.

Robin et al., through a biostratigraphic, sedimentological and sequence stratigraphic study, analyse the Mesozoic deep-water carbonate deposits from the southern Tethyan passive margin in the Pichakun nappes (Neyriz area). They propose a new lithostratigraphic framework, dated by radiolarians from Middle Jurassic to Late Cretaceous.

Piryaei et al., based on the analysis of the sedimentary record, study the tectonic evolution of the northeastern Arabian plate margin (Fars Province, SW Iran) during Late Cretaceous times, and its evolution from a passive to an active margin.

Hajikazemi et al., through a diagenetic study of the Sarvak Formation (Cenomanian–Turonian) main oil reservoir in southern Iran, show the importance of subaerial exposure and meteoric diagenesis, associated with the regional Turonian unconformity, for the highly variable porosity and permeability of those rocks.

Hosseini-Barzi analyses the diagenetic evolution, in both time and space, of the Plio-Pleistocene syntectonic sediment of the Makran subduction zone of Iran.

Bordenave reviews the five petroleum systems defined in the Zagros and proposes a scenario for oil and gas expulsion migration in a geodynamic and tectonic scenario that explains oil and gas field emplacement.

This volume is more than a sum of excellent articles, it shows that scientific research has to be done without any restrictions of economic interests. To reach the scientific goals, companies like BP, ENI, PETRONAS, SHELL and TOTAL worked – despite their own interests – successfully together. Congratulations to the successful team!

Thomas Hofmann



BUCHEM VAN, F.S.P., GERDES, K.D. & ESTEBAN, M. [Eds.] (2010): **Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and diagenetic reference models.** – Geological Society, Spec. Publ., **329**, 422 pgs., ill., London.

ISBN: 978-1-86239-292-2.

£ 110.00.

This volume contains 14 scientific papers focusing on various aspects of Mesozoic and Cenozoic carbonate sequences from the Tethyan realm concentrating on southern and Mediterranean regions.

The themes range from some principal considerations like *“The influence of basin architecture and eustasy on the evolution of Tethyan Mesozoic and Cenozoic carbonate sequences”* to a wide range on special topics such as *“Depositional sequences and palynology of Triassic carbonate-evaporite platform deposits in the Palmyrides, Syria”*. Shallow water features like ooids (*“Spatial and temporal distribution of ooids along a Jurassic carbonate ramp: Amellago outcrop transect, High-Atlas, Morocco”*) or tidal channels within carbonate platforms (*“Channelized systems in an inner carbonate platform setting: differentiation between incisions and tidal channels, Natih Formation, Late Cretaceous, Oman”*) are treated as well as carbonate ramps (*“Sedimentary evolution of an Upper Jurassic epeiric carbonate ramp, Iberian Basin, NE Spain”*).

A major part of contributions deals with stratigraphic questions from some different points of view such as: *“Sequence*

stratigraphy and carbon isotope stratigraphy of an Aptian mixed carbonate-siliciclastic platform to basin transition (Galve sub-basin, NE Spain)” or *“High-resolution seismic stratigraphy of the Shu’aiba and Natih formations in the Sultanate of Oman: implications for Cretaceous epeiric carbonate platform systems”*. Rather regional aspects with an impact on petroleum geology are described by examples from Iran (*“Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment, Asmari and Pabdeh Formations, SW Iran”*) and Spain (*“Porosity development, diagenesis and basin modelling of a Lower Cretaceous (Albian) carbonate platform from northern Spain”*).

The second part of this book concentrates on diagenetic aspects and dolomitization showing examples from the Zagros Mountains in Iran (*“Stratigraphic architecture and fracture-controlled dolomitization of the Cretaceous Khami and Bangestan groups: an outcrop case study, Zagros Mountains, Iran”*) and the Southern Alps (*“Contrasting fluid events giving rise to apparently similar diagenetic products; late-stage dolomite cements from the Southern Alps and central Apennines, Italy”*). Oliver Weidlich from Germany contributes *“Meteoritic diagenesis in carbonates below karst unconformities: heterogeneity and control factors”*.

To conclude: This mixture of articles gives a modern overview of various aspects of carbonates, especially their diagenetic history thus underlining the importance for petroleum geology. Some well studied areas from the Middle East may serve as references to find answers for similar questions in other regions of the world.

Thomas Hofmann



JAHRBUCH

2011

BAND 151/3+4



Geologische Bundesanstalt

www.geologie.ac.at

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien.
Redaktion: Christoph Janda
Lektorat: Dido Massimo, Christian Cermak
Verlagsort: Wien
Herstellungsort: Horn
Ziel des „Jahrbuches der Geologischen Bundesanstalt“
ist die Dokumentation und Verbreitung erdwissenschaftlicher Forschungsergebnisse.
Satz, Gestaltung und Druckvorbereitung: Peter Ableidinger im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges.m.b.H., A 3580 Horn.



Inhalt Contents

Alle Arbeiten sind in englischer Sprache geschrieben.

All papers are written in English.

EBNER, F., HAAS, J. & GRÄDINARU, E.: Zur Erinnerung an Sándor Kovács, 30. Dezember 1948 – 23. September 2010 Portrait.....	189	EBNER, F., HAAS, J. & GRÄDINARU, E. (translated by LIEBERMAN, H.M.): In Memoriam Sándor Kovács, 30. December 1948 – 23. September 2010 Portrait.....	189
KOVÁCS, S., SUDAR, M., GRÄDINARU, E., GAWLICK, H.-J., KARAMATA, S., HAAS, J., PÉRO, CS., GAETANI, M., MELLO, J., POLÁK, M., ALJINOVIĆ, D., OGORELEC, B., KOLAR-JURKOVŠEK, T., JURKOVŠEK, B. & BUSER, S.: Trias-Tektonostratigraphie im Circum-Pannonischen Raum 19 Abbildungen, 7 Tafeln	199	KOVÁCS, S., SUDAR, M., GRÄDINARU, E., GAWLICK, H.-J., KARAMATA, S., HAAS, J., PÉRO, CS., GAETANI, M., MELLO, J., POLÁK, M., ALJINOVIĆ, D., OGORELEC, B., KOLAR-JURKOVŠEK, T., JURKOVŠEK, B. & BUSER, S.: Triassic Evolution of the Tectonostratigraphic Units of the Circum-Pannonian Region 19 Text-Figures, 7 Plates	199
HAAS, J., KOVÁCS, S., GAWLICK, H.-J., GRÄDINARU, E., KARAMATA, S., SUDAR, M., PÉRO, CS., MELLO, J., POLÁK, M., OGORELEC, B. & BUSER, S.: Jura-Tektonostratigraphie im Circum-Pannonischen Raum 16 Abbildungen, 12 Tafeln	281	HAAS, J., KOVÁCS, S., GAWLICK, H.-J., GRÄDINARU, E., KARAMATA, S., SUDAR, M., PÉRO, CS., MELLO, J., POLÁK, M., OGORELEC, B. & BUSER, S.: Jurassic Evolution of the Tectonostratigraphic Units of the Circum-Pannonian Region 16 Text-Figures, 12 Plates	281
SENOWBARI-DARYAN, B., RASHIDI, K., AMIRZADEH, M., SABERZADEH, B. & TALEBI, A.: Schwämme aus der obertriassischen (Norium–Rhätium) Nayband-Formation, NE Iran 1 Abbildung, 7 Tafeln	355	SENOWBARI-DARYAN, B., RASHIDI, K., AMIRZADEH, M., SABERZADEH, B. & TALEBI, A.: Sponges from the Upper Triassic (Norium–Rhaetian) Nayband Formation, Northeast Iran 1 Text-Figure, 7 Plates	355
SCHLAGINTWEIT, F.: Taxonomische Revision obertriassischer „ <i>Lithocodium aggregatum</i> Elliott“ (Nördliche Kalkalpen, Österreich) 4 Abbildungen, 2 Tabellen, 5 Tafeln	375	SCHLAGINTWEIT, F.: Taxonomic revision of Late Triassic „ <i>Lithocodium aggregatum</i> Elliott“ (Northern Calcareous Alps, Austria) 4 Text-Figures, 2 Tables, 5 Plates	375
SCHLAGINTWEIT, F.: <i>Spiraloconulus suprajurassicus</i> n. sp., eine neue Benthosforaminifere aus dem Oberjura der Nördlichen Kalkalpen von Österreich 7 Abbildungen	397	SCHLAGINTWEIT, F.: <i>Spiraloconulus suprajurassicus</i> n. sp. – a New Benthic Foraminifer from the Late Jurassic of the Northern Calcareous Alps of Austria 7 Text-Figures	397
KIDO, E. & SUTTNER, T.J.: Ein neues Projekt wurde ins Leben gerufen: FWF P23775-B17 “Late Eifelian climate perturbations: Effects on tropical coral communities” 3 Abbildungen	407	KIDO, E. & SUTTNER, T.J.: A new project has been launched: FWF P23775-B17 “Late Eifelian climate perturbations: effects on tropical coral communities” 3 Text-Figures	407



In Memoriam Sándor Kovács

30. December 1948 – 23. September 2010

In September 2010 the attendees of the 19th Congress of the Carpathian-Balkan Geological Society in Thessaloniki were deeply moved upon learning that the Chairman of the Session on Circum-Pannonian Terranes, and scheduled presenter, Sándor Kovács, was not present. The announcement that their friend, colleague, and the initiator of this session was not coming, and had passed away only a few days earlier as he prepared to depart for this meeting, was completely unexpected.

Sándor Kovács was an outstanding personality among Hungarian geologists, who initiated numerous international cooperation projects, had an unusual amount of contacts with geologists worldwide, and for many years was the head of the General Geology Department of the Hungarian Geological Society.

Sándor Kovács was born on 30 December 1948 in Tamási, a small village in Central Transdanubia. Following his secondary schooling he attended the József Szabó "Geological High School" in Budapest where, along with basic knowledge of the geosciences, he absorbed the most important precondition for working in the scientific area which would determine his later life: the enthusiasm for geology, rocks and fossils.

Zur Erinnerung an Sándor Kovács

30. Dezember 1948 – 23. September 2010

Tiefe Betroffenheit erfasste das Auditorium am XIX. Kongress der Karpato-Balkanischen Geologischen Gesellschaft im September 2010 in Thessaloniki, als in der Session über Terranes des Circumpannonischen Raumes Sándor Kovács als Chairman und Vortragender fehlte. Völlig unerwartet traf die hier Anwesenden die Mitteilung, dass ihr langjähriger Freund, Kollege und Initiator dieser Session nicht anwesend ist und wenige Tage zuvor, am 23. September, kurz vor der Abreise zu diesem Kongress in Budapest verstorben war.

Sándor Kovács war unter den Geologen Ungarns eine hervorragende Persönlichkeit, Initiator vieler internationaler Kooperationsprojekte, mit außergewöhnlich vielen Kontakten zu Geologen aller Welt und langjähriger Leiter der Sektion Allgemeine Geologie der Ungarischen Geologischen Gesellschaft.

Sándor Kovács wurde am 30. Dezember 1948 in Tamási, einem kleinen Dorf Zentral-Transdanubiens geboren. Nach der Grundschule besuchte er die József Szabó „Geological High School“ in Budapest, wo ihm neben geowissenschaftlichen Grundkenntnissen vor allem die wichtigste Voraussetzung für die Ausübung der wissenschaftlichen Disziplin, die sein späteres Leben bestimmen sollte, vermittelt wurde: die Begeisterung für Geologie, Gesteine und Fossilien.

Beginning in 1970 he continued his studies at the University of Szeged. There he encountered Professor Kálmán Balogh, became, thanks to his talent and commitment, his favourite student and assistant (1975–1977), and in 1977 completed his studies as a geologist and geographer with a university doctorate degree. When Professor Balogh, following his retirement in 1977, returned to the Geological Survey of Hungary in Budapest in order to support the recently begun Northern Hungary mapping project, Sándor Kovács followed him and became a collaborator of the Hungarian Geological Survey for this project (1978–1987).

Upon the recommendation of Prof. Fülöp, at the time the Head of the Geological Research Group of the Hungarian Academy of Sciences, in 1987 Sándor Kovács became a member of this research institution, located in the Eötvös Loránd University (1987–1994: Research Assistant; 1995 until his death: Research Associate). The priority at the beginning of this creative period was the compilation of material for the Palaeozoic volume of the Geology of Hungary.

From 1978 until 1987 the focus was primarily on the Triassic of the Aggtelek and Rudabánya Hills and on the Palaeozoic formations of the Uppony and Szendrő Hills. On the basis of conodont dating he developed a new stratigraphic model for the North Hungarian Palaeozoic. In addition to this he wrote a pioneering study on Tisza and its plate tectonic interpretation. In it the possibility of large-scale movements of the basement units of the Pannonian Basin is studied. In this period of his work he was also very active in terms of international scientific cooperation. For a long time he was involved in the Triassic Subcommittee of the International Stratigraphic Commission, was Secretary of the Triassic Conodont Working Group, and carried out numerous duties in several IGCP projects.

He further directed his research work into the area of Palaeozoic conodont stratigraphy. In addition he published remarkable studies on the role of conodonts as indicators of metamorphism, on submarine slope sediments in northern Hungary, and the identification and interpretation of relicts of oceanic crust in the entire Carpatho-Pannonian region. In the 90s, largely through his involvement in IGCP Project 276 (Paleozoic geodynamic domains and their Alpidic evolution in the Tethys), he became focussed on the terrane concept. He was one of the first to point out the application of this concept for the geodynamic interpretation of the basement units of the Pannonian Basin. Proving this thesis was to be the scientific driving force to the very end of his creative output. This led to an expansion of the already considerable number of his international cooperation projects, to regional comparative studies encompassing the entire area of the Alps, Carpathians, Dinarides and Hellenides, and to the initiating of a long-lasting international cooperation project for the purpose of compiling the terrane maps of the Circum-Pannonian region.

In the course of these comparative studies, the correlation of the Palaeozoic of the Szendrő and Uppony Hills with that of the Southern Alps and the Graz Palaeozoic provided important results, which became decisive elements for the terrane maps and the studies linked to them. The comparison of the Palaeozoic to Triassic units of the Bükk Mountains of northern Hungary with corresponding units in the Dinarides was also unusual and pioneering in terms

Ab 1970 setzte er seine Studien an der Universität von Szeged fort. Er traf dort auf Professor Kálmán Balogh, wurde dank seines Talents und Engagements sein Lieblingsstudent und Assistent (1975–1977) und schloss 1977 seine Studien als Geologe und Geograph mit dem Titel eines Universitäts-Doktors ab. Als Professor Balogh 1977 nach seiner Pensionierung zum Geologischen Dienst Ungarns nach Budapest zurückkehrte, um das in dieser Zeit begonnene geologische Kartierungsprojekt Nordungarns zu unterstützen, folgte ihm Sándor Kovács und wurde Mitarbeiter des Ungarischen Geologischen Dienstes für dieses Projekt (1978–1987).

Auf Empfehlung von Prof. Fülöp, dem damaligen Leiter der Geologischen Forschungsgruppe der Ungarischen Akademie der Wissenschaften, wurde Sándor Kovács 1987 Mitglied dieser an der Eötvös Loránd Universität angesiedelten Forschungsinstitution (1987–1994: Research Assistant; 1995 bis zu seinem Tod: Research Associate). Vorrangig waren am Beginn dieser Schaffensperiode kompilatorische Arbeiten für den Paläozoikumsband der Geologie von Ungarn.

Von 1978 bis 1987 stand die Bearbeitung der Trias des Aggtelek- und Rudabánya-Berglandes und der paläozoischen Formationen des Uppony- und Szendrő-Gebirges im Vordergrund. Basierend auf Datierungen mit Conodonten entwickelte er ein neues stratigraphisches Modell für das Paläozoikum Nordungarns. Ergänzend dazu schrieb er eine Pionierarbeit über Tisza und seine plattentektonische Interpretation. Dabei wird die Möglichkeit großräumiger Verschiebungen in den Basamenteinheiten des Pannonischen Beckens herausgearbeitet. In dieser Periode seines Wirkens war er auch in Bezug auf internationale wissenschaftliche Kooperationen sehr aktiv. Er agierte lange Zeit in der Trias-Subkommission der Internationalen Stratigraphischen Kommission, war Sekretär der Trias-Conodonten-Arbeitsgruppe und nahm zahlreiche Aufgaben in mehreren IGCP-Projekten wahr.

In weiterer Folge forcierte er seine Forschungsarbeiten im Bereich der Paläozoikums-Conodonten-Stratigraphie. Zusätzlich veröffentlichte er bemerkenswerte Arbeiten über die Rolle von Conodonten als Metamorphoseindikatoren, submarine Hangsedimente in Nordungarn und die Identifizierung und Interpretation ozeanischer Krustenrelikte im gesamten Karpatho-Pannonischen Raum. In den 90er Jahren wurde er vor allem durch die Mitarbeit am IGCP-Projekt 276 (Paleozoic geodynamic domains and their alpidic evolution in the Tethys) mit dem Terrankonzept vertraut. Er war einer der Ersten, der auf die Anwendung dieses Konzeptes für die geodynamische Interpretation der Basamenteinheiten des Pannonischen Beckens hinwies. Der Beweis dieser These war für ihn die wissenschaftliche Triebfeder bis zum Ende seines Schaffens. Dies führte zu einer Ausweitung seiner ohnehin schon weitreichenden internationalen Kooperationen, zu regional den Gesamtbereich der Alpen, Karpaten, Dinariden und Helleniden betreffenden vergleichenden Studien und Initiierung eines langjährigen internationalen Kooperationsprojektes zur Erstellung der Terrankarten des Circumpannonischen Raumes.

Bei diesen vergleichenden Studien brachte die Korrelation des Paläozoikums des Szendrő- und Uppony-Gebirges mit dem der Südalpen und dem Grazer Paläozoikum wichtige Ergebnisse, die zu bestimmenden Elementen für die Terrankarten und die damit in Zusammenhang stehenden

of future work. The last decade of his output concentrated on the study of dispersed oceanic elements ("exotic terranes") of Neotethys in northern Hungary and comparing them with ophiolitic mélangé zones in extensive parts of the Dinarides and Hellenides. The results of these studies made their way into numerous publications and above all into the Mesozoic Sheets of the terrane maps.

Along with research, Sándor Kovács, who in 1994 obtained the title of "Candidate of Science", placed great emphasis on academic education. He was involved in the training of students at the University of Szeged until the end; since 1987 he also taught at Eötvös Loránd University of Budapest. He thus gave the rising generation of geologists the opportunity of benefitting from his profound knowledge of the regional geology of Hungary and of the Alpine-Carpathian-Pannonian region, as well as the innovative and unusual geodynamic concepts he had applied to it. The authors of this obituary appear as representatives for all the geoscientists of the Alpine-Carpathian-Dinaric region who by means of intensive scientific cooperation in a variety of stratigraphic and regional domains, were closely linked to Sándor Kovács. In many cases this led to deep and long-lasting friendships.

Fritz Ebner remembers with pleasure times spent together within the framework of several IGCP Projects (Nos. 4, 276), when both were deeply involved in the analysis of Carboniferous mixed conodont fauna, reconstructing marine sequences supported by conodonts up to the latest Carboniferous in Northeast Hungary and the Graz Palaeozoic, and pointing out comparable sequences as well as the absence of Variscan tectonics and metamorphism in both areas. Although at present they lie far apart, the reason for this earlier facies similarity was clear to Sándor Kovács: large-scale lateral movements along the Raab, the Alpine-Dinaric, and the Balaton Lineaments. From the facies comparison he intuitively recognized the importance of these continental escape movements, which later were recognised, under the denomination of Escape Tectonics, to be the dominant geodynamic event for the ALCAPA region. Such movements were subsequently found to explain the facies relationships between Northeast Hungary and the Dinaric region. The question of whether parts of the Graz Palaeozoic were originally linked to these units, and represent a dispersed exotic terrane within the Eastern Alps, will be difficult to answer without the regional expertise of Sándor Kovács. These aspects were intensely discussed: somewhere in the field, on the Hármaskút, the Hungarian Geological Survey's field station in the Bükk Mountains, with a glass of Eger Bull's Blood and a plate of gulyás Sanyi had cooked himself, in the institutes of Budapest and Leoben or in Sanyi's beloved garden at the edge of the city of Budapest.

As a loyal friend, Sándor Kovács was the closest scientific collaborator of János Haas in the last 20 years. After many years together at the Hungarian Geological Survey, their work brought them together again at the Academic Research Group at Eötvös Loránd University. The focus here was stratigraphic and sedimentological work on numerous Hungarian locations, the Jurassic of northern Hungary and the problems concerning the Triassic and Jurassic tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pannonian region. In this environment they spent pleasant and sci-

Arbeiten wurden. Der Vergleich der paläozoischen bis triassischen Einheiten des Bükkgebirges in Nordungarn mit entsprechenden Einheiten in den Dinariden war ebenfalls außergewöhnlich und für zukünftige Arbeiten richtungweisend. Die letzte Dekade seines Schaffens war schwerpunktmäßig durch die Untersuchung versprengter ozeanischer Elemente („exotischer Terranes“) der Neotethys in Nordungarn und deren Vergleich mit ophiolithischen Mélangezonen in weiten Teilen der Dinariden und Helleniden geprägt. Die Ergebnisse dieser Arbeiten fanden in mehreren Publikationen und vor allem auch in den mesozoischen Teilblättern der Terrankarten ihren Niederschlag.

Neben der Forschung war die akademische Lehre für Sándor Kovács – er erlangte 1994 den einer Habilitation entsprechenden Titel „Candidate of Science“ – ein wichtiger Inhalt. Er wirkte bis zuletzt an der studentischen Ausbildung an der Universität von Szeged mit; seit 1987 lehrte er auch an der Eötvös Loránd Universität Budapest. Dabei ließ er den geologischen Nachwuchs an seiner profunden regionalgeologischen Kenntnis Ungarns und der alpin-karpatisch-dinarischen Regionen sowie an den von ihm für diese Regionen erarbeiteten innovativen und außergewöhnlichen geodynamischen Konzepten teilhaben.

Die Autoren des Nachrufs stehen stellvertretend für alle GeologInnen des Alpin-karpatisch-dinarischen Raumes, die für einzelne stratigraphische und regionale Bereiche eine intensive wissenschaftliche Zusammenarbeit mit Sándor Kovács verband, woraus bei vielen eine tiefe und langjährige Freundschaft entstand.

Fritz Ebner erinnert sich gerne an gemeinsame Zeiten im Rahmen mehrerer IGCP-Projekte (No. 4, 276), als sich beide intensiv mit der Analyse von Karbon-Conodonten-Mischfaunen beschäftigten, in NE-Ungarn und dem Grazer Paläozoikum mit Conodonten belegbare marine Schichtfolgen bis ins hohe Oberkarbon rekonstruierten und auf vergleichbare Schichtfolgen sowie fehlende variszische Tektonik und Metamorphose beider Bereiche verwiesen. Obwohl heute weit auseinander liegend, war für Sándor Kovács der Grund für diesen ehemaligen Faziesverband klar: weiträumige Seitenverschiebungen entlang der Raab-, Alpin-Dinarischen- und Balaton-Linie. Intuitiv erkannte er aus dem Faziesvergleich die Bedeutung dieser kontinentalen Fluchtbewegungen, die später in der Escape-Tektonik zum bestimmenden geodynamischen Ereignis für den ALCAPA-Raum wurden. In weiterer Folge sind derartige Bewegungen aber auch für die faziellen Beziehungen NE-Ungarns mit dem Dinarischen Raum verantwortlich. Ob Teile des Grazer Paläozoikums ursprünglich mit diesen Einheiten verbunden waren und ein versprengtes exotisches Terran innerhalb des Ostalpins darstellen, wird ohne die regionale Expertise von Sándor Kovács nur schwer zu lösen sein. Diese Aspekte wurden intensiv diskutiert: irgendwo im Gelände, auf der Hármaskút, der Außenstation des ungarischen Geologischen Dienstes im Bükkgebirge, bei Eger Stierblut und von Sanyi selbst gekochtem Gulyás, in den Instituten in Budapest und Leoben oder in Sanyis geliebtem Garten am Stadtrand von Budapest.

Als treuer Freund war Sándor Kovács für János Haas in den letzten 20 Jahren der engste wissenschaftliche Weggefährte. Nach vielen gemeinsamen Jahren beim ungarischen Geologischen Dienst führte sie ihre Arbeit in der Geologischen Forschungsgruppe an der Eötvös Loránd

entifically fruitful times together, not only in their Hungarian homeland, but also in the surrounding Alpidic regions, from the Alps to the Dinarides.

Sándor Kovács had a very strong relationship with the Romanian geologists, among them Marcian Bleahu, Gheorghe Mantea, Sever Bordea, and Eugen Grădinaru, who were close friends. This relationship developed from their favourite cooperation subject, namely the correlation of the Triassic of the Tisza Megaterrane. Sanyi organised unforgettable field excursions to the Mecsek, Villany, Bükk, and Aggtelek Hills. Fired up by delicious red wine (Egry Bikavér) the evening discussions opened up interesting possibilities for the correlation of the Triassic, as well as attractive and exciting plate tectonic models. On the other hand, in the course of field trips organised by the Romanian colleagues in the Apuseni Mountains, of such great importance to him Sanyi obtained deep insights into the development of the Triassic in this region of great significance for the Tisza Megaterrane. The Romanian colleagues also remember, however, with pleasure the meetings in Sanyi's home, where within his family circle they were spoiled by his wife Erzsebet with traditional Hungarian home cooking, primarily with delicious gulyás.

The life of Sándor Kovács was inseparable from his work and calling as a geologist. His regional focus was the Circum-Pannonian region, the scientific problems of which he made his own and attempted to solve with his enormous personal work commitment in large-scale international cooperation projects. His easily approachable manner, always ready to communicate, his diplomacy and capacity to unite varying interests, as well as his efficiency in bringing together regionally disparate data and observations, rapidly led to scientific relationships and personal friendships with all colleagues working on similar themes. This made him an enthusiastic promoter of regional projects, from which valuable syntheses for the geology of the entire Circum-Pannonian region were distilled.

Due to his unexpected death, many questions he had already addressed could not be answered, and many studies not be completed. Nevertheless, what he was able to achieve is of inestimable value for the study of the geology and the geodynamic development of Hungary, as well as of the surrounding regions, and serves as the pioneering effort for future efforts. Questions he had already brought up and which remain open should be a mandate for all his colleagues and friends who will forever remember Sándor Kovács not only as an extraordinary scientist, but also, thanks to his outgoing and friendly personality, but as a person and friend as well.

Translated from the German original by
Henry M. Lieberman of Houston, USA,
one of Sanyi's many
friends and colleagues

Universität wieder zusammen. Dabei stand die stratigraphische und sedimentologische Bearbeitung vieler ungarischer Lokalitäten, der Jura Nordungarns und die Problematik der triassischen und jurassischen tektonostratigraphischen Terrane des Circumpannonischen Raumes im Vordergrund. In diesem Umfeld erlebten sie schöne und wissenschaftlich erfolgreiche gemeinsame Zeiten, nicht nur in ihrem ungarischen Heimatland, sondern auch den umliegenden alpidischen Regionen von den Alpen bis zu den Dinariden.

Sándor Kovács hatte zu den rumänischen Geologen, unter denen Marcian Bleahu, Gheorghe Mantea, Sever Bordea und Eugen Grădinaru zu engen Freunde zählten, eine tiefe Beziehung. Diese entwickelte sich aus ihrem bevorzugten Kooperationsthema, der Korrelation der Trias im Tisza Megaterran. Sanyi organisierte unvergessliche Exkursionen in das Mecsek-, Villany-, Bükk- und Aggtelek-Bergland. Belebt durch köstlichen Rotwein (Egry Bikavér) eröffneten die abendlichen Diskussionen interessante Möglichkeiten für die Triaskorrelation sowie attraktive und aufregende plattentektonische Modelle. Andererseits erlangte Sanyi auf den von den rumänischen Kollegen veranstalteten Exkursionen in das für ihn so wichtige Apusenigebirge einen tiefen Einblick in die Triasentwicklung dieser für das Tisza-Megaterran so bedeutenden Region. Die rumänischen Kollegen erinnern sich aber auch gerne an die Treffen in Sanyis Heim, bei denen sie im Kreis der Familie von seiner Gattin Erzsébet mit traditioneller ungarischer Hausmannskost, allem voran mit köstlichem Gulyás, verwöhnt wurden.

Das Leben von Sándor Kovács war von seiner Arbeit und Berufung zur Geologie nicht zu trennen. Sein regionaler Fokus war der Circumpannonische Raum, dessen wissenschaftliche Probleme er zu seiner Sache machte und versuchte, sie mit enormem persönlichem Arbeitseinsatz in groß angelegten internationalen wissenschaftlichen Kooperationen zu lösen. Seine leicht zugängliche, immer zur Kommunikation bereite Art, Diplomatie und Fähigkeit, unterschiedliche Interessen zu vereinen, sowie seine Effizienz bei der Zusammenführung regional weit verstreuter Beobachtungen/Daten eröffneten ihm rasch wissenschaftliche Beziehungen und persönliche Freundschaft zu allen KollegInnen, die an ähnlichen Fragestellungen arbeiteten. Das machte ihn zum enthusiastischen Promotor regionaler Projekte, aus denen wertvolle Synthesen für die Geologie der gesamten Circumpannonischen Region hervorgingen.

Durch seinen unerwarteten Tod konnte eine Vielzahl bereits angedachter Fragestellungen und Arbeiten nicht mehr gelöst und abgeschlossen werden. Trotzdem ist das, was er vollenden konnte, von außergewöhnlichem Wert für die Erforschung der Geologie und der geodynamischen Entwicklung Ungarns sowie der umliegenden Regionen und für zukünftige Arbeiten richtungsweisend. Schon ange dachte und offene Fragen sollen Auftrag für alle seine Kollegen und Freunde sein, denen Sándor Kovács nicht nur als außergewöhnlicher Wissenschaftler, sondern aufgrund seiner lebenswerten und netten Persönlichkeit auch als Mensch und Freund immer in Erinnerung bleiben wird!

FRITZ EBNER (Leoben),
JÁNOS HAAS (Budapest),
EUGEN GRĂDINARU (Bukarest)

List of Publications/Publikationsverzeichnis Sándor Kovács

- BALOGH, K. & KOVÁCS, S. (1976): Sphinctozoa from the Wetterstein reef limestone of Alsóhegy Mount (South Gemericum, West Carpathians, Northern Hungary). – *Acta Miner. Petr. Szeged*, **22**, 297–310, Szeged.
- KOVÁCS, S. (1977): New conodonts from the North Hungarian Triassic. – *Acta Miner. Petr. Szeged*, **23**, 77–90, Szeged.
- KOVÁCS, S. (1978): New sphinctozoan sponges from the North Hungarian Triassic. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1978**, 685–697, Stuttgart.
- KOVÁCS, S. (1978): Newer calcareous sponges from the Wetterstein reef limestone of Alsóhegy Karstplateau (Silica nappe, Western Carpathians, North Hungary). – *Acta Miner. Petr. Szeged*, **23**, 299–317, Szeged.
- KOVÁCS, S. (1979): Geological buildup of the Hungarian part of the South Gemericum Alsóhegy - Silica Nappe, West Carpathians (A dél-gömöri Alsóhegy magyarországi részének földtani felépítése). – *Ősl. Viták*, **24**, 33–58 (in Hungarian), Budapest.
- GUPTA, V.J., KOVÁCS, S. & ORAVECZ-SCHEFFER, A. (1980): Upper Triassic Microfossils from Northeastern Kumaun Himalaya, India. – *Recent Researches in Geology*, **6** (1978), 582–593, Delhi.
- KOVÁCS, S. (1980): Palaeogeographical significance of the Triassic Hallstatt Limestone facies in the North Alpine facies region - Korreferatums kritika (A triász hallstatti mészkő fácies ösföldrajzi jelentősége az alsótriász régióban - Kritikai korreferátum). – *Földt. Közl.*, **110**, 360–381 (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S. & KOZUR, H. (1980): Some remarks on Middle, Upper Triassic platform conodonts. – *Recent Researches in Geology*, **6** (1978), 541–581, Delhi.
- KOVÁCS, S. & KOZUR, H. (1980): Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihen Conodonten) der Mittel- und Obertrias. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **10**, 47–78, Innsbruck.
- KOVÁCS, S., KOZUR, H. & MIETTO, P. (1980): *Gondolella pseudolonga* n. sp. (Conodontophorida) an important Lower Ladinian guide form. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **10**, 217–221, Innsbruck.
- MOLNÁR, B., SZÓNOKY, M. & KOVÁCS, S. (1980): Diagenetic lithification processes of recent hypersaline dolomites on the Danube-Tisza-Interfluve. – *Acta Miner., Petr. Szeged*, **24**, 315–337, Szeged.
- SZABÓ, I., KOVÁCS, S., LELKES, GY. & ORAVECZ-SCHEFFER, A. (1980): Stratigraphic investigation of a Pelsonian-Fassanian section at Felsőörs (Balaton Highland, Hungary). – *Riv. Ital. Paleont.*, **85**, 789–806, Milan.
- BALOGH, K. & KOVÁCS, S. (1981): The Triassic sequence of the borehole Szőlőárdó 1, N Hungary (A Szőlőárdó-1. sz. fúrás). – *MÁFI Évi Jel.*, **1979**-ről, 39–63 (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1981): Lower Devonian conodonts from the Strázsahegy, near Nekézseny, Uppony Mts. - N Hungary (Alsó-devon Conodonták a nekézsenyi Strázsahegről). – *MÁFI Évi Jel.*, **1979**, 65–79 (in Hungarian), Budapest.
- MOLNÁR, B., SZÓNOKY, M. & KOVÁCS, S. (1981): Recens hiperszalín dolomitok diagenetikus, litifikációs folyamatai a Duna-Tisza közén. – *Földt. Közl.*, **111**, 119–144 (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1982): Problems of the „Pannonian Median Massif“, the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic, Early Mesozoic isopic zones. – *Geol. Rundschau*, **71**, 617–640, Stuttgart.
- KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S. & PÉRÓ, CS. (1983): A Keleti-Kárpátok szerkezete. – *Ált. Földt. Szemle*, **18**, 3–75 (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1983): On the evolution of *excelsa* stock in the Upper Ladinian, Carnian (Conodonta, genus *Gondolella*, Triassic). – In: ZAPPE, H. (Ed.): *Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys Trias*. – *Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, **5**, 107–120, Wien.
- KOVÁCS, S. (1983): Results of conodont investigations in Hungary until 1981 (A magyarországi Conodonta-vizsgálatok eddigi eredményei). – *Ősl. Viták*, **30**, 73–111 (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1983): Major tectonic outline of the Alps (Az Alpok nagyszerkezeti áttekintése). – *Ált. Földt. Szemle*, **18**, 77–155 (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1983): The Tisia Problem, the Plate Tectonic concept. Contributions based on the distribution of Early Mesozoic Facies Zones. – *Ann. Inst. Geol. Geof.*, **60**, 75–83, Bucharest.
- KOVÁCS, S. & PÉRÓ, CS. (1983): Tectonic front of a Dinaric-type Paleozoic in North Hungary. – *Ann. Inst. Geol. Geof.*, **60**, 85–94, Bucharest.
- KOVÁCS, S. & PÉRÓ, CS. (1983): Report on stratigraphical investigation in the Bükkium (Northern Hungary). – In: SASSI, F.P. & SZEDRŐKÉNYI, T. (Eds.): *IGCP Project 5*. – *Newsletter*, **5**, 58–65, Padua – Budapest.
- KOVÁCS, S. & VETŐNÉ ÁKOS, É. (1983): On the age, petrology of the basic volcanics in the Uppony Mts., NE Hungary (Adatok az uppony-hegységi bázisos vulkanitok korához). – *MÁFI Évi Jel.*, **1981**, 177–199 (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S., KOZUR, H. & MOCK, R. (1983): Relations between the Szendrő-Uppony, Bükk Paleozoic in the light of the latest micropaleontological investigations (A szendrő-upponyi, a bükki paleozoikum kapcsolata az új mikropaleontológiai vizsgálatok tükrében). – *MÁFI Évi Jel.*, **1981**, 155–175 (in Hungarian), Budapest.
- KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S. & PÉRÓ, CS. (1984): Tanulmányút a Pieniny-Szirtőben, a Lengyel-Tátrában. – *Ált. Földt. Szemle*, **20**, 103–145 (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1984): Tisia-probléma, lemeztectonika, kritikai elemzés a koramezozoós fácieszónák eloszlás alapján. – *Földt. Kut.*, **27**, 55–72 (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1984): Beszámoló az IGCP 4. sz. projektjének (A Tethys régió triász), az IUGS Triász Albizottságának munkaértekezletéről. – *Földt. Közl.*, **114**, 127–131 (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1984): Comments on the proposed Triassic Time Scale. – *Albertiana*, **2**, 6–7, Utrecht.
- KOVÁCS, S. (1984): North Hungarian Triassic Facies Types: A review. – *Acta Geol. Hung.*, **27**, 251–264, Budapest.
- LELKESNÉ FELVÁRI, GY., KOVÁCS, S. & MAJOROS, GY. (1984): Lower Devonian pelagic limestone in borehole Kékkút 4, Bakony Mts. (Alsó-devon pelágikus mészkő a Kékkút-4. sz. fúrásban). – *MÁFI Évi Jel.*, **1982**, 289–315 (in Hungarian), Budapest.
- NICORA, A. & KOVÁCS, S. (1984): Conodont fauna from the Rotelliformis, Meeki, Occidentalis zones (Middle Triassic) of the Humboldt Range, Nevada, Western-North America. – *Riv. It. Paleont. Strat.*, **90**, 135–164, Milan.
- HAAS, J. & KOVÁCS, S. (1985): Lithostratigraphical subdivision of the Hungarian Triassic. – *Albertiana*, **4**, 5–15, Utrecht.
- KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. (1985): Permian–Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. – *Acta Geol. Hung.*, **28**, 71–84, Budapest.
- ÁRKAI, P. & KOVÁCS, S. (1986): Diagenesis, regional metamorphism of the Mesozoic of Aggtelek-Rudabánya Mountains (Northeast Hungary). – *Acta Geol. Hung.*, **29**, 349–373, Budapest.
- BUDAI, T. & KOVÁCS, S. (1986): Contribution to the stratigraphy of the Rezi Dolomite Formation - *Metapolygnathus slovakensis*, Conodonta, Upper Triassic, from the Keszthely Mts., W Hungary (A Rezi Dolomit rétegtani helyzete a Keszthelyi-hegységben). – *MÁFI Évi Jel.*, **1984**, 175–191 (in Hungarian and in English), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1986): Das erste halbe Jahrhundert der Trias-Stratigraphie (A triász rétegtan másfél évszázada). – *Földt. Közl.*, **116**, 79–82 (in Ungarisch), Budapest.

- KOVÁCS, S. (1986): Zum Zentenerium der Deckentheorie (A takaróelmélet centenáriuma). – Földt. Közl., **116**, 2, 173–177 (in Ungarisch, deutsche Zusammenfassung), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1986): Conodont-biostratigraphical, microfacies investigations in the Hungarian part of the Northeastern Rudabánya Mts. (Conodonta-biosztratiográfiai, mikrofáciás vizsgálatok a Rudabányai-hegység ÉK-i részén). – MÁFI Évi Jel., **1984**, 193–244 (in Hungarian, English summary), Budapest.
- KOVÁCS, S. & PAPSOVÁ, J. (1986): Conodonts from the *Paraceratites binodosus* Zone (Middle Triassic) from the Mecsek Mts., Southern Hungary, from the Choč nappe of the Low Tatra Mts., Czechoslovakia. – Geol. Zborn., Geol. Carpath., **37**, 59–74, Bratislava.
- KOVÁCS, S. (1987): Olisztosztrómák, egyéb, vízalatti gravitációs tömegszállítással kapcsolatos üledékek az, zakmagyarországi paleo-mezozoikumban. I. – Földt. Közl., **117**, 61–69 (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1987): Az Alföld medencealjazatának lemeztektonikai helyzete, kapcsolatai. – In: SZEDERKÉNYI, T. (Ed.): Az Alföld medencealjazatának szerkezetfejlődése. – MTA Szegei Akadémiai Bizottságának Kiadványai, 17–28 (in Hungarian), 3 ábra, Szeged.
- KOVÁCS, S. & ÁRKAI, P. (1987): Conodont alteration in metamorphosed limestones from northern Hungary, its relationship to carbonate texture, illite crystallinity, vitrinite reflectance. – In: AUSTIN, R.L. (Ed.): Conodonts: Investigative techniques, applications. – 209–229, Chichester (Ellis Horwood Ltd.).
- KOVÁCS, S. (1988): Olistostromes and other deposits connected to subaqueous mass-gravity transport in the North Hungarian Paleozoic. – Acta Geol. Hung., **31**, 265–287, Budapest.
- KOVÁCS, S., LESS, GY., PIROS, O. & RÓTH, L. (1988): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység triász formációi. – MÁFI Évi Jel., **1986**, 19–43 (in Hungarian), Budapest.
- PEŠIĆ, L., RAMOVŠ, A., SREMAC, J., PANTIĆ-PRODANOVIĆ, S., FILIPOVIĆ, I., KOVÁCS, S. & PELIKÁN, P. (1988): Upper Permian deposits of the Jadar region, their position within the western Paleotethys. – Mem. Soc. Geol. It., **34** (1986), 211–219, Rome.
- RIEDEL, P., SENOWBARI-DARYAN, B., KOVÁCS, S. & PELIKÁN, P. (1988): The age of the Bányahegy reef limestone, Bükk Mts., NE Hungary (A bányahegy zátonymésző (Bükk-hegység) kora). – MÁFI Évi Jel., **1986**, 105–115 (in Hungarian), Budapest.
- KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. (1989): Triassic, Jurassic oceanic/para-oceanic belts in the Carpathian-Pannonian region, its surroundings. – In: ŠENGÖR, A.M.C. (Ed.): Tectonic Evolution of the Tethyan Region. – 77–92, Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- KOVÁCS, S. (1989): Major events of the tectono-sedimentary evolution of the North Hungarian Paleozoic-Mesozoic: History of the northwestern termination of the Late Paleozoic, Early Mesozoic Tethys. – In: ŠENGÖR, A.M.C. (Ed.): Tectonic Evolution of the Tethyan Region. – 93–108, Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- KOVÁCS, S. (1989): Devonian olistostrome with limestone olistoliths, volcanic matrix from Strázsza Hill, Uppony Mts., northeastern Hungary. – N. Jb. Geol. Palont. Mh., **1989**, 109–127, Stuttgart.
- KOVÁCS, S. (1989): Geology of North Hungary: Paleozoic, Mesozoic terrains. – In: 21st European Micropaleontological Colloquium. – Guidebook, 15–36, Budapest.
- KOVÁCS, S., CSÁSZÁR, G., GALÁCZ, A., HAAS, J., NAGY, E. & VÖRÖS, A. (1989): The Tisza Superunit was originally part of the North Tethyan (European) Margin. – In: NAIRN, A.E.M. (Ed.): Results of the IGCP Project 198 (Evolution of Northern Margin of the Tethys), Vol. II. – Mem. Soc. Géol. France, N. S., **154**, 81–100, Paris.
- KOVÁCS, S., LESS, GY., PIROS, O., RÉTI, ZS. & RÓTH, L. (1989): Triassic formations of the Aggtelek-Rudabánya Mountains (Northeastern Hungary). – Acta Geol. Hung., **32**, Budapest.
- CSÁSZÁR, G., GALÁCZ, A., HAAS, J., KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S., NAGY-MAROSI, A., SZENTGYÖRGYI, K. & VÖRÖS, A. (1990): Paleogeography of the Pannonian Basin. – In: RAKÚS, M., DERCOURT, J. & NAIRN, A.E.M. (Eds.): Evolution of the Northern Margin of Tethys (The Results of IGCP Project 198), Vol. III. – Mem. Soc. Géol. France, N. S., **154**, 63–89, Paris.
- KOVÁCS, S. & ÁRKAI, P. (1990): Significance of conodont limestone texture alterations in recognition of the boundary between diagenesis, regional dynamothermal metamorphism, based on examples from the Aggtelek, Rudabánya Mts., NE Hungary (A Conodonta, mésző-szöveti elváltozások jelentősége a diagenézis, a regionális dinamotermális metamorfózis határának felismerésében, aggtelek-rudabányai-hegységi példák alapján). – MÁFI Évi Jel., **1987**, 215–235 (in Hungarian), 2, Budapest.
- KOVÁCS, S. & LELKES-FELVÁRI, GY. (1990): Stratigraphic correlation forms of Paleozoic units in Hungary. – Rend. Soc. Geol. It., **12** (1989), 295–303, Rome.
- KOVÁCS, S. & NAGY, G. (1990): Contributions to the age of the Avicula, Halobia limestones, Fekete-hegy Limestone Formation, in Pilis Mts., NE Transdanubian Central Range, Hungary (A Pilis-hegység aviculás, halobiás mészőösszetének kora). – MÁFI Évi Jel., **1987**, 95–129 (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S., NICORA, A., SZABÓ, I. & BALINI, M. (1990): Conodont biostratigraphy of Anisian/Ladinian Boundary Sections in the Balaton Upland (Hungary), in the Southern Alps (Italy). – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **118**, 171–195, Frankfurt a. M.
- EBNER, F., KOVÁCS, S. & SCHÖNLAUB, H.P. (1991): Das klassische Karbon in Österreich und Ungarn, ein Vergleich der sedimentären fossilführenden Vorkommen. – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Eds.): Jubiläumsschrift 20. Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1. – 263–294, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., HAAS, J. & KOVÁCS, S. (1991): Karnische Ostracoden und Conodonten der Bohrung Zsámbék-14 im Transdanubischen Mittelgebirge (Ungarn). – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Eds.): Jubiläumsschrift 20. Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1. – 193–219, Wien.
- GNOLI, M. & KOVÁCS, S. (1992): The oldest megafossils of Hungary: Silurian orthocone nautiloids from Strázsza Hill, Uppony Mts., NE Hungary (Magyarország legidősebb makrofossziliái: szilur orthocon Nautiloidea az Uppony-hegységi Strázszahegyről). – MÁFI Évi Jel., **1990**, 375–393 (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1992): Stratigraphy of the Szendrő-Uppony Paleozoic (Northeastern Hungary). – In: VOZÁR, J. (Ed.): Special Volume to the problems of the Paleozoic Geodynamic Domains. – IGCP Project No. 276, 93–108, GÜDS, Bratislava.
- KOVÁCS, S. (1992): Tethys western ends during the Late Paleozoic, Triassic, their possible genetic relationships. – Acta Geol. Hung., **35**, 329–369, Budapest.
- KOVÁCS, S. (1993): Conodont biostratigraphy of the Anisian/Ladinian boundary interval in the Balaton Highland, its significance in the definition of the boundary (Preliminary report). – Acta Geol. Hung., **36**, 39–57, Budapest.
- KOVÁCS, S. (1993): Conodonts of stratigraphic importance from the Anisian/Ladinian boundary interval of the Balaton Highland, Hungary. – Riv. It. Paleont. Strat., **99**, 473–514, Milan.
- BLEAHU, M., MANTEA, GH., HAAS, J., KOVÁCS, S., PÉRO, CS., BORDEA, S., PANIN, S., BÉRCZI-MAKK, A., STEFANESCU, M., KONRÁD, GY., NAGY, E., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., ŠIKIĆ, K. & TÖRÖK, Á. (1994): Triassic facies types, evolution, paleogeographic relations of the Tisza Megaunit. – Acta Geol. Hung., **37**, 187–234, Budapest.
- KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L., GÓCZÁN, F., ORAVECZ-SCHEFFER, A. & BUDAI, T. (1994): The Anisian/Ladinian boundary in the Balaton Highland, Hungary, a complex microbiostratigraphic approach. – Albertiana, **14**, 53–65, Utrecht.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSZTYN, L. & LEIN, R. (1995): Significance of Late Permian, Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine North Pannonian domain. – Tectonophysics, **242**, 19–40, Amsterdam.
- HAAS, J., KOVÁCS, S. & TÖRÖK, Á. (1995): Early Alpine shelf evolution in the Hungarian segment of the Tethys margin. – Acta Geol. Hung., **38**, 95–110, Budapest.
- SKOURTSIS-CORONEOU, V., TSELEPIDIS, V., KOVÁCS, S. & DOSZTÁLY, L. (1995): Triassic pelagic sedimentary evolution in some geotectonic units in Greece, Hungary: a comparison. – Proc. 15th Congress Carpatho-Balkan Geol. Assoc., Geol. Soc. Greece, Spec. Publ., **4**, 275–281, Thessaloniki.

- ÁRKAI, P., CSÁSZÁR, G., HAAS, J., HÁMOR, G., KOVÁCS, S., SZEDERKÉNYI, T., SZENTGYÖRGYI, K. & VÖLGYI, L. (1996): Stage of structural evolution, megastructural units (Szerkezetfejlődési szakaszok, nagyszerkezeti egységek). – In: HAAS, J. (Ed.): Magyarázó „Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával”, „Magyarország szerkezetföldtani térképe” című térképlapokhoz. – 75–128, 165–181 (in Hungarian), M. Áll. Földt. Int., Budapest.
- KOVÁCS, S. (1996): Magyarország nagyszerkezeti helyzete, geológiai környezetének fő vonásai. – In: HAAS, J. (Ed.): Magyarázó „Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával”, „Magyarország szerkezetföldtani térképe” című térképlapokhoz. – 43–73 (in Hungarian), M. Áll. Földt. Int., Budapest.
- KOVÁCS, S., PAPŠOVÁ, J. & PERRI, M.C. (1996): New Middle Triassic conodonts of the *Gondolella szabói*, *G. trammeri* lineage from the West Carpathian Mts., from the Southern Alps. – Acta Geol. Hung., **39**, 103–128, Budapest.
- VÖRÖS, A., SZABÓ, I., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L. & BUDA, T. (1996): The Felsőörs section: a possible stratotype for the base of the Ladinian stage. – Albertiana, **17**, 25–40, Utrecht.
- EBNER, F., KOVÁCS, S. & SCHÖNLAUB, H.P. (1997): Szendrői-, Upponyi-hegység paleozoikumának összehasonlítása a Karni-Alpok, Déli-Karavánkák paleozoikumával, a Grazi-paleozoikumával. – In: HAAS, J. (Ed.): Fülöp József-emlékkönyv. – 157–177 (in Hungarian), Akad. Kiadó, Budapest.
- KOVÁCS, S. (1997): Middle Triassic Rifting, Facies Differentiation in Northeast Hungary. – In: SINHA, A.K. (Ed.): Geodynamic Domains in the Alpine-Himalayan Tethys. – 375–397, Oxford – New Delhi – Calcutta (IBH Publishing Co. Pvt. Ltd.).
- DOSZTÁLY, L., GULÁCSI, Z. & KOVÁCS, S. (1998): Az, zak-magyarországi jura képződmények rétegtana. – In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (Eds.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. – 309–318 (in Hungarian), MOL Rt., MÁFI Kiadv. Budapest.
- EBNER, F., KOVÁCS, S. & SCHÖNLAUB, H.P. (1998): Stratigraphic, facial correlation of the Szendrő-Uppony Paleozoic (NE Hungary) with the Carnic Alps, South Karawanken Mts., Graz Paleozoic (Southern Alps, Central Eastern Alps); some paleogeographic implications. – Acta Geol. Hung., **41**, 355–388, Budapest.
- KOVÁCS, S. (1998): Events preceding the opening of the Mesozoic Tethys in the East Mediterranean Region. – In: PAPANIKOLAOU, D. & SASSI, F.P. (Eds.): IGCP Project No. 276, Newsletter No. 6. – Spec. Publ. Geol. Soc. Greece, **3**, 122–139, Athens.
- KOVÁCS, S. (1998): A Szendrői-, az Upponyi-hegység paleozoós képződményeinek rétegtana. – In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (Eds.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. – 107–117 (in Hungarian), MOL Rt., MÁFI Kiadv., Budapest.
- KOVÁCS, S. (1998): Az, zak-magyarországi triász képződmények rétegtana. – In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (Eds.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. – 245–251 (in Hungarian), MOL Rt., MÁFI Kiadv., Budapest.
- KOVÁCS, S. & HIPS, K. (1998): A Bükk-, az Aggteleki-hegység újpaleozoós képződményeinek rétegtana. – In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (Eds.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. – 149–153 (in Hungarian), MOL Rt., MÁFI Kiadv., Budapest.
- KOVÁCS, S., SZEDERKÉNYI, T., ÁRKAI, P., BUDA, GY., LELKES-FELVÁRI, GY. & NAGYMAROSY, A. (1998): Explanation to the Terrane Map of Hungary. – In: PAPANIKOLAOU, D. (Ed.): IGCP Project No. 276, Terrane Maps, Terrane Descriptions. – Ann. Geol. Pays Helleniques, **37** (1996/1997), 271–330, Athens.
- DIMITRIJEVIĆ, M.N., DIMITRIJEVIĆ, M.D., KARAMATA, S., SUDAR, M., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L., GULÁCSI, Z. & PELIKÁN, P. (1999): Olistostrome/melanges in Yugoslavia, Hungary: An overview of the problems, preliminary comparison. – Geol. Carpath., Spec. Issue, **50**, 147–149, Bratislava.
- BREZSNYÁNSZKY, K., HAAS, J., KOVÁCS, S. & SZEDERKÉNYI, T. (2000): Geology of Hungary 2000. Basement Geology. A short introduction. – Hung. Geol. Inst., **8** S., Budapest.
- HAAS, J., MIOČ, P., PAMIĆ, J., TOMLIJENIĆ, B., ÁRKAI, P., BÉRCZI-MAKK, A., KOROKNAI, B., KOVÁCS, S. & RALISCH-FELGENHAUER, E. (2000): Complex structural pattern of the Alpine-Dinaridic-Pannonian triple junction. – Int. J. Earth. Sci., **89**, 377–389, Stuttgart.
- KOVÁCS, S., SZEDERKÉNYI, T., HAAS, J., BUDA, GY., CSÁSZÁR, G. & NAGYMAROSY, A. (2000): Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. – Acta Geol. Hung., **43**, 225–328, Budapest.
- PROTIĆ, L., FILIPOVIĆ, I., PELIKÁN, P., JOVANOVIĆ, D., KOVÁCS, S., SUDAR, M., HIPS, K., LESS, GY. & CVJIČIĆ, R. (2000): Correlation of the Carboniferous, Permian, Triassic sequences of the Jadar Block, Sana-Una, „Bükkium” terranes. – In: KARAMATA, S. & JANKOVIĆ, S. (Eds.): Proceedings of the International Symposium „Geology, Metallogeny of the Dinarides, the Vardar Zone”. – 61–69, Banja Luka.
- HAAS, J. & KOVÁCS, S. (2001): The Dinaridic-Alpine connection, as seen from Hungary. – Acta Geol. Hung., **44**, 345–362, Budapest.
- HAAS, J., HÁMOR, G., JÁMBOR, Á., KOVÁCS, S., NAGYMAROSY, A. & SZEDERKÉNYI, T. (2001): Geology of Hungary. – 317 S., Budapest (Eötvös University Press).
- DOSZTÁLY, L., JÓZSA, S., KOVÁCS, S., LESS, GY., PELIKÁN, P. & PÉRO, CS. (2002): North-East Hungary. Post Congress Excursion C, 1st Day Programme. – In: VOZÁR, J., VOJTKO, R. & SLIVA, L. (Eds.): Guide to Geological Excursions. XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, Slovak Republik. – 104–117, Státny Geologický Ústav Dionyza Stúra, Bratislava.
- LESS, GY., GULÁCSI, Z., KOVÁCS, S., PELIKÁN, P., PENTELENYI, L., REZESSY, A. & SÁSDI, L. (2002): Geological map of the Bükk Mts (A Bükk-hegység földtani térképe), 1:50.000. – Geol. Inst. Hungary, Budapest.
- PAMIĆ, J., KOVÁCS, S. & VOZÁR, J. (2002): The internal Dinaridic fragments into collage of the South Pannonian Basin. – Geol. Carpath., **53**, Spec. Issue, Proc. 17th Carpatho-Balkan Geol. Congr., 55–61, Bratislava.
- PÉRO, CS., KOVÁCS, S., LESS, GY. & FODOR, L. (2002): Tectonic setting of the Triassic Hallstatt (s.l.) facies in NE Hungary. – Geol. Carpath., **53**, Spec. Issue, Proc. 17th Carpatho-Balkan Geol. Congr., 24–25, Bratislava.
- DIMITRIJEVIĆ, M.N., DIMITRIJEVIĆ, M.D., KARAMATA, S., SUDAR, M., GERZINA, N., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L., GULÁCSI, Z., LESS, GY. & PELIKÁN, P. (2003): Olistostrome/melanges, an overview of the problems, preliminary comparison of such formations in Yugoslavia, NE Hungary. – Slovak. Geol. Mag., **9**, 23–40, Bratislava.
- FILIPOVIĆ, I., JOVANOVIĆ, D., SUDAR, M., PELIKÁN, P., KOVÁCS, S., LESS, GY. & HIPS, K. (2003): Comparison of the Variscan, Early Alpine evolution of the Jadar Block (NW Serbia), „Bükkium” (NE Hungary) terranes: some paleogeographic implications. – Slovak. Geol. Mag., **9**, 3–21, Bratislava.
- KOVÁCS, S. (2003): Conodont biostratigraphy. – In: VÖRÖS, A. (Ed.): The Pelsonian Substage on the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary). – Geol. Hung., Ser. Palaeont., **55**, 34–38, Budapest.
- KOVÁCS, S. (2003): Pelsonian conodonts from the Balaton Highland. – In: VÖRÖS, A. (Ed.): The Pelsonian Substage on the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary). – Geol. Hung., Ser. Palaeont., **55**, 159–177, Budapest.
- PÉRO, CS., KOVÁCS, S., LESS, GY. & FODOR, L. (2003): Geological setting of Triassic „Hallstatt” (s.l.) facies in NE Hungary. – Ann. Univ. Sci. Budapest, Section Geol., **35**, 58–60, Budapest.
- JÓZSA, S. & KOVÁCS, S. (2004): Darnói, Szarvaskői komplexumok. – In: HAAS, J. (Ed.): Magyarország geológiája. Triász. – 184–191 (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S., BREZSNYÁNSZKY, K., HAAS, J., SZEDERKÉNYI, T., EBNER, F., PAMIĆ, J., TOMLIJENIĆ, B., GAETANI, M., VAI, G.-B., KRÄUTNER, H.G., KARAMATA, S., KRISTIĆ, B., VOZÁR, J., VOZÁROVÁ, A. & MIOČ, P. (Eds.) (2004): Tectonostratigraphic terrane, paleoenvironment maps of the Circum-Pannonian region, 1:2.500.000: A: Variscan preflysch (Devonian, Early Carboniferous) environments, B: Late Variscan (Latest Carboniferous, Early Permian) environments, C: Initial Neotethyan rifting (Middle, Late Triassic) environments, D: Maximum Neotethyan spreading (Middle Jurassic) environments. – Hung. Geol. Inst., Budapest.
- KOVÁCS, S., LESS, GY., HIPS, K., PIROS, O. & JÓZSA, S. (2004): Aggteleki-Rudabányai egységek. – In: HAAS, J. (Ed.): Magyarország geológiája. Triász, 197–288 (in Hungarian), Budapest.

- LESS, GY., MELLO, J. (EDS.), ELEČKO, M., KOVÁCS, S., PELIKÁN, P., PENTELÉNYI, L., PEREGI, Zs., PRISTÁŠ, J., RADÓCZ, GY., SZENTPÉTERY, I., VASS, D., VOZÁR, J. & VOZÁROVÁ, A. (2004): Geological Map of the Gemer-Bükk Area 1:100.000. – Hung. Geol. Inst., Budapest.
- HAAS, J., GÖRÖG, Á., KOVÁCS, S., OZSVÁRT, P. & PELIKÁN, P. (2005): Displaced Jurassic foreslope and basin deposits of Dinaridic origin in North Hungary. – 7th Workshop on Alpine Geological Studies, Opatija, Abstract Vol., 41–42, Zagreb.
- KOVÁCS, S., ÁRKAI, P. & HAAS, J. (2005): Jakob Pamic's contribution to the Hungarian geology. – Acta Geol. Hung., **48**, 123–131, Budapest.
- KOVÁCS, S., BÓNA, J. & RÁLISCH-FELGENHAUER, E. (2005): Middle Anisian (Pelsonian) platform conodonts from the Triassic of the Villány Hills, South Hungary. – Acta Geol. Hung., **48**, 107–115, Budapest.
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L., KOVÁCS, S., CSONTOS, L. & PÉRO, Cs. (2005): Deformation of metamorphic (Torna?) and non-metamorphic (Bódva) Mesozoic sequences in the central part of Rudabánya Hills, NE Hungary. – Geolines, **19**, 73–74, Praha.
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L., KOVÁCS, S., CSONTOS, L. & PÉRO, Cs. (2005): Tectonic position of Torna s.s. and Bódva Units in the central part of Rudabánya Hills, NE Hungary. – In: TOMLJENOVIC, B., BALEN, D. & VLAHOVIC, I. (Eds.): 7th Workshop on Alpine Geological Studies, Opatija. – Abstract Vol., 53–54, Zagreb.
- KOVÁCS, S. & RÁLISCH-FELGENHAUER, E. (2005): Middle Anisian (Pelsonian from the Triassic of the Mecsek Mts., South Hungary), their taxonomy, stratigraphic significance. – Acta Geol. Hung., **48**, 69–105, Budapest.
- KOVÁCS, S., JÓZSA, S., GULÁCSI, Z., DOSZTÁLY, L.B., ÁRGYELÁN, G., FORIÁN-SZABÓ, M. & OZSVÁRT, P. (2005): Permo-Mesozoic Formations of the Darnó Hill Area, NE Hungary – a displaced fragment of the Inner Hellenidic – Inner Dinaridic accretionary complexes. – 7th Workshop on Alpine Geological Studies, Zagreb, 51–52, Zagreb.
- LESS, GY., KOVÁCS, S., PELIKÁN, P. (ED.), PENTELÉNYI, A. & SÁSDI, L. (2005): Geology of the Bükk mountains (A Bükk-hegység földtana). – Magyar Állami Földtani Intézet Kiadv., 284 S., Budapest.
- EBNER, F., RANTITSCH, G., RUSSEGGER, A., VOZÁR, A. & KOVÁCS, S. (2006): A three component (organic carbon, pyritic sulphur, carbonate content) model as a tool for lithostratigraphic correlation of Carboniferous sediments in the Alpine – Carpathian – North Pannonian Realm. – Geol. Carpath., **57**, 243–256, Bratislava.
- ERCEGOVAC, M. & KOVÁCS, S. (2006): New vitrinite reflectance data from the Paleozoic of Szendrő and Uppony Units, „Bükkium“ s.l., NE Hungary. – In: Proc. 18th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Ass., 132–135, Belgrade.
- HAAS, J., GÖRÖG, Á., KOVÁCS, S., OZSVÁRT, P., MATYÓK, I. & PELIKÁN, P. (2006): Displaced Jurassic foreslope and basin deposits of Dinaridic origin Northeast Hungary. – Acta Geol. Hung., **49**, 197–200, Budapest.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KARAMATA, S., SUDAR, M., GAWLICK, H.-J., GRÁDINARU, E., MELLO, J., POLÁK, M., HALAMIĆ, J., TOMLJENOVIC, B. & OGORELEC, B. (2006): Jurassic Environments in the Circum-Pannonian Region. – Proc. 18th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Ass., 201–204, Belgrade.
- KOVÁCS, S., RÁLISCH-FELGENHAUER, E. & BÓNA, J. (2006): Conodont colour alteration related to a half-graben structure: an example from the Mesozoic of the Mecsek, Villány Hills area (Tisza Megainit, Southern Hungary). – Geol. Carpath., **57**, 257–268, Bratislava.
- PAPANIKOLAOU, D., MIGIROS, G., GULÁCSI, Z. & KOVÁCS, S. (2006): A diverticulation model for the Szarvaskő ophiolite complex in the western part of the Bükk Mts. – In: Proc. 18th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Ass. – 429–431, Belgrade.
- PAPANIKOLAOU, D., MIGIROS, G., KOVÁCS, S. & GULÁCSI, Z. (2006): Re-interpretation of the Bükk tectono-stratigraphy from the Bükk platform to Bükk basin and the Szarvaskő Ocean. – In: Proc. 18th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Ass. – 432–434, Belgrade.
- SUDAR, M. & KOVÁCS, S. (2006): Metamorphosed and ductilely deformed conodonts from Triassic limestones situated beneath ophiolite complexes: Kopaonik Mts. (Serbia) and Bükk Mountains (NE Hungary) – a preliminary comparison. – Geol. Carpath., **57**, 157–176, Bratislava.
- SUDAR, M., KOVÁCS, S., HAAS, J., KARAMATA, S., GAWLICK, H.-J., GRÁDINARU, E., PÉRO, Cs., MELLO, J., POLÁK, M., TOMLJENOVIC, B., OGORELEC, B. & KOLAR-JURKOVŠEK, T. (2006): Triassic environments in the Circum-Pannonian region related to the initial Neotethyan rifting stage. – Proc. 18th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Ass., 609–614, Belgrade.
- VOZÁROVÁ, A., EBNER, F., KOVÁCS, S., KRÄUTNER, H.G., SZEDERKÉNYI, T., KRSTIĆ, B., SREMAC, J., TOMLJENOVIC, B. & NOVAK, M. (2006): Late Variscan (latest Carboniferous – early Permian) late- and post-orogenic environments in the Circum Pannonian Region. – Proc. 18th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Ass., 651–654, Belgrade.
- EBNER, F., VOZÁROVÁ, A. & KOVÁCS, S. (2007): Die variszische Orogenese im Circum-Pannonischen Raum – reflektiert an Devon-Karbon-Sedimenten. – Jb. Geol. B.-A., **147**, 315–329, Wien.
- EBNER, F., VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J. & KOVÁCS, S. (2008): Late and post-Variscan palaeogeographic and tectonic evolution of the ALCAPA-region. – 33rd Int. Geol. Congr., EUR-18, Abstract, CD-Rom, Oslo.
- EBNER, F., VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J. & KOVÁCS, S. (2008): Late and post-Variscan sedimentary evolution in the ALCAPA-region. – Journal of Alpine Geology, **49**, 20–21, Wien.
- EBNER, F., VOZÁROVÁ, A., KOVÁCS, S., KRÄUTNER, H.G., KRSTIĆ, B., SZEDERKÉNYI, T., JAMIĆIĆ, D., BALEN, D., BELAK, M. & TRAJANOVA, M. (2008): Devonian–Carboniferous pre-flysch and flysch environments in the Circum-Pannonian Region. – Geol. Carpath., **59**, 159–195, Bratislava.
- KOVÁCS, S., GAWLICK, H.-J., HAAS, J., MISSONI, S., OZSVÁRT, P. & SUZUKI, H. (2008): New Triassic and Jurassic biostratigraphic constraints for precision of the age of Darnó ophiolitic mélange (NE Hungary). – Journal of Alpine Geology, **49**, 57, Wien.
- KOVÁCS, S., HAAS, J., SZEBÉNYI, G., GULÁCSI, Z., JÓZSA, S., PELIKÁN, P., BAGOLY-ÁRGYELÁN, G., GÖRÖG, Á., OZSVÁRT, P., GECSE, Zs. & SZABÓ, I. (2008): Permo-Mesozoic formations of the Recsk-Darnó Hill area: stratigraphy and structure of the Pre-Tertiary basement of the Paleogene Recsk Ore Field. – In: FÖLDESSY, J. & HARTAI, É. (Eds.): Recsk and Lahóka, geology of the Paleogene ore complex. – Geosciences Ser. A, Mining, **73**, 33–56, Miskolc (Publ. Univ. Miskolc)
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L. & KOVÁCS, S. (2008): A Rudabányai-hegység jura képződményeinek szerkezeti helyzete és üledékes kapcsolata – régi koncepciók áttekintése és új munkahipotézis. – A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2006-ról, 97–119 (in Hungarian), Budapest.
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L., JUDIK, K., NÉMETH, T., BALOGH, K. & KOVÁCS, S. (2009): Deformation history and nappe stacking in Rudabánya Hills (Inner Western Carpathians) unravelled by structural geological, metamorphic petrological and geochronological studies of Jurassic sediments. – Geodynamica Acta, **22**, 3–29 (IF 1.058).
- VOZÁROVÁ, A., EBNER, F., KOVÁCS, S., KRÄUTNER, H.-G., SZEDERKÉNYI, T., KRSTIĆ, B., SREMAC, J., ALJINOVIC, D., NOVAK, M. & SKABERNE, D. (2009): Late Variscan (Carboniferous to Permian) environments in the Circum Pannonian Region. – Geol. Carpath., **60**, 71–104, Bratislava.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KARAMATA, S. & SUDAR, M. (2010): Displaced South Alpine and Dinaridic elements in the Mid-Hungarian Zone. – Bulletin T. CXL de l'Académie serbe des sciences et des arts, 81–103, Belgrade.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KARAMATA, S., SUDAR, M., GAWLICK, H.-J., GRÁDINARU, E., MELLO, J., POLÁK, M., PÉRO, Cs., OGORELEC, B. & BUSER, S. (2010): Jurassic environments in the Circum-Pannonian Region. – In: VOZÁR, J., EBNER, F., VOZÁROVÁ, A., HAAS, J., KOVÁCS, S., SUDAR, M., BIELIK, M. & PÉRO, Cs. (Eds.): Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian Region. – Geol. Institute, SAS, 157–202, Bratislava.

- KOVÁCS, S., EBNER, F. & KARAMATA, S. (2010): Terrane philosophy – Application of the terrane concept to the Circum-Pannonian Region. – In: VOZÁR, J., EBNER, F., VOZÁROVÁ, A., HAAS, J., KOVÁCS, S., SUDAR, M., BIELIK, M. & PÉRO, Cs. (Eds.): Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian Region. – Geol. Institute, SAS, 9–11, Bratislava.
- KOVÁCS, S., SUDAR, M., KARAMATA, S., HAAS, J., PÉRO, Cs., GRÁDINARU, E., GAWLICK, H.-J., GAETANI, M., MELLO, J., POLÁK, M., ALJINOVIĆ, D., OGORELEC, B., KOLAR-JURKOVSEK, T., JURKOVSEK, B. & BUSER, S. (2010): Triassic environments in the Circum-Pannonian Region related to the initial Neotethyan rifting stage. – In: VOZÁR, J., EBNER, F., VOZÁROVÁ, A., HAAS, J., KOVÁCS, S., SUDAR, M., BIELIK, M. & PÉRO, Cs. (Eds.): Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian Region. – Geol. Institute, SAS, 87–156, Bratislava.
- KOVÁCS, S., VOZÁR, J., KARAMATA, S., EBNER, F., HAAS, J., SUDAR, M., VOZÁROVÁ, A., GRÁDINARU, E., MELLO, J. & PALINKAŠ, L. (2010): Tectonostratigraphic terranes in the Circum-Pannonian region (pre-Neogene basement of the Pannonian Basin and its Alpine-Carpathian-Dinaridic frame): a school example of exotic terranes. – 19th Congr. Carpathian-Balkan Geological Assoc., Abstract Volume, 215–216, Thessaloniki.
- EBNER, F., VOZÁROVÁ, A., KOVÁCS, S., KRÄUTNER, H.G., KRSTIĆ, B., SZEDERKÉNYI, T., JAMIČIĆ, D., BALEN, D., BELAK, M. & TRAJANOVA, M. (2010): Devonian–Carboniferous pre-flysch and flysch environments in the Circum-Pannonian Region. – In: VOZAR, J., EBNER, F., VOZÁROVÁ, A., HAAS, J., KOVÁCS, S., SUDAR, M., BIELIK, M. & PÉRO, Cs. (Eds.) (2010): Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian Region. – Geol. Institute, SAS, 13–49, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A., EBNER, F., KOVÁCS, S., KRÄUTNER, H.-G., SZEDERKÉNYI, T., KRSTIĆ, B., SREMAC, J., ALJINOVIĆ, D., NOVAK, M. & SKABERNE, D. (2011): Late Variscan (Carboniferous to Permian) environments in the Circum Pannonian Region. – In: VOZAR, J., EBNER, F., VOZÁROVÁ, A., HAAS, J., KOVÁCS, S., SUDAR, M., BIELIK, M. & PÉRO, Cs. (Eds.) (2010): Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian Region. – Geol. Institute, SAS, 51–86, Bratislava.
- KOVÁCS, S. (2011): Type section of the Triassic Bódvalenke Limestone Formation (Rudabánya Hills, NE Hungary) – the north-westernmost occurrence of a Neotethyan deep water facies. – CEG, **53/2–3**, 121–134, Budapest.
- KOVÁCS, S., BUDA, Gy., HAAS, J., BREZSNYÁNSZKY, K. & HARANGI, Sz. (2011): Tectonostratigraphic terranes and zones juxtaposed along the Mid-Hungarian Line: their contrasting evolution and relationships. – CEG, **53/2–3**, 165–180, Budapest.
- KOVÁCS, S. & HAAS, J. (2011): Displaced South Alpine and Dinaridic elements in the Mid-Hungarian Zone. – CEG, **53/2–3**, 135–164, Budapest.
- KOVÁCS, S., HAAS, J., OZSVÁRT, P., PALINKAŠ, L., KISS, G., MOLNÁR, F., JÓZSA, S. & KÖVÉR, S. (2011): Re-evaluation of the Mesozoic complexes of Darnó Hill (NE Hungary) and comparisons with Neotethyan accretionary complexes of the Dinarides and Hellenides – preliminary data. – CEG, **53/2–3**, 203–230, Budapest.
- KISS, G., MOLNÁR, F., KOVÁCS, S. & PALINKAŠ, L. (2011): Field characteristics and petrography of the advanced rifting related Triassic submarine basaltic blocks in the Jurassic mélangé of the Darnó Unit. – CEG, **53/2–3**, 181–202, Budapest.
- VELLEDITS, F., PÉRO, Cs., BLAU, J., SENOWBARI-DARYAN, B., KOVÁCS, S., PIROS, O., POCSAI, T., SZÜGYI-SIMON, H., DUMITRICĂ, P. & PÁLFY, J. (2011): The oldest Triassic platform margin reef from the Alpine-Carpathian Triassic, Aggtelek, NE Hungary. – Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., **117/2**, 221–268, Milan.

Geological Field Guides/Geologische Führer

- KOVÁCS, S. (1987): Aggtelek-Rudabányai-hegység, Tornanádaska, Alsóhegy 8. sz. feltárás. Steinalmi Mészke Formáció. Nádaskai Mészke Formáció. – Magyarország Geológiai Alapszelvényei, **66** (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S. & LESS, Gy. (1987): Aggtelek-Rudabányai-hegység, Bódvalenke, műút partfala. Bódvalenkei Mészke Formáció. – Magyarország Geológiai Alapszelvényei, **65** (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1989): Aggtelek-Rudabányai-hegység, Martonyi, Szárhegy Keleti csúcsa. Szárhegyi Radiarit Formáció. – Magyarország Geológiai Alapszelvényei, **121** (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1989): Upponyi-hegység, Nekézseny. Strázsahegy Ny-i gerince, Harka-tető. Strázsahegyi Formáció. – Magyarország Geológiai Alapszelvényei, **122** (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1989): Nekézseny, Strázsa Hill. – In: 21st European Micropaleontological Colloquium. – Guidebook, 144–149, Budapest.
- BÉRCZI-MAKK, A., KOVÁCS, S. & PIROS, O. (1989): Jósavfő, Vöröstó branch-off. – In: 21st European Micropaleontological Colloquium. – Guidebook, 129–132, Budapest.
- BÉRCZI-MAKK, A., KOVÁCS, S. & PIROS, O. (1989): Aggtelek, Baradla plateau. – In: 21st European Micropaleontological Colloquium. – Guidebook, 141–143, Budapest.
- DOSZTÁLY, L. & KOVÁCS, S. (1989): Recsk, Dallapuszta. – In: 21st European Micropaleontological Colloquium. – Guidebook, 78–83, Budapest.
- DOSZTÁLY, L., KOVÁCS, S., BUDA, T. & ORAVECZ-SCHEFFER, A. (1989): Pécsely, Meggyhegy Quarry. – In: 21st European Micropaleontological Colloquium. – Guidebook, 310–316, Budapest.
- KOVÁCS, S. & PÉRO, Cs. (1989): Rakacaszend, road-cut. – In: 21st European Micropaleontological Colloquium. – Guidebook, 125–128, Budapest.
- KOVÁCS, S. (1990): Aggtelek-Rudabányai-hegység, Szőlősdárdó, Bedela-kút. Nádaskai Mészke Formáció. – Magyarország Geológiai Alapszelvényei, **125** (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1990): Rudabányai-hegység, Szőlősdárdó, Bedela-kút feletti hegyoldal. Nádaskai Mészke Formáció, Szőlősdárdói Marga Formáció. – Magyarország Geológiai Alapszelvényei, **138** (in Hungarian), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1990): Rudabányai-hegység, Varbóc, Telekes-völgy 6. sz. ÉNy-i mellékvölgy. Steinalmi, Dunnatetői, Bódvalenkei, Hallstatti Mészke Formációk. – Magyarország Geológiai Alapszelvényei, **139** (in Hungarian), Budapest.

Triassic Evolution of the Tectonostratigraphic Units of the Circum-Pannonian Region

SÁNDOR KOVÁCS¹, MILAN SUDAR², EUGEN GRÄDINARU³, HANS-JÜRGEN GAWLICK⁴, STEVAN KARAMATA⁵, JÁNOS HAAS¹, CSABA PÉRÓ¹, MAURIZIO GAETANI⁶, JÁN MELLO⁷, MILAN POLÁK⁷, DUNJA ALJINOVIĆ⁸, BOJAN OGORELEC⁹, TEA KOLAR-JURKOVŠEK⁹, BOGDAN JURKOVŠEK⁹ & STANKO BUSER¹⁰

19 Text-Figures, 7 Plates

Paleoenvironments
Pannonian Basin
Carpathians
Stratigraphy
Neotethys
Dinarides
Triassic
Alps

Contents

Zusammenfassung	201
Abstract	201
Introduction	201
Triassic Stratigraphy and Evolution of Tectonostratigraphic Units	201
ALCAPA MEGAUNIT	201
Austroalpine – Western Carpathian Units	201
Eastern Alps (Austroalpine Unit)	201
Northern Calcareous Alps	202
Bavaric Unit	203
Tirolic Unit	204
Hallstatt Facies Belt (reworked Jurassic Hallstatt Mélange)	204
Zlambach/Pötschen Facies Zone	205
Hallstatt Limestone Facies Zone	205
Meliata Facies Zone	205
Lower Austroalpine and Central Alpine Mesozoic	205
Drau Range	206
Lienz Dolomites and Gailtal Alps	206
Northern Karavanks	207
Central Western Carpathian (Tatro-Veporic) Unit	208
Pieniny Klippen Belt	208
Tatric Unit	208
Fatro-Veporic Unit	208
Zemplinic Unit	210
Hronic Unit	210
Silicic Unit s.l.	211
Pelso Unit	212
Transdanubian Range Unit	212
Gemér-Bükk-Zagorje Unit	214

- † SÁNDOR KOVÁCS, JÁNOS HAAS, CSABA PÉRÓ: Geological, Geophysical and Space Science Research Group of the Hungarian Academy of Sciences, Department of Geology, Eötvös Loránd University, Pázmány Péter sétány 1/c, 1117 Budapest, Hungary. haas@ludens.elte.hu; perocs@elte.hu
- MILAN SUDAR: Department of Paleontology, Faculty of Mining and Geology, University of Belgrade, Kamenička St. 6, P. O. Box 227, 11000 Belgrade, Serbia. sudar@eunet.rs
- EUGEN GRÄDINARU: Faculty of Geology and Geophysics, University of Bucharest, Bd. Bălcescu Nicolae 1, 010041 Bucharest, Romania. egradin@geo.edu.ro
- HANS-JÜRGEN GAWLICK: Department of Applied Geosciences and Geophysics University Leoben, Prospection and Applied Sedimentology, University of Leoben, Peter-Tunner Str. 5, 8700 Leoben, Austria. hans-juergen.gawlick@mu-leoben.at
- STEVAN KARAMATA: Serbian Academy of Sciences and Arts; Knez Mihailova 35, 11000 Belgrade. inga@eunet.rs
- MAURIZIO GAETANI: Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano, Via Mangiagalli 34, 20133 Milano, Italy. maurizio.gaetani@unimi.it
- JÁN MELLO, MILAN POLÁK: State Geological Institute Dyoniz Štúr, Mlynska dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovak Republic. janismello@gmail.com; milan.polak@geology.sk
- DUNJA ALJINOVIĆ: University of Zagreb, Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering, Pierottijeva 6, 10000 Zagreb, Croatia. daljin@rgn.hr
- BOJAN OGORELEC, TEA KOLAR-JURKOVŠEK, BOGDAN JURKOVŠEK: Geological Survey of Slovenia, Dimičeva ulica 14, 1000 Ljubljana, Slovenia. bojan.ogorelec@geo-zs.si; tea.kolar@geo-zs.si; bogdan.jurkovsek@geo-zs.si
- † STANKO BUSER: Geological Department, University of Ljubljana, NTF, Aškerčeva 12, 1000 Ljubljana, Slovenia.

Inner Western Carpathian (Gemic s.l.) Unit	214
Gemic Unit (s.s.)	214
Meliatic Unit	214
Turnaic Unit	215
Silicic Unit s.s. (incl. Aggtelek Unit)	215
Bódva Unit s.l.	218
Tornakápolna Unit	218
Martonyi (Torna) Unit	218
Bükk Unit s.l.	219
Bükk Unit s.s.	219
Mónosbél Unit	219
Szarvaskő Unit	219
Darnó Unit	219
Zagorje-Mid-Transdanubian Unit	219
Mid-Transdanubian Unit	220
Julian Carbonate Platform	220
Kalnik Unit	220
Medvednica Unit	221
ADRIA-DINARIA MEGAUNIT	221
South Alpine Unit	221
Adria Unit	222
Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform	222
Central Bosnian Mountains Unit	224
Slovenian Basin and Bosnian Zone	224
Dinaridic Unit	225
East Bosnian-Durmitor Unit	226
Dinaridic Ophiolite Belt	226
Drina-Ivanjica Unit	228
VARDAR MEGAUNIT	229
Sana-Una and Banija-Kordun Units	229
Jadar Block Unit	230
Vardar Zone Western Belt	230
Kopaonik Block and Ridge Unit	230
Main Vardar Zone	231
Transylvanides	231
Simic Metaliferi Mts Nappe System (Southern Apuseni Mts)	232
Transylvanian Nappe System (Perșani, Olt and Hăghimaș Nappes in the Eastern Carpathians)	232
TISZA MEGAUNIT	234
Mecsek and Villány-Bihar Units	235
Mecsek and Villány Units	235
Bihar Unit	236
Papuk-Békés-Codru Unit	237
Papuk Unit	237
Békés Unit	237
Northern Bačka Unit	237
Codru Nappe System	237
Biharia Unit	238
Biharia Nappe System	238
DACIA MEGAUNIT	238
Danubian-Vrška Čuka-Stara Planina (-Prebalkan) Unit	239
Southern Carpathians	239
Lower Danubian and Upper Danubian Units	239
East Serbian Carpatho-Balkanides	239
Stara Planina-Poreč Unit (Upper Danubian)	239
Bucovinian-Getic-Kučaj (-Sredno Gora) Unit	240
Eastern Carpathians	240
Infrabucovinian Units	240
Subbucovinian Unit	241
Bucovinian Unit	241
Southern Carpathians	242
Getic-Supragetic Units	242
East Serbian Carpatho-Balkanides	244
Kučaj Unit (Getic)	244
Kraishte Unit	245
East Serbian Carpatho-Balkanides	245
Lužnica Unit (West Kraishte)	245
Serbian-Macedonian Unit	245
History of Evolution and Notes for Paleogeographic Interpretation	245
Acknowledgements	248
References	249
Plates	266

Trias-Tektonostratigraphie im Circum-Pannonischen Raum

Zusammenfassung

Nach einer kontinentalen Riftingphase vom Mittel-Perm bis zum Beginn der Mittel-Trias entwickelte sich von der Mittel-Trias an der Neotethys-Ozean und es kam zur Ausbildung eines passiven Kontinentalrandes mit seiner typischen karbonatdominierten Entwicklung. Diese Entwicklung ist in allen unterschiedlichen tektonischen Einheiten im Circum-Pannonischen Raum relativ gleichartig ausgebildet mit geringen regionalen Unterschieden. Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, die Trias-Entwicklungen der verschiedenen Einheiten kurzgefasst darzustellen, ihre fazielle und lithostratigraphische Entwicklung zu dokumentieren und die jeweils erhaltenen Faziespolaritäten für die Diskussion der ursprünglichen Trias-Paläogeographie heranzuziehen. Neben einer textlichen Darstellung erfolgt eine bildliche Klarstellung in Form von vergleichenden stratigraphischen Entwicklungsschemen und photographischer Dokumentation.

Abstract

After a long lasting continental rifting stage from the Middle Permian to the early Middle Triassic, the opening of the Neotethys Ocean commenced during the Middle Triassic in the Circum-Pannonian area. It was followed by spreading of the oceanic basement and typical passive margin evolution during the Late Triassic. The aim of this paper is to summarize the basic characteristics of the Triassic successions of the tectonostratigraphic units, together with interpretation of the paleoenvironments providing data for the facies polarity of the units and through this for the paleoreconstructions. The characterization is supported by lithofacies columns of the units and photos on the typical facies. There is a short summary of the evolutionary history.

Introduction

The Variscan tectogenesis and orogenesis brought about a pattern of Variscan tectonostratigraphic zones (NEUBAUER & RAUMER, 1993; VAI, 1994, 1998, 2003; KOVÁCS, 1998; and EBNER et al., 2008 for latest reviews) which basically influenced the subsequent Neotethyan ("Early Alpine") paleogeography. The assembly of the Pangea supercontinent led to the closure of the western part of the Prototethyan domain. However, from the present Dinaridic domain eastward a huge V-shaped embayment of the Panthalassa Ocean – the "Paleotethys" – remained open (FLÜGEL, 1990; KARAMATA, 2006; STAMPFLI et al., 1998, 2001).

Following a major regression in the late Early Permian or early Middle Permian time (VAI & VENTURINI, 1997), a new significant transgression began in the Middle Permian (FILIPOVIĆ et al., 2003; ALJINOVIĆ et al., 2008) with coastal plain, then sabkha stage, in the eastern part of the former Variscan Carnic–Dinaridic domain. Further transgression led to the development of a wide ramp of mixed siliciclastic-carbonate sedimentation during the Early Triassic that was followed by the prevalence of the carbonate deposition in the early Middle Triassic.

The northwestward propagating Neotethyan oceanic rifting reached the Dinaridic–Carpathian–Alpine region in the middle part of the Middle Triassic leading to the establishment of a young, rifted ocean and its continental margins. On the Adriatic margin the extensional tectonics resulted in the formation of troughs and submarine highs and it was accompanied by volcanism, locally. In the Late Triassic coeval with the spreading of the ocean a thick carbonate succession developed on the subsiding passive margins.

The aim of this paper is to summarize the major facies characteristics of the Triassic formations, and interpret the paleoenvironmental conditions in the Circum-Pannonian region. Where available, the most important biostratigraphic constraints are also given. Sets of colour stratigraphic and facial charts and photos on the typical facies are presented to assist the characterization of the units. Demonstration of the facies polarity of the tectonostratigraphic units is also an important goal of this article because this is crucial for the reconstruction of the original setting of the tectonostratigraphic units (terranes).

Triassic Stratigraphy and Evolution of Tectonostratigraphic Units

ALCAPA MEGAUNIT

Austroalpine – Western Carpathian Units *Eastern Alps (Austroalpine Unit)*

The presented Triassic stratigraphic and facies descriptions for the Eastern Alps resp. the Austroalpine Unit mirror the facies belts from the proximal, Europe-near facies zones to the distal shelf areas in respect to tectonic events in Triassic and Jurassic times (TOLLMANN, 1976, 1985; LEIN, 1987; GAWLICK et al., 1999a, b; KRYSZYN, 1999; MISSONI & GAWLICK, 2011). They follow mostly in their nomenclature the official Stratigraphic Chart of Austria, which was presented by PILLER et al. (2004) in a first version following TOLLMANN (1985), but also with additional changes on the basis of new results (e.g. MANDL, 2000; KRYSZYN, 2008; KRYSZYN et al., 2007, 2009; MISSONI & GAWLICK, 2010, 2011).

Following a major post-Variscan regression and Permian crustal extension (e.g. SCHUSTER & STÜWE, 2008), sedimentation started in Middle/Late Permian with coarse-grained siliciclastics in the north (Alpine Verrucano; compare TOLLMANN, 1976, 1985) and evaporites in the south (Alpine Haselgebirge; TOLLMANN, 1976, 1985) due to early Neotethyan crustal extension (SCHUSTER et al., 2001). In the Early Triassic the siliciclastic sedimentation continued with the deposition of the Alpine Buntsandstein in the north and with deposition of the marine Werfen Beds in the south. Around the Early/Middle Triassic boundary carbonate production started forming carbonate ramps (top Werfen Formation, Gutenstein and Steinalm Formations). A first opening event (Annaberg Formation) with hemipelagic influence is recognized by LEIN et al. (2010) below the Steinalm Formation. Shallow-water carbonate sedimenta-

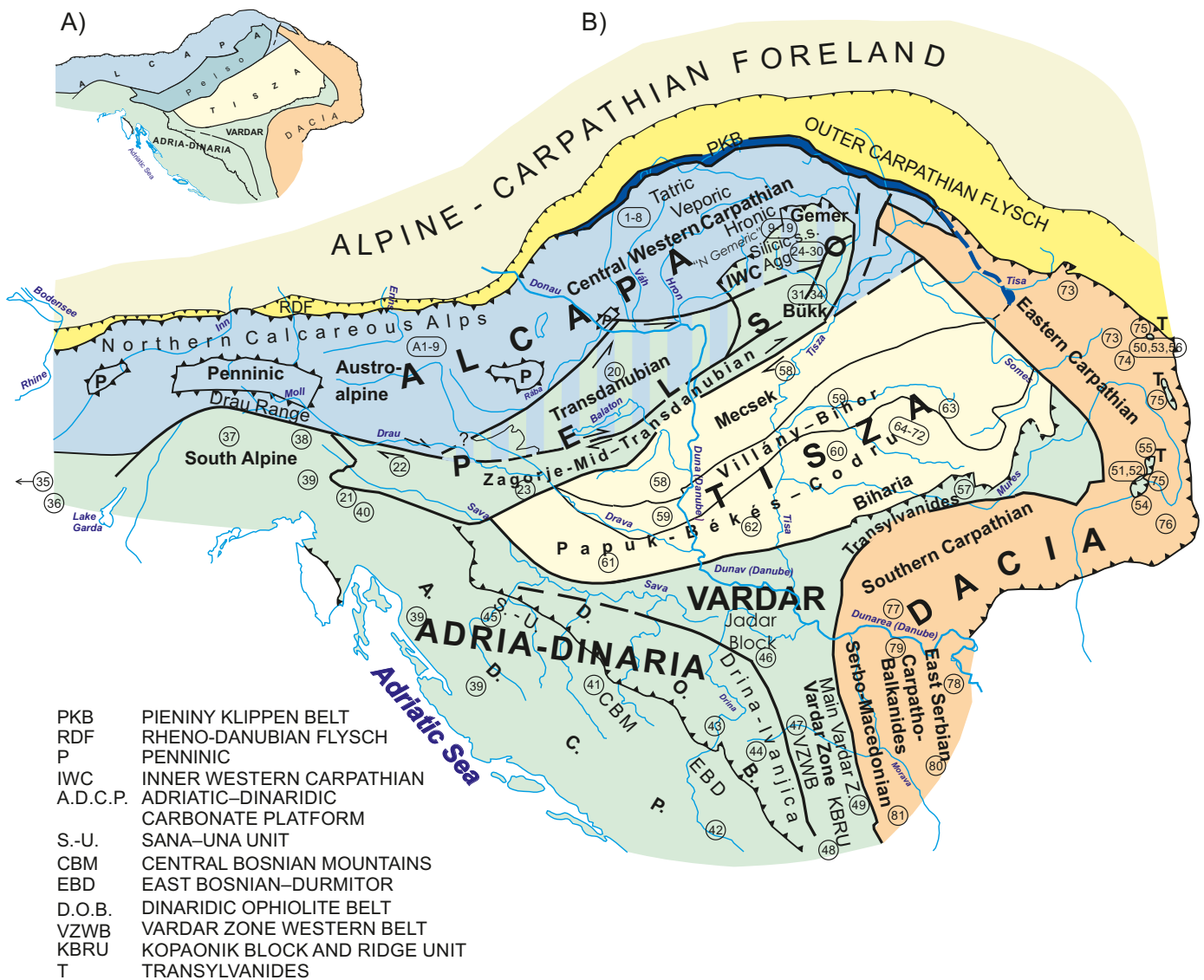
tion with the overlying hemipelagic carbonates (GALLET et al., 1998), which represent a partial drowning event due to the final break-up of the Neotethys Ocean (LEIN & GAWLICK, 2008), dominated in the entire Eastern Alps in the Middle Triassic. In late Middle to early Late Triassic times the Wetterstein Carbonate Platform was formed. This platform was overlain by the siliciclastics of the Lunz and Northalpine Raibl Formations or by the Reingraben Formation (Halobia Beds) in the Hallstatt realm (HORNUNG et al., 2007; KRZYSTYN, 2008). On top (Tuvalian) of this siliciclastic event a new carbonate ramp was formed (Opponitz and Waxeneck Formations). During the Norian and Rhaetian optimum climatic and geodynamic conditions produced the classic Late Triassic Hauptdolomit/Dachstein Carbonate Platform.

The present-day N-S alignment of the facies zones has been caused by a complex rotation pattern of the Eastern Alps since the Late Cretaceous (e.g. HAUBOLD et al., 1999;

CSONTOS & VÖRÖS, 2004; THÖNY et al., 2006; PUEYO et al., 2007). The Triassic paleogeographic alignment may have been NE-SW.

Northern Calcareous Alps

The Northern Calcareous Alps, part of the complicated Austroalpine Unit, are an elongated fold-and-thrust belt with complex internal structures (FRISCH et al., 1998). The classic tectonic subdivision of the Northern Calcareous Alps in a Lower Bavaric, an intermediate Tirolic, and an Upper Juvavic Nappe Group resp. unit (PLÖCHINGER, 1980; TOLLMANN, 1985; GAWLICK, 2000a, b; MANDL, 2000; FRISCH & GAWLICK, 2003; MISSONI & GAWLICK, 2010, 2011) was in controversial dispute, and is in contradiction with modern stratigraphic, structural, metamorphic and geochronological data (e.g. GAWLICK et al., 1994, 1999a; FRANK & SCHLAGER, 2006; MISSONI & GAWLICK, 2011). FRISCH & GAWLICK (2003) performed a palinspastic restoration for



Text-Fig. 1. A: Megaunits in the Circum-Pannonian region. B: Lower-rank tectonic units and most important nappe systems of the Circum-Pannonian region including the location of the lithofacies columns (in Text-Figs. 3-15).

the time before the Miocene lateral tectonic extrusion, regarding continuity of nappe structures, facies, and diagenetic/metamorphic zones. This new nappe concept, introduced in the central Northern Calcareous Alps, subdivided this part into three subunits: Lower and Upper Bavaric Nappe (= Bavaric Unit), Lower and Upper Tirolic Nappe, separated by the Late Jurassic Trattberg thrust, and the metamorphic Ultra-Tirolic Nappe (FRISCH & GAWLICK, 2003) (= Tirolic Unit). The Hallstatt (Juvavic) Nappe(s) formed the highest unit (GAWLICK et al., 1999b; KRISTYN, 1999), which was completely destroyed by erosion after nappe stacking in Middle/early Late Jurassic times (GAWLICK et al., 2009a). In the Northern Calcareous Alps only remnants of these Hallstatt nappes exist. These remnants are represented by components up to kilometre-size in Middle to Late Jurassic radiolaritic wildflysch sediments ("Hallstatt Mélange" belonging to the Upper Tirolic Nappe). Destruction of the continental margin started from the oceanic side in late Early Jurassic times (GAWLICK & FRISCH, 2003; GAWLICK et al., 2008; MISSONI & GAWLICK, 2010, 2011), and affected the Tirolic nappes in Middle to Late Jurassic times and should have propagated towards the shelf (Bavaric Unit) until Mid-Cretaceous times (FAUPL, 1997). Internal deformation of central parts of the Northern Calcareous Alps during the subsequent Cretaceous and Tertiary tectonic phases was relatively minor.

According to the classical view (TOLLMANN, 1985), in Valanginian to Aptian times a pulse of thrusting and uplift of the Northern Calcareous Alps should have been associated with siliciclastic flyschoid sedimentation (FAUPL & TOLLMANN, 1979) and probably remobilization of the Juvavic nappes (GAWLICK et al., 1999a). New results show, that the Early Cretaceous basins are foreland (Molasse) basins (GAWLICK et al., 2008), which were simply filled up (MISSONI & GAWLICK, 2011). Only minor tectonic movements in Early Cretaceous (Roßfeld) times can be confirmed in the Tirolic realm (MISSONI & GAWLICK, 2011). Early Cretaceous thrusting movements affected mostly the Bavaric nappes by forming new flyschoid basins (FAUPL, 1997; FAUPL & WAGREICH, 2000). In Late Cretaceous times the Gosauic sedimentary cycle started (e.g. TOLLMANN, 1976; WAGREICH, 1995; FAUPL, 1997), partly with lateral movements of some blocks and extensional tectonics. The Eocene final closure of the Penninic realm resulted in northward thrusting of the entire Northern Calcareous Alps, in reactivation of older thrusts, and the formation of new nappes (e.g. Dachstein and Berchtesgaden Nappes: FRISCH & GAWLICK, 2003; MISSONI & GAWLICK, 2010, 2011). Continued N-S convergence and E-W extension in the Late Tertiary caused the disintegration of the Eastern Alps along strike-slip faults and minor extensional and compressional features (RATSCHBACHER et al., 1991; LINZER et al., 1995; FRISCH et al., 1998).

Bavaric Unit

In the northern Bavaric Nappe Permian and Early Triassic sediments are mostly missing due to younger tectonic movements (TOLLMANN, 1985), except for the western part. The thickness of the Middle and Late Triassic formations can only be roughly estimated due to the polyphase tectonic history, but it could be around 4–5 km (BRANDNER, 1984) (location on Text-Fig. 1; Text-Fig. 3, col. A3).

Carbonate production started around the Early/Middle Triassic boundary with carbonate ramp sediments above the Alpine Buntsandstein (STINGL, 1989) and the evaporitic Reichenhall Formation. The Gutenstein Formation was formed in a restricted, periodically hypersaline lagoonal area. The overlying Steinalm Formation formed under more open marine conditions. Partly small buildups and reefal structures were developed, mostly of calcareous algae and microbial mats. The Gutenstein and Steinalm Formations are named as Virgloria Formation in the Bavaric Unit of the western Northern Calcareous Alps (PILLER et al., 2004). In late Anisian times a large part of this (Steinalm) carbonate ramp was drowned and widespread basinal carbonate sedimentation took place (grey, cherty limestones of the Reifling Formation) (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974, 1976; KRISTYN, 1991; KRISTYN & LEIN, 1996). According to GAWLICK (2000a) and MISSONI & GAWLICK (2011) in the Late Ladinian (Longobardian) the hemipelagic carbonatic basins were separated from the open shelf area by the onset of the Wetterstein Carbonate Platforms in the south (compare KRISTYN & LEIN, 1996). The Reifling sedimentation was interrupted by deposition of the fine-grained siliciclastic Partnach Beds. During Early Carnian, after a regressive/transgressive cycle, the Wetterstein Carbonate Platform (Arlberg and Wetterstein Formations) starts to prograde also above the northern Bavaric realm (BRANDNER & RESCH, 1981; KRISTYN & LEIN, 1996). South of the rapidly southward (in direction to the Tirolic Unit) prograding platform (the slope deposits are represented by the Raming Formation; LEIN, 1989) a basinal area prevailed in Early Carnian ("Cordevolian") times. The youngest sediments in these basinal areas were the organic-rich grey, cherty limestones of the Göstling Formation. In the Julian the Lunz/Reingraben event (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974; LEIN et al., 1997) drowned the Wetterstein Carbonate Platform nearly in the whole area and siliciclastic sediments (Lunz and Northalpine Raibl Formations) were deposited (TOLLMANN, 1976, 1985; KRÄINER, 1985a). These siliciclastics filled the basinal areas between the Wetterstein Carbonate Platforms and created a uniform topography at the end of the siliciclastic event. In the Late Carnian the siliciclastic input decreased rapidly and a new carbonate ramp was established (Opponitz-Waxeneck carbonate ramp). The transition between the lower Late Carnian "Northalpine Raibl Formation" and the more southernward carbonatic sedimentation is gradual. Around the Carnian/Norian boundary this carbonate ramp progressed into the Late Triassic Hauptdolomit/Dachstein Carbonate Platform (for details see GAWLICK & BÖHM, 2000), represented only by the Hauptdolomit in the Bavaric Unit (Pl. 1, Fig. 1). It was formed from the ?latest Carnian/earliest Norian to the Middle/Late Norian. Intraplatform basin developed during the Middle to Late Norian (Seefeld Formation) (DONOFRIO et al., 2003; compare BECHTEL et al., 2007). In the late Norian the opening of the restricted Hauptdolomit lagoon resulted in the formation of the "Plattenkalk". In the Early Rhaetian the lagoon deepened and the siliciclastic input resulted in mixed terrigenous-carbonatic sedimentation of the Kössen Formation (stratigraphic details in GOLEBIEWSKI, 1990, 1991). The Kössen Formation was partly overlain in the Late Rhaetian by shallow-water, in some areas reefal carbonates (Oberrhät Limestone; FLÜGEL, 1981). These shallow-water carbonates prograded in the Bavaric Unit from north to south.

Tirolic Unit

In the Tirolic Unit the stratigraphic and facies evolution reflect roughly the intermediate passive margin setting between the Bavaric Unit and the Hallstatt Facies Belt (Text-Fig. 3, col. A4–6). Permian and Early Triassic formations are also mostly missing due to later tectonic movements (TOLLMANN, 1985), especially in the Early Tirolic Nappe. The thickness of the Middle and Upper Triassic formations is similar to that in the Bavaric Unit.

Carbonate production began in the Late Olenekian, slightly earlier as in the Bavaric Unit (MOSTLER & ROSSNER, 1984), followed by the evaporitic Reichenhall Formation in both Tirolic nappes around the Olenekian/Anisian boundary. Increased carbonate productivity started also around the Early/Middle Triassic boundary with carbonate ramp sediments (Gutenstein and Steinalm Formations) above the Alpine Buntsandstein/Werfen Formation and the evaporitic Reichenhall Formation. The Gutenstein Formation was partly formed in a restricted shallow-water area. The Steinalm Formation represents carbonates of more open marine conditions; partly forming small build-ups and reefal structures, made up of calcareous algae and microbial mats formed locally. In late Anisian times a large part of this carbonate ramp drowned, and widespread basinal carbonates (mostly dolomitized) were formed (Reifling Formation) (e.g. MISSONI et al., 2001: Upper Tirolic Nappe). The siliciclastic influenced Parthach Formation took partly place in the Lower Tirolic Nappe, whereas in the Upper Tirolic Nappe the Wetterstein Carbonate Platform was formed since the Late Ladinian (KRYSSTYN & LEIN, 1996). Transitional to the hemipelagic areas the Raming and Grafensteig Formations (HOHENEGGER & LEIN, 1977) were formed. This platform drowned in Julian times due to the Lunz/Reingraben event (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974) nearly in the whole area. Siliciclastic (e.g. Raibl Formation, Reingraben Formation) and carbonatic sediments (Cidaris Limestone) were deposited. Just like in the Bavaric Unit, these siliciclastics filled basinal areas between the Wetterstein Carbonate Platforms, which led to a uniform levelled topography at the end of the siliciclastic event. In the Late Carnian the siliciclastic input decreased rapidly and a new carbonate ramp was established. The partly evaporitic Opponitz Formation in the Lower Tirolic Nappe passed gradually into the more open marine Waxeneck Formation in the Upper/Ultra Tirolic nappes. Around the Carnian/Norian boundary this carbonate ramp progressed into the classical Late Triassic Hauptdolomit/Dachstein Carbonate Platform (roughly Hauptdolomit in the Lower Tirolic Nappe and lagoonal to reefal Dachstein Limestone in the Upper Tirolic Nappe). In the Tirolic Unit the Hauptdolomit and Dachstein Limestone ranged from the earliest Norian to the Middle resp. Late Norian, without recognised intraplatform basins in the Middle resp. Late Norian (Pl. 1, Fig. 2). In the latest Norian the opening of the restricted Hauptdolomit lagoon resulted in the formation of the Plattenkalk. In Early Rhaetian the lagoon deepened and the siliciclastic input led to the deposition of mixed terrigenous-carbonatic sediments of the Kössen Formation (Pl. 1, Fig. 3), intercalated by the Lithodendron reef limestone (GOLEBIOWSKI, 1990, 1991). The Kössen Formation was partly overlain in the Late Rhaetian by shallow-water, partly reefal carbonates (Oberrhät Limestone resp. Rhaetian Dachstein Limestone; Pl. 1, Fig. 5). The Rhaetian Dachstein Carbonate Platform

(FLÜGEL, 1981; SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN, 1981) prograded from the area of the Upper Tirolic Nappe to the north reaching area of the Lower Tirolic Nappe.

The southern part of the Upper Tirolic Nappe and parts of the Ultra Tirolic Nappe represented the transitional area from the lagoon to the open marine shelf (reef rim and transitional zone to the Hallstatt Facies Zone). The Middle Triassic sedimentary succession is similar to those of the other parts of the Tirolic Unit. In the Early Ladinian the transition of the Reifling Formation to the Hallstatt Limestone is partly preserved. The formation of the Wetterstein Carbonate Platform started in the Late Ladinian rapidly prograding to the south (Raming Formation, LEIN, 1989). The Lunz/Reingraben event affected these areas only peripherally with thin, fine-grained siliciclastics (Reingraben Beds). In some areas shallow-water organisms survived the event as recorded in the Julian Leckkogel Formation (DULLO & LEIN, 1982). The Leckkogel Formation passed gradually into the Late Carnian Waxeneck Formation (KRYSSTYN et al., 1990) and later in the Norian to earliest Rhaetian reefal Dachstein limestone (ZANKL, 1969; FLÜGEL, 1981), which drowned in the Early Rhaetian (KRYSSTYN et al., 2009: new introduced Donnerkogel Formation). In fact in this paleogeographic area alternation of basinal sediments, fore reef to back reef sediments, partly lagoonal sediments occurred reflecting sea-level fluctuations and some ?extensional tectonic movements (LEIN, 1985; GAWLICK, 1998, 2000a; compare MISSONI et al., 2008). In the Late Norian in some areas of this belt hemipelagic sequences were deposited in newly formed basins (Mürztal facies, Aflenz facies: LEIN, 1982, 1985, 2000; TOLLMANN, 1985).

The Ultra Tirolic Nappe in the sense of FRISCH & GAWLICK (2003) represents metamorphosed Triassic to Jurassic successions, including mostly the reef rim and the transitional area to the Hallstatt Facies Belt. But in fact the Ultra Tirolic Nappe is not a single and homogenous nappe, it is built by many slices/nappes of different facies and age range.

Hallstatt Facies Belt (reworked Jurassic Hallstatt Mélange)

The eroded Juvavic nappe stack represented the Jurassic accretionary prism in the Northern Calcareous Alps (FRISCH & GAWLICK, 2003). Remnants of this nappe complex are only present in the Middle to Late Jurassic radiolaritic trench-like (wildflysch) basin fills (GAWLICK & FRISCH, 2003) in front of the propagating thrust belt (Neotethyan Belt according to MISSONI & GAWLICK, 2010). In those radiolaritic wildflysch basins all sedimentary rocks of the Meliata Facies Zone, the Hallstatt Facies Belt and the reefal belt of the Triassic carbonate platform occur. Some blocks show the effect of transported metamorphism (GAWLICK & HÖPFER, 1999; MISSONI & GAWLICK, 2010; compare FRANK & SCHLAGER, 2006).

The Hallstatt Facies Belt (i.e. Hallstatt Zone) is subdivided into three facies zones:

- a) Zlambach/Pötschen Facies Zone (grey Hallstatt facies, Zlambach/Pötschen facies with shallow-water allodapic limestone intercalations)
- b) Hallstatt Limestone Facies Zone (red or various colored Hallstatt facies or Hallstatt Salzberg facies) (for newest review see KRYSSTYN, 2008) and

c) Meliata Facies Zone (LEIN, 1987; GAWLICK et al., 1999a), including the Pötschen Limestone *sensu stricto* (compare MOSTLER, 1978).

Recently the depositional area of the Pötschen Limestones without redeposited shallow-water carbonates (Pötschen Formation *sensu stricto*) was interpreted as transitional facies from the Meliata facies belt (continental slope) to the oceanic realm (MISSONI & GAWLICK, 2010, 2011; compare GAWLICK et al., 2008).

Zlambach/Pötschen Facies Zone

Early Triassic as well as Early and Middle Anisian sediments of this facies belt are not preserved in continuous sections. Clasts of fine-grained siliciclastic sediments of the Werfen Formation occur as components together with components of the Gutenstein and Steinalm Formations and the complete reconstructable hemipelagic Late Anisian to Early Jurassic succession of this facies belt (GAWLICK, 1996). Late Anisian to Ladinian Reifling Limestone is also proven in small clasts within upper Middle Jurassic mass-flow deposits (GAWLICK, 1996, 2000b). The continuously preserved sections start in the earliest Carnian (Text-Fig. 3, col. A7) with well bedded, chert-rich limestones or hemipelagic dolomites (GAWLICK, 1998). The Julian Halobia Beds are partly preserved in some sections but they do not form a definite horizon in this facies belt (MANDL, 1984). In Late Carnian to Middle Norian times mostly well-bedded cherty hemipelagic limestone of the Pötschen Formation with allodapic limestone intercalations of shallow-marine origin were deposited (LEIN, 1985; GAWLICK, 1998; MISSONI & GAWLICK, 2011; Pl. 1, Fig. 4) in more distal shelf areas, probably transitional to the red or various coloured Hallstatt Facies Zone (LEIN, 1981; LEIN & GAWLICK, 1999). Hemipelagic dolomites (Pötschen Dolomite similar to the Bača Dolomite of the Slovenian Trough and equivalents in the Cukali area of Albania) and bedded cherty limestones occur more proximally near the transitional area of the carbonate platforms and ramps. Here the sedimentological features of the carbonatic basinal facies reflect the evolution of the neighbouring carbonate platform (REIJMER & EVERAAS, 1991). Due to sea-level fluctuations partly shallow-water carbonates were deposited as well (GAWLICK, 1998). In Late Sevatian to Early Rhaetian times due to terrigenous input and synsedimentary tectonics (strike-slip related movements according to MISSONI et al., 2008) the sedimentary facies became complex, and different lithologies of the Pedata Formation were formed: e.g. Pedata Plattenkalk, Pedata Dolomite, Pedata Limestone (MANDL, 1984; GAWLICK, 1998, 2000a). Also the basinal areas of the Mürzalpen facies and Aflenz facies deepened during this time interval (LOBITZER, 1974; LEIN, 1982). Since Middle Rhaetian times (KRYSTYN, 1987, 2008) the marly Zlambach Formation was deposited (Pl. 2, Fig. 1), which gradually passed into the Early Jurassic Dürrenberg Formation (GAWLICK et al., 2001, 2009a). The youngest known sediments in the Hallstatt Facies Zone are thick cherty to marly successions of the Toarcian to Aalenian Birkenfeld Formation (GAWLICK et al., 2009a; MISSONI & GAWLICK, 2011).

Hallstatt Limestone Facies Zone

As a distal continuation of the grey Hallstatt facies the red or various coloured Hallstatt facies (LEIN, 1987; KRYSTYN, 2008) started with the drowning of the Steinalm carbonate

ramp in Anisian (late Pelsonian) times (Text-Fig. 3, col. A8). The existence of the Early Triassic Werfen Beds is only proven by clasts in the Late Triassic Hallstatt Limestone (LEIN, 1981). The Steinalm Formation followed stratigraphically the Early Anisian Gutenstein Formation. Deposition of hemipelagic sedimentary successions started in the late Middle Anisian with the condensed red Schreyeralm Limestone (e.g. KRYSTYN et al., 1971; TOLLMANN, 1985), that is followed by the Grauvioletter-Graugelber Bankkalk (Ladinian), the Hellkalk (Late Ladinian to Early Carnian), Halobia Beds (Julian), the Roter Bankkalk (Tuvalian), the Massiger Hellkalk (Lacian), the Hangendrotkalk (Alaunian to Sevatian; Pl. 2, Fig. 2), the Hangendgraukalk (Early Rhaetian) (KRYSTYN, 1980, 2008) and the Zlambach Marls (Middle to Late Rhaetian: KRYSTYN, 1987, 2008), which gradually passed into the Early Jurassic Dürrenberg Formation and later into the Birkenfeld Formation (see above).

Meliata Facies Zone

The Meliata Facies Zone (Text-Fig. 3, col. A9) represented the most distal part of the shelf area and the continental slope as well as the transition to the Neotethys Ocean. Rare remnants of this facies belt are described from the eastern (MANDL & ONDREJIČKOVÁ, 1991, 1993; KOZUR & MOSTLER, 1992) and from the central Northern Calcareous Alps (GAWLICK, 1993). These remnants occur partly as metamorphosed isolated slides (Florianikogel area) or as breccia components. In a general stratigraphic, reconstructed succession the Middle Triassic radiolarites and partly cherty marls were followed by Early Carnian Halobia Beds and Late Carnian to Early Rhaetian Hallstatt Limestone (red and grey). Younger sediments are not proven so far, but a similar sedimentary succession as in the Hallstatt Limestone Facies Zone can be expected. The Meliata Facies Zone is thought to be the first facies belt with continental crust, which is incorporated in the accretionary prism formed during the closure of the western part of the Neotethys Ocean in this area (late Early Jurassic as mentioned by GAWLICK & FRISCH, 2003; GAWLICK et al., 2009a; MISSONI & GAWLICK, 2010, 2011). Recently also sequences of the Pötschen Limestone *sensu stricto* are interpreted to derive from the transitional area of the Meliata Facies Zone to the Neotethys Ocean (MISSONI & GAWLICK, 2010, 2011; compare GAWLICK et al., 2008).

Lower Austroalpine and Central Alpine Mesozoic

In the Triassic the Lower Austroalpine and Central Alpine Mesozoic (Text-Fig. 3, col. A1) represented the most proximal facies zone in the Eastern Alps, i.e. the transition to the facies belts of the Germanic Triassic (TOLLMANN, 1977). Therefore the facies evolution is rather similar to those of the Lienz Dolomites and Gailtal Alps (see there). Due to intense tectonic movements the occurrences show incomplete sequences and metamorphic overprint (like the Brenner Mesozoic; LEIN & GAWLICK, 2003 with references). LEIN & GAWLICK (2003) presented data, which show clearly, that all former reconstructions of the sedimentary successions must be revised. The sedimentary succession in these nearshore zones started in Early Triassic with siliciclasts (quartzites – Alpine Buntsandstein). It was followed by carbonate deposition in a restricted lagoonal area (Gutenstein Formation). The Steinalm Formation can not be separated from the Gutenstein Formation in respect

to similar depositional conditions. Upsection the clay-rich and partly dolomitic Reifling Formation follows, overlain by Partnach Beds and later by the Wetterstein Formation. In the Middle Carnian, the Wetterstein Carbonate Platform was drowned and overlain by the siliciclastics of the Northalpine Raibl Formation. In the Late Carnian the siliciclastic influence decreased and the ?Opponitz Formation with some siliciclastic layers was formed. Partly the Opponitz Formation is included in the Northalpine Raibl Formation. In the Late Triassic in the western Eastern Alps the Hauptdolomit, overlain by the Kössen Formation and the "Oberrhät Limestone", is dominant, whereas in the eastern Eastern Alps the Carpathian Keuper facies occurs (as in the Semmering Triassic; see LEIN, 2001 for latest review).

Drau Range

The Drau Range consists of four different tectonic units originating from a facies belt, which is comparable to the western Northern Calcareous Alps to proximal shelf areas of western Lombardy (BECHSTÄDT, 1978; LEIN et al., 1997). The sedimentary sequence of the Lienz Dolomites (Text-Fig. 3, col. A2) can be correlated with those of western Lombardy, that of the Gailtal Alps with the transitional area between western Lombardy and Vorarlberg p.p., meaning the Lower Bavaric Nappe, whereas the Northern Karavanks can be correlated with the Upper Bavaric Nappe of the western Northern Calcareous Alps (Lechtal Nappe). The Dobratsch Unit can be correlated with the (Lower) Tirolic Inntal Nappe of the western Northern Calcareous Alps (for details of these correlations, LEIN et al., 1997). The sedimentary sequence of the Dobratsch Unit is described by COLINS & NACHTMANN (1974).

The units of the Drau Range form together with other dismembered units in the south (e.g. Steiner/Karnik Alps, Koschuta and Hahnkogel Units with exotic basinal sediments: KRYSSTYN et al., 1994; in total "Juvavicum p.p.", GAWLICK et al., 1999b) a mega shear-zone formed as a

result of polyphase lateral movements along the Periadriatic Lineament and its precursor (LEIN et al., 1997; GAWLICK et al., 2006). This "Juvavicum p.p." should belong according to the most recent tectonic divisions to the Southern Alps (i.e. Adria-Dinaria Megaunit), but shows facies evolution transitional to the Eastern Alps.

Lienz Dolomites and Gailtal Alps

In the Lienz Dolomites and Gailtal Alps (Text-Fig. 3, col. A2-3) carbonate sediments following the Alpine Buntsandstein (KRAINER, 1985b). The evaporitic Reichenhall Formation started to form around the Early/Middle Triassic boundary with the Virgloria and Alplspitz Formations (BRANDNER, 1972; PILLER et al., 2004) equivalent to the Gutenstein and Steinalm Formations, respectively. These sediments were deposited in a restricted, periodically hypersaline shallow-water area. The following organic-rich and partly hemipelagic Fellbach Formation (Late Anisian to Late Ladinian: Lienz Dolomites, Late Anisian to Early Carnian: Gailtal Alps) is a time equivalent of the Reifling Formation and the Partnach Formation. In the Late Ladinian (Longobardian) this area was separated from the open shelf area by the onset of the Wetterstein Carbonate Platform to the south, and sediments of a partly restricted shallow-marine facies were deposited (Abfaltersbach and Arlberg Formations), in part with evaporites (Abfaltersbach Formation). These formations represent the restricted lagoonal areas of the Wetterstein Carbonate Platform (ZEEH et al., 1988).

In the Julian the Lunz/Raibl event drowned the Wetterstein Carbonate Platform in the whole area and the siliciclastic Northalpine Raibl Formation was deposited (e.g. CERNY, 1982). In the Late Carnian the siliciclastic input decreased rapidly and a new carbonate ramp was established. The Opponitz Formation is replaced by the (partly evaporitic) Raibl Formation representing a proximal carbonate ramp. Around the Carnian/Norian boundary this carbonate ramp passed gradually into the Hauptdolomit. In the Lienz Do-

LEGEND TO LITHOFACIES CHARTS











Oceanic domains




	MOR-type basalts
	Gabbros
	Island-arc volcanites
	Island-arc platforms a: lagoons, b: reefs
	Radiolarites
	Pelagic deepwater limestones
	Shales, siliceous shales

Continental margin domains







Marine deposits

	Radiolarites
---	--------------

	Pelagic deep water limestones
	Slope carbonates
	Platform carbonates a: lagoons, b: reefs
	Ramp carbonates a: shallow marine, b: deep marine
	Shallow marine restricted ramp carbonates
	Marls a: shallow marine, b: deep marine
	Shales a: shallow marine, b: deep marine
	Sandstones a: shallow marine, b: deep marine
	Evaporites
	Cinerites, tuffites: a: basalt, b: intermedier

	Within-plate basalts
	Intermedier / calc-alkaline volcanics ("porphyrites")
	Intracontinental rift related intrusions a: gabbros, b: syenites

Continental deposits

	Shales
	Sandstones
	Conglomerates, breccias
	Playa sediments
	Coal seams
	Bauxites

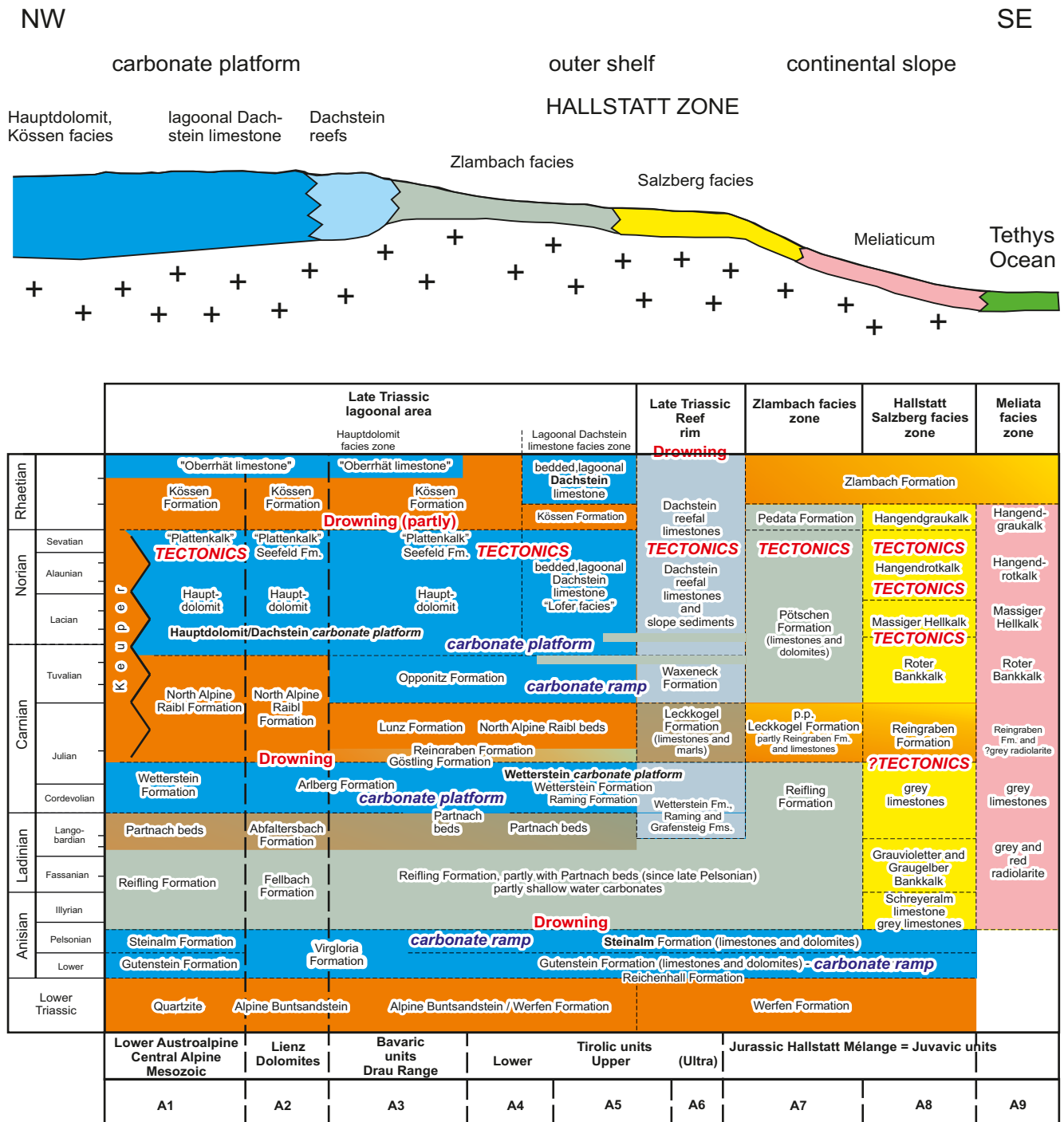
Text-Fig. 2.
Legend to lithofacies charts (Text-Figs. 4-15).

lomites and Gailtal Alps the Hauptdolomit ranges from the latest Carnian/earliest Norian to the Middle to Late Norian (TICHY, 1975), with intraplatform basins in the Middle to Late Norian (Seefeld Formation) (CZURDA, 1973). In the latest Norian an opening of the restricted Hauptdolomit resulted in the formation of the Plattenkalk. In the Early Rhaetian the lagoon deepened, and the siliciclastic input led to mixed terrigenous-carbonatic sedimentation of the Kössen Formation. In the Late Rhaetian the Kössen Formation was partly overlain by shallow-water carbonates (Oberrät Limestone).

Northern Karavanks

In the Northern Karavanks the Triassic succession starts with the Alpine Buntsandstein, the Werfen and the evaporitic Reichenhall Formations (ŠTRUCL, 1971; KRAINER, 1985b). Carbonate production increased around the Early/Middle Triassic boundary leading to carbonate ramp development, named Virgloria Formation in this area (equivalent to the Gutenstein and Steinalm Formations) (PILLER et al., 2004), partly with Pb-Zn ore mineralisations (e.g. Topla ore deposit: ŠTRUCL, 1974). These sediments were formed in a restricted, periodically hypersaline lagoonal area. Drowning of this

LATE TRIASSIC



Text-Fig. 3. Lithofacies chart of the Eastern Alpine Units (A1–9) (ALCAPA I) (below). Above: Late Triassic palinspastic section across the Northern Calcareous Alps.

shallow-water carbonate ramp in the Northern Karavanks took place in the Late Anisian. The following Reifling Formation (Late Anisian to Late Ladinian) and Partnach Formation (Late Ladinian to Early Carnian) (LEIN et al., 1997) were in parts overlain by shallow-water carbonates of the Wetterstein Carbonate Platform in the Early Carnian (Ladinian: ŠTRUCL, 1971; BOLE, 2002; ?Late Ladinian to Early Carnian: CERNY, 1989; compare LEIN et al., 1997) partly with Pb-Zn ore deposits (e.g. Bleiberg ore deposit: CERNY, 1989; SCHROLL et al., 2006), that evolves in this area in a classical shallowing upward manner: the basinal Partnach Formation was overlain by allodapic limestones, equivalent to the Raming Formation, followed by reefal limestones and later by the lagoonal carbonates of the Wetterstein Carbonate Platform (LEIN et al., 1997). In the Julian the Lunz/Raibl event drowned the Wetterstein Carbonate Platform in the whole area. The siliciclastic Northalpine Raibl Formation (e.g. ŠTRUCL, 1971; JURKOVŠEK, 1978; JELEN & KUŠEJ, 1982; KAIM et al., 2006; KOLAR-JURKOVŠEK & JURKOVŠEK 1997, 2010) was partly formed under freshwater conditions. In the Late Carnian the siliciclastic input decreased rapidly, and a new carbonate ramp was established. The Opponitz Formation is replaced by the (partly evaporitic) Northalpine Raibl Formation representing a proximal carbonate ramp (HAGEMEISTER, 1988). Around the Carnian/Norian boundary this carbonate ramp progressed gradually into the Hauptdolomit. In the Northern Karavanks the Hauptdolomit ranges from the earliest Norian to the Middle to Late Norian. In the latest Norian an opening of the restricted Hauptdolomit resulted in the formation of the Plattenkalk. In Early Rhaetian the lagoon deepened, and the siliciclastic input led to mixed terrigenous-carbonatic sedimentation of the Kössen Formation. The Oberrhät Limestone is very rare in the Northern Karavanks.

Central Western Carpathian (Tatro-Veporic) Unit

The Triassic stratigraphic and facial patterns of the Central Western Carpathians are very similar to that of the Eastern Alps. It is, in fact, the eastern (NE) continuation of the same facial zones from Europe-near facies zones to the distal shelf. Only names and the definitions of the individual zones or units – (Tatric, Veporic-Fatric, Hronic and Silicic Units) are different. The position of the Zemplinic Unit is ambiguous, and the Pieniny Klippen Belt has special setting in between the Central and Outer Western Carpathians.

Moreover, there exist in the Central Western Carpathians (in comparison to the Eastern Alps) some “special” facies – for example variegated Carpathian Keuper in the Norian of the Tatric, Fatric and Veporic zones.

Integration of the Pieniny Klippen Belt into the Central Western Carpathians is questionable. Pieninian sedimentary zones opened only in the Jurassic time. Triassic rocks in the Pieniny Klippen Belt are known mainly in a form of small detritus, pebbles or blocks in younger sediments. These were derived often from “exotic” sources. Triassic (mainly Upper Triassic) formations are present to a larger extent only in the Drietoma (Klape), Manín and Haligovce sequences, which are included in the Pieniny Klippen Belt, but they are considered as being of Central Carpathian origin.

Pieniny Klippen Belt

The Pieniny Klippen Belt is the most complicated unit of the Western Carpathians (ANDRUSOV, 1959, 1968, 1974; BIRKENMAJER, 1986; PLAŠIENKA et al., 1997a; GOLONKA,

2007; GOLONKA et al., 2008; GOLONKA & PICHA, 2008). It did not yet exist in the Triassic time. Klippen in which Triassic rocks are present originated in the Central Western Carpathians and became part of the Pieniny Klippen Belt tectonically only later.

Anisian–Ladinian ramp carbonates are present only in a limited area of the Haligovce outliers. The Norian is represented by the Carpathian Keuper Formation with characteristic lagoonal sedimentation only in the Drietoma sequence. The Rhaetian is represented by black organo-detritic and coral limestone and shales (location on Text-Fig. 1; Text-Fig. 2; Text-Fig. 4, col. 1). Triassic formations are not known in other klippen sequences.

Tatric Unit

The Tatric Unit, which is the deepest tectonic unit of the Central Western Carpathians, is composed of a crystalline core and its sedimentary cover, consisting of Upper Paleozoic and mainly Mesozoic sequences.

The Tatric depositional area probably lied in the continuation of the Lower Austroalpine domains.

Lower Triassic sediments in the Tatric Unit are the most completely developed in the area of the “core mountains” of the Western Carpathians. Lower Triassic siliciclastic sediments lay discordantly on crystalline rocks. They are represented by the Lúžna Formation, consisting of variegated siliciclastic rocks: conglomerates, silicified sandstones, quartzites and shales with a thickness up to 100 m. Early Triassic sedimentation was typified by fluvial sediments, which were gradually changed to coastal and shallow-marine deposition.

At the beginning of the Anisian restricted carbonate ramp sedimentation began, that was extended almost over the whole Tatric area and characterized by grey to black Gutenstein Limestone of various types. Deposition of ramp carbonates continued in the Ladinian, represented by the Ramsau Dolomite. In the upper part of this cycle, in a limited area (Veľká Fatra Mts) slates alternating with dolomites (Došnianske Formation; PLANDEROVÁ & POLÁK, 1976) were formed, continuing in the Carnian. This interval corresponds probably to the Lunz Formation, which is not present in most part of the Tatric area.

The Norian in the Tatric Unit is represented by the “Carpathian Keuper” Formation (Text-Fig. 4, col. 2), which consists of siliciclastic sediments, composed of basal conglomerates, coarse-grained quartzites and variegated shales in the upper part. Thin layers of dolomites occur only rarely.

The uppermost Rhaetian is missing in the Šiprún trough, there is a stratigraphic hiatus. On the contrary, on the North-Tatric ridge in the Tatra Mts remnants of continental sedimentation (Tomanová Formation) are present (MIČHALÍK et al., 1976). Rhaetian in Tríbeč Mts and Strážovská hornatina Mts is developed only rudimentary as crinoidal and bioclastic coquina limestone.

Fatro-Veporic Unit

This unit includes elements of a crystalline complex, as well its Upper Paleozoic and Mesozoic cover. Two Mesozoic units are present in the Northern Veporic Unit: the Veľký Bok sequence (metamorphosed) and the Križna Nappe. ANDRUSOV et al. (1973) described the Fatric tectonic unit

(Text-Fig. 4, col. 3), which includes a group of the Sub-Tatric nappes: Križna, Beliansky and Vysocký Nappes. The Mesozoic of the Southern Veporic Unit is represented by the metamorphosed Föderata Series.

The Lower Triassic formations of the **Northern Veporic Unit** (Text-Fig. 4, col. 3 and 5) directly overlie the Permian siliciclastics. Their character is almost identical to that of the Tatric Unit. They consist of light silicified sandstones and arkoses. Variegated shales prevail in the upper part. The maximum thickness reaches approx. 80 m.

At the beginning of the Anisian, the peritidal platform sedimentation of the Gutenstein Limestone started, accompanied by bioturbated limestone ("calcaire vermiculaire"). It continued during the whole Anisian. In the Early Ladinian the formation of Ramsau Dolomite began, often of the stromatolitic type, relatively rich in Dasycladacea, which progresses to a well-ventilated shallow platform facies. In the Longobardian the Podhradcké Limestone occurs sporadically, consisting of dark-grey to black bioclastic limestone with detritus of crinoids, bivalves and remnants of conodonts. Most part of the sedimentary sequence was subject to slight metamorphism in the Northern Veporic.

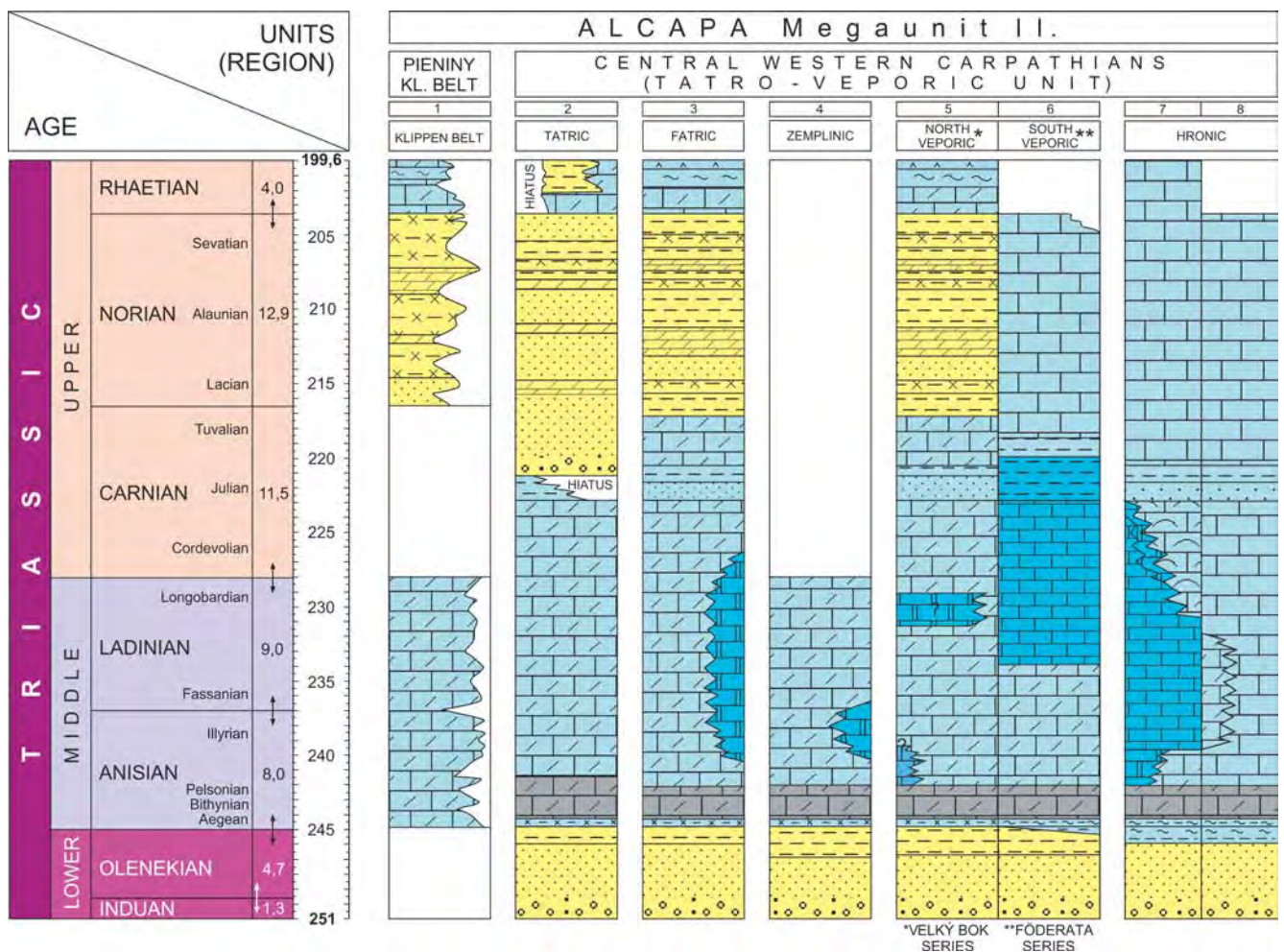
Siliciclastic Lunz Beds deposited in the Carnian, which are only rudimentary in the Veporic Unit. Their maximum thickness reaches up to 20 m. The Upper Carnian is represented by Main Dolomite (Hauptdolomit), which deposited under semiaridic conditions.

The Norian is characterized by the Carpathian Keuper Formation, composed mainly of variegated red, green claystones, shales alternating with platy, grey-yellow dolomites (Pl. 2, Fig. 3). Psammitic and pelitic layers are more common in the lower part of the formation. Thin intercalations of evaporites occur as well. Maximum thickness of the formation does not exceed 100 meters. The Carpathian Keuper Formation developed in lagoonal, significantly aridic environment.

The Rhaetian is characterized mainly by the Kössen Beds, consisting of black, bituminous marly shales, oolitic, crinoidal, mainly bioclastic limestones with shells of bivalves, brachiopods and corals.

The Triassic of the **Southern Veporic Unit** (Text-Fig. 4, col. 6) is represented by the low-grade metamorphosed Föderata Group (ROZLOZNIK, 1935; PLAŠIENKA, 1993; MELLO et al., 2000a, b). Lower and Middle Triassic formations are similar to those of the North Veporic Velký Bok sequence: light and greenish quartzites, at the base sporadically with conglomerates, higher up sericitic shales with beds of platy quartzites or greywackes dominate.

The Middle Triassic carbonate sequence begins usually with rauhwackes and dolomites, followed by dark platy limestones of Gutenstein type, with dark calcareous shales (Anisian). They are gradually replaced upward by light limestones (Anisian-Ladinian).



Text-Fig. 4. Lithofacies chart of the Pienniny Klippen Belt (1) and Central Western Carpathians (Tatro-Veporic Unit) (2-8). (ALCAPA II).

Deepening of the sedimentation area in the (Ladinian?) – Carnian interval is documented by a sequence of dark to black shaly limestones, cherty limestones and dark marly shales with intercalations of sandstones and layers of dark limestones. From this sequence STRAKA (1981) determined Lower–Middle Carnian conodonts (*Gondolella polygnathiformis*, *Gladigondolella tethydis*, etc.).

The Uppermost part of the Föderata Group (Upper Carnian – Norian) consists of light massive dolomites (“Hauptdolomit”), in up to 100 m thickness.

The Föderata Group facially reminds basinal sequences of the Hronic Unit (former Biely Váh facies, or Homôlka sequence); therefore no wonder that since SCHÖNENBERG (1946) some geologists have considered it as the root zone of the Hronic nappes.

Zemplinic Unit

The Zemplinic tectonic Unit became amalgamated into the Central Western Carpathian block only during the youngest, Neogene phases of tectonic development. The unit consists of a Variscan crystalline basement and its Upper Paleozoic – Mesozoic cover (BEZÁK et al., 2004b). According to VOZÁROVÁ & VOZÁR (1988), the Zemplinicum represents the continuation of the Veporicum. Its Lower Triassic, developing with continuity from Upper Paleozoic continental siliciclastics, is likewise formed of continental sandstones, shales, sandy conglomerates and yellowish grey dolomitic shales with thin gypsum intercalations (Lúžna Fm.; VOZÁROVÁ & STRAKA, 1989). The evaporitic upper part of the sequence probably belongs to the lowermost Anisian. The upper Lower or Middle Anisian to Lower Ladinian? carbonate succession (Ladmovce Fm.) is represented in its lower part by dark grey, massive or thick bedded, partly bioturbated limestone, whereas in its upper part by light coloured dolomites with intercalations of shales, rauhwackes and breccias. From this upper part a Late Anisian conodont fauna (*Gondolella excelsa*, *G. cornuta*) was reported (STRAKA in VOZÁROVÁ & STRAKA, 1989). Younger Triassic formations are not preserved (Text-Fig. 4, col. 4).

10–15 km SW of the outcrops of the Zemplinic Unit, in the area of Hungary, Ladinian–Carnian Wetterstein and Norian–Rhaetian Dachstein type platform carbonates were discovered in drill cores near Sárospatak (PENTELENYI et al., 2003). Due to the discontinuous record, it is unclear, if they represented the continuation of the Triassic of Zemplinic Unit, or a unit of higher position above that. In the latter case, the situation would resemble that of the Muráň Nappe above the Veporic Unit.

Hronic Unit

The Hronic Unit represents the highest Palealpine cover nappe system in the majority of the Central Western Carpathians. Only three tectonic outliers of the Silicic Unit s.l. (the Drienok, Muráň and Vernár Nappes) are lying above (higher) in the central and eastern part of the Central Western Carpathians (see below). The Hronic Nappe System is composed of numerous nappes and duplexes, containing Upper Paleozoic sediments and volcanics, dominantly Triassic carbonates representing various paleoenvironments of the Hronic sedimentation area: carbonate platforms, intraplatform basins and slopes between them. Jurassic and

Lower Cretaceous sediments are preserved in much smaller extent.

Some nappes of the Hronic Unit are monofacial (uniform basin facies, so-called “Biely Váh facies”), while the others are polyfacial. The concept to assign the nappes, or partial nappes derived from carbonate platforms or from the slope areas (typically with the Wetterstein, Raming, Schreyeralp and even Reifling Limestone) to the “higher” (highest) Subtatric or Gemic (later Silicic) Nappe System, caused long lasting problems of delimitation and classification of the Hronic Unit. This was the case with the Strážov, Veterník, Havranica, Jablonica, Nedzov, Tematín and Tlstá Nappes (and some other small tectonic outliers), which by the majority of the authors were considered as more “southern” elements than the Hronic Unit. The idea about the structure and paleogeography of such a “narrowly” defined Hronic Unit was then very simple (ANDRUSOV et al., 1973, p. 33–34): “The Hronic is the major tectonic unit overthrust on the Veporic and Fatric. Essentially, it is a large nappe which was translated from the south over Veporic and Fatric into the Tatric area”. The Choč and Šturec Nappes were considered not only as two different “developments” (basinal Biely Váh and carbonate platform Čierny Váh facies), but as the only subunits of the Hronic Unit, as well.

A different paleogeographical and structural idea of the nappe system of the Hronic Unit (based mainly on the Middle and partly Upper Triassic facies differences) was presented by HAVRILA in several works (HAVRILA & BUČEK, 1992; HAVRILA, 1993; in PLAŠIENKA et al., 1997b; KOVÁČ & HAVRILA, 1998; and mainly in KOHÚT et al., 2008). According to HAVRILA the nappes of the Hronic Unit were derived from two basins and two carbonate platforms belonging exclusively to the Hronic sedimentation area (Text-Fig. 4, col. 7–8).

In the western part of the Central Western Carpathians there are the Dobrá Voda and Homôlka Nappes, derived from the Dobrá Voda Basin, and the Považie Nappe (originally Havranica, Jablonica, Nedzov and Strážov Nappe) derived from the Mojšín-Harmanec Carbonate Platform. The depositional area of the Veterlín and Ostrá Malenica Nappes had an intermediate position between the two paleoenvironments, containing a facially mixed succession.

This new interpretation of the Hronic Unit, with special consideration of the former “Strážov Nappe” plays a critical role in recent paleogeographical interpretations of the Central and Inner Western Carpathians. CSONTOS & VÖRÖS (2004) in their large-scale overview on the Mesozoic plate tectonic evolution of the Carpatho–Pannonian–Dinaridic domain – based on the former “North Gemic” interpretation of the “Stražov Unit” –, placed the “Meliatic oceanic domain” even to the N of the Stražov domain.

In central and eastern part of the Central Western Carpathians there are disintegrated nappes derived from the Biely Váh Basin – Choč, Svarín and other nappes with local names (Bystrá, Svíbová and Okošená), and nappes derived from the Čierny Váh Carbonate Platform – Boca and Malužiná Nappes. Tlstá and Šturec Nappes are derived from the eastern part of the Mojšín-Harmanec Carbonate Platform and from a transitional area to – Biely Váh Basin, respectively.

The Lower Triassic sedimentary rocks of the Hronic Unit are represented by the siliciclastic Šuňava Formation, con-

sisting of quartzose sandstones, sandstones and shales. The Middle Triassic commences by Lower Anisian Gutenstein dolomites and limestones. The basic architectural element is formed of Ramsau Dolomite of Late Anisian – Early Ladinian age. Typical deep-water deposits are represented by the Middle/Upper Anisian to Ladinian/Lower Carnian Reifling Limestone, and sometimes by the Upper Anisian Schreyeralm Limestone. In some parts the light coloured Wetterstein Limestone represents this time horizon. The middle part of the Carnian mostly consists of the siliciclastic Lunz Formation. The Upper Carnian and Norian is built up by thick and massive Hauptdolomit, which represents the uppermost lithostratigraphic unit of the Hronic Unit in most of the core mountains (JANOČKO et al., 2006). At several places the sequence terminates with limestones (Dachstein Limestone Fm., Norovica Lmst. Fm.) of Norian–Rhaetian age.

Silicic Unit s.l.

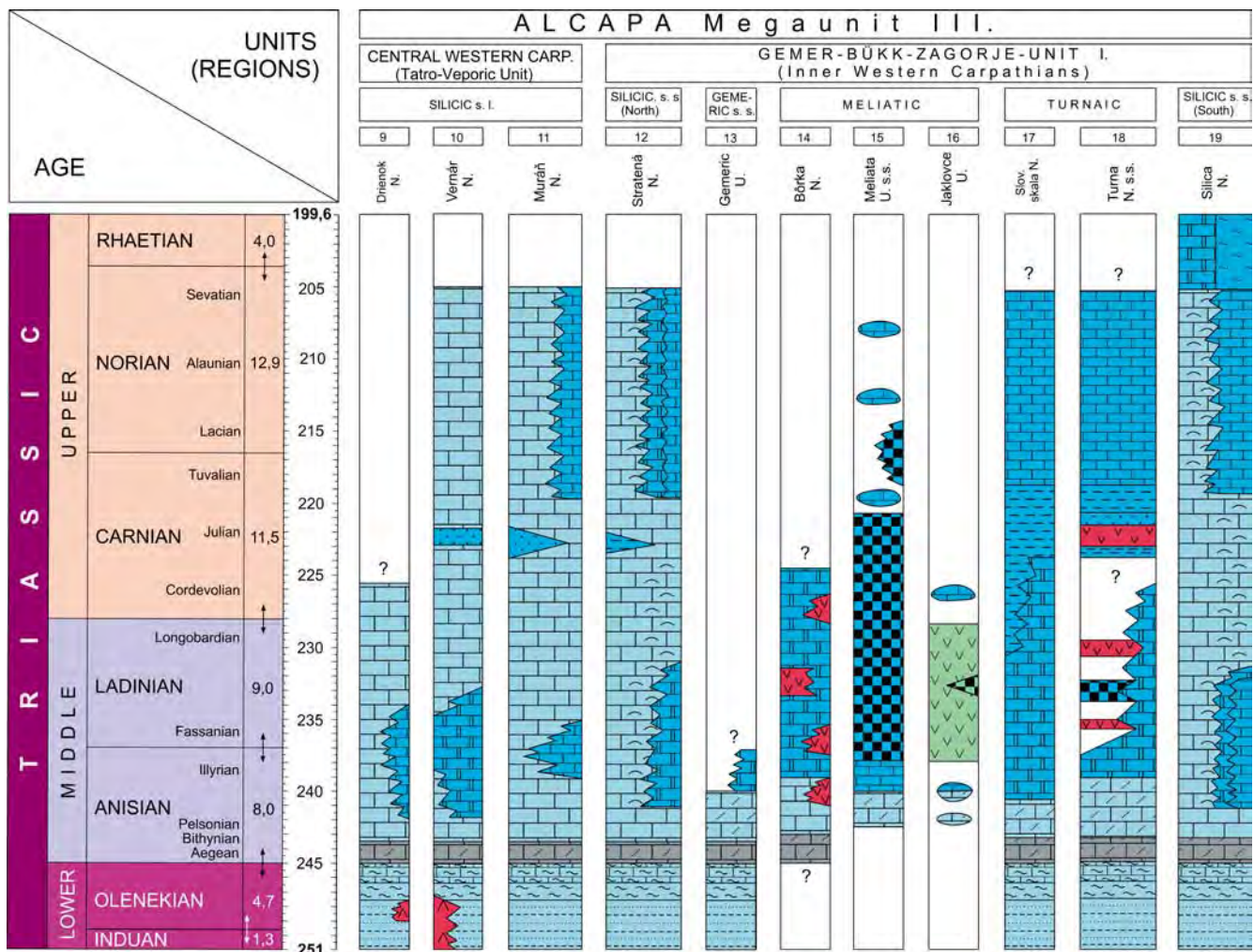
The structurally highest nappes of the Central Western Carpathians (Stratená, Muráň, Stražov, etc.) were previously included into the “Gemicum” (ANDRUSOV et al., 1973; ANDRUSOV, 1975) or the “North Gemicide Units” (MAHEL, 1973). At the same time the Mesozoic of the Slovak Karst area (lying south and above the Gemic Paleozoic

ic; “Gemicum” s.s., a term still applied even nowadays) was classified as “South Gemicide Unit” (MAHEL, 1973). The discovery of the Mesozoic age (KOZUR & MOCK, 1973) of fragmentarily preserved deep-water sediments (radiolarites, shales) and ophiolites initiated a major challenge in the geotectonic concepts about the southern part of the Western Carpathians, nowadays called “Inner Western Carpathians” (since MOCK, 1980b). A decade later MAHEL (1984 and especially 1986, p. 39) classified the former “North Gemicide Units” (after the “Spiš Nappe” of ANDRUSOV, 1968) as “Spišcum” (Spiš Nappe) including the Strážov, Muráň and Besník Nappes.

Recently, however, the distantly lying Strážov Nappe has been included into the Hronic Unit (HAVRILA, 1993, and other publications, see above), where it is described as well (see above).

On the other hand, the Stratená Nappe, although already thrust onto the Veporic Unit, is described herein as part of the Gemic-Bükk-Zagorje Unit and of the Silicic Unit s.s. within that, since “Meliatric rocks” (radiolarites, etc.) occur below it (HAVRILA & OŽVOLDOVÁ, 1996).

The Muráň Nappe lying just west of the “Gemicum” (Gemic Paleozoic) is described herein, as it clearly lies above the Veporic Unit and no oceanic remnants can be found below it (VOJTKO, 2000, p. 339, assigned questionably a



Text-Fig. 5. Lithofacies chart of the Silicic s.l. on the Central Western Carpathians (Tatro-Veporic Unit) (9–11) and of the Gemic-Bükk-Zagorje Unit I (Inner Western Carpathians; SE Slovakia) (12–19). (ALCAPA III).

slightly metamorphosed siliciclastic-evaporitic sequence beneath the Muráň Triassic to the Meliata Unit; however, it contains no trace of ophiolites or deep-water sediments). Except of the Hronic Unit, slices of Carboniferous sediments assigned to the Gemic Unit were reported from beneath the Muráň Nappe (PLAŠIENKA & SOTÁK, 2001). It is to be added, apart from its well-known Dachstein facies, the Hallstatt facies was recently discovered in the Muráň Nappe (MELLO, unpubl.), which confirms its facial affiliation to Silicic Units.

As mentioned above (in chapter "Hronic Unit"), there exist only three tectonic outliers of the Silicic Unit s.l. (the Muráň, Vernár and Drienok Nappes) in the Central Western Carpathians (compare for example BEZÁK et al., 2004a, b). They are lying above the Hronic Unit or directly above the Veporic Unit in case of the Muráň Nappe, if the Hronic Unit (and Gemic Unit) is missing.

The problem of these nappes (and especially of the Vernár Nappe) has been discussed by HAVRILA (in MELLO et al., 2000a, b). He accepts assignment of these nappes to the Silicic Unit, but nevertheless speculates about the "transitional" character of the Vernár, Drienok and the "lower" Muráň Nappe (according to him only the "upper" Muráň Nappe belongs to the Silicic Unit).

The **Vernár Nappe** (location on Text-Fig. 1; Text-Fig. 5, col. 10) which has a relatively simple structure and the position on the northern margin of former "North Gemic syncline" was originally assigned to the Gemic Unit or Choč Nappe (Hronic Unit), by some authors to the Veporic Unit and recently has been ranged to the Silicic Unit (MELLO et al., 2000a, b). The uncertainty with its classification was (and still is) also due to its peculiar facial development – acid volcanics in the Lower Triassic, Middle Triassic sequences similar to the Silicic Unit and Upper Triassic sequences similar to the Hronic Unit.

The **Muráň Nappe** (Text-Fig. 5, col. 11) is a distinct nappe outlier about 150 km² large which was overthrust from the former "Gemic" to the Veporic area. Similar to the Silica, Stratená, Drienok and Vernár Nappes, it was recently assigned to the Silicic (and not Gemic) Unit.

Though in the past it was considered as a coherent nappe body, later it got more and more evident, that the Muráň Nappe (or nappe outlier) consists of several parts or sub-units – "lower" and "upper" Muráň Nappe as discussed by HAVRILA (MELLO et al., 2000b), "Turnaicum" (?) of VOJTKO (2000) and Dudlavá skala slice with Hallstatt Limestone (MELLO, unpubl.).

The **Drienok Nappe** (Text-Fig. 5, col. 9) is a tectonic outlier of the Silicic Unit in middle Slovakia (SE of Banská Bystrica) lying above the Hronic, or Veporic Unit. It formally was delimited and named by BYSTRICKÝ (1964b), and recently studied and described in POLÁK et al. (2003).

The stratigraphic setting and facies evolution of the three above mentioned nappes are comparable with the nappes of the Silicic Unit s.s. of the Inner Western Carpathians (i.e. the Silica and Stratená Nappes). Nevertheless, there exist some differences or peculiarities, in which they partly differ: the trace of an Early Triassic acid volcanic activity in the Vernár and Drienok Nappes (MELLO et al., 2000b; POLÁK et al., 2003), and the presence of terrigenous sediments in the middle Carnian in the Vernár Nappe (Lunz event). Concerning the final em-

placement of these units, PLAŠIENKA (1997) and PLAŠIENKA et al. (1997a) proposed a post-Gosau (latest Cretaceous) final emplacement of at least of the Muráň and Stratená Nappes onto the Veporic Unit.

Pelso Unit

While in the northern part of the ALCAPA Megaunit the strike-ward continuation of Austroalpine units/zones into the Central Western Carpathian (Tatro-Veporic) Unit is well established (HÄUSLER et al., 1993), in its southern part large-scale facies offsets can be recognized both to the Northern Calcareous Alps and to the Southern Alps and Dinarides (KÁZMÉR & KOVÁCS, 1985; SCHMIDT et al., 1991; HAAS et al., 1995a). This part includes predominantly South Alpine and Dinaridic related crustal blocks/fragments, which together form the Pelso Unit ("Pelso Megaunit"; FÜLÖP et al., 1987).

The largest of these blocks is the Transdanubian Range Unit (= Bakonyia Terrane; KOVÁCS et al., 2000), delimited in the NW and N by the Rába and Hurbanovo lines (interpreted as sinistral strike-slip fault; VOZÁR, 1996) and sealed in its most part by Middle Miocene, but in the E by Upper Oligocene sediments (NAGYMAROSY in KOVÁCS et al., 2000), whereas on the S by the Balaton Line, interpreted as dextral strike-slip fault and representing the continuation of the Periadriatic Lineament (FODOR et al., 1998; HAAS et al., 2000b). Although this unit structurally lies in an "Upper Austroalpine" position (HORVÁTH, 1993), its Permo-Mesozoic stratigraphy and facies shows closer affinity to central and western parts of the Southern Alps (HAAS & BUDAI, 1995; VÖRÖS & GALÁ CZ, 1998).

More about the facies offsets see chapter "Gemer-Bükk-Zagorje Unit".

Transdanubian Range Unit

The main part of the Transdanubian Range (Keszthely, Bakony, Vértes, Gerecse and Buda Mts) is made up of Triassic formations (location on Text-Fig. 1; Text-Fig. 6, col. 20), showing striking affinity with the corresponding formations in the Southern Alps (HAAS & BUDAI, 1995). The thickness of the Triassic formations may exceed 4 km. Classic exposures of the Lower and Middle Triassic are known in the southern part of the Bakony Mts, i.e. on the Balaton Highland.

In the northeastern part of the Transdanubian Range, above Upper Permian shallow-marine, lagoonal dolomites the Triassic succession begins with shallow subtidal limestones and marls, representing shallow to deeper ramp deposits. Southwestward, these sediments were replaced by marl of mud shoal facies and dolomite of restricted lagoon facies (HAAS et al., 1988; BROGLIO-LORIGA et al., 1990).

These formations are covered by a siltstone-sandstone sequence which indicates an intensified terrigenous input (Campil event in the Southern Alps). Deposition occurred in a subtidal ramp setting. This evolutionary stage was completed by a sea-level fall and a coeval decrease of terrigenous input, resulting in the formation of peritidal-lagoonal dolomites. During the next sea-level rise a marl succession was deposited on the outer ramp below the wave base.

In the Early Anisian the termination of terrigenous input led to deposition of pure carbonates on the ramp (HAAS & BUDAI, 1995), and dolomite was formed in a restricted, periodically hypersaline inner ramp lagoon. It is overlain by laminated and thick-bedded, strongly bioturbated limestone. The dolostones above it probably reflect an increasing restriction and dryer climatic conditions.

In the Middle Anisian, in connection with the Neotethys rifting, extensional tectonic movements began (BUDAI & VÖRÖS, 1992). This phase was followed by an onset of volcanoclastic deposition from distant volcanic centres during the Late Anisian.

In the southwestern part of the Transdanubian Range (Balaton Highland), intrashelf basins began to form during Pelsonian times (*Balatonites balatonicus* zone). Peritidal-subtidal carbonates were deposited on the most elevated blocks, whereas in the basins the dolomite progressed into the cherty Felsőörs Limestone of basin facies (Pl. 2, Fig. 5; VÖRÖS, 2003).

The Anisian/Ladinian boundary interval is characterized by pelagic limestones. The limestones are intercalated by volcanic tuff layers. It is followed by red cherty limestone, and tuffaceous limestone (Buchenstein Formation). Products of the Middle Triassic volcanism are mainly rhyodacite-trachyte pyroclastics, predominantly crystal tuffs (HARANGI et al., 1996). Until the earliest Carnian, deposition of pelagic cherty limestone continued in the Balaton Highland area (Pl. 3, Fig. 1). In the northeastern part of the Transdanubian Range the volcanic activity is indicated only by very thin tuff horizons. During the Ladinian to earliest Carnian,

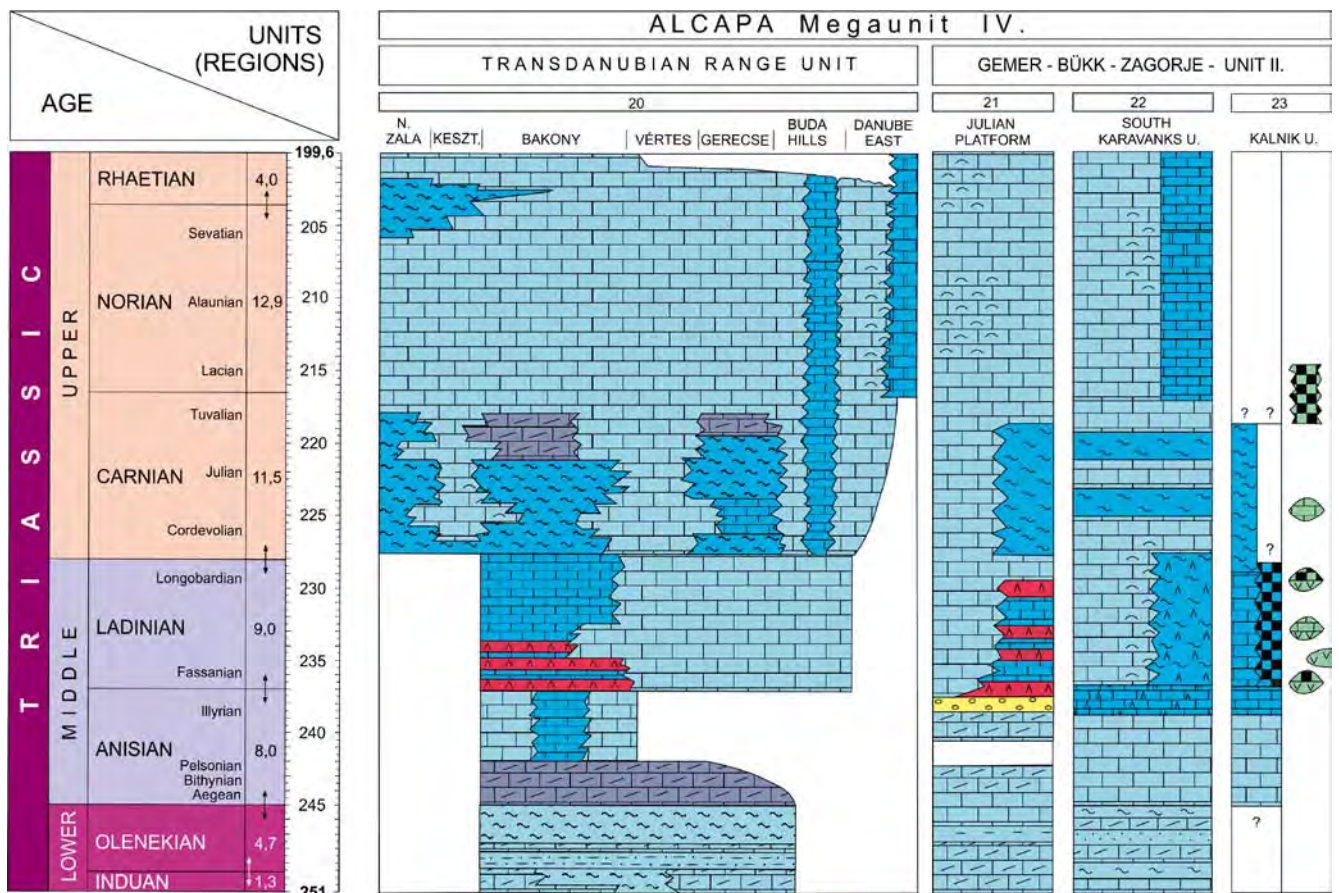
platform dolomite with dasycladacean algae (Budaörs Dolomite) was formed in that area (Pl. 2, Fig. 4).

In the Early Carnian (Julian) the input of a great amount of clay and silt from distal source areas and carbonate mud from the ambient shallow banks resulted in the deposition of a thick marl succession in the basins (HAAS, 1994). Rising sea-level in the late Early Carnian led to drowning of significant parts of the platforms. It was followed by a significant platform progradation in the middle part of the Carnian. In the late Early to early Late Carnian the remnant intraplatform basins were filled up with carbonates and shales.

In the latest Carnian large carbonate platforms began to form (BALOG et al., 1997). In the early stage of the platform evolution cyclic dolomite (Földolomit Formation, an equivalent of the Hauptdolomit – Dachstein Dolomite or Dolomia Principale) was formed under semiarid conditions.

In small outcrops east of the Danube and in the Buda Hills in the easternmost part of the Transdanubian Range, in addition to the platform carbonates cherty limestone and dolomite of slope and intraplatform basin facies also appear in the Carnian and continue in the Norian–Rhaetian (Mátyáshegy Formation) and locally even into the Early Jurassic (Csóvár Limestone) (Pl. 3, Fig. 3) (HAAS et al., 1997, 2000a).

At the end of the Middle Norian, in the southwestern part of the Transdanubian Range extensional basins began to form leading to stabilisation of the restricted subtidal conditions in this area. Thin-bedded dolomite was formed in



Text-Fig. 6. Lithofacies chart of the Transdanubian Range Unit (20) and of the SW part (Slovenia and NW Croatia) of the Gemer-Bükk-Zagorje Unit I (21-23) (ALCAPA IV).

this environment in the area of the Southern Bakony and the Keszthely Hills. In the Late Norian, a significant climatic change led to enhanced influx of fine terrigenous material and deposition of organic-rich marl in the restricted basin (Kössen Formation; HAAS, 2002).

In the central part of the Transdanubian Range the carbonate platform evolution continued until the end of the Triassic or locally even in the earliest Jurassic. However, the more humid climatic conditions led to cessation of the dolomitization, therefore the Földolomit Formation was followed by the Dachstein Limestone (HAAS & DEMÉNY, 2002) (Pl. 3, Fig. 2).

Gemer-Bükk-Zagorje Unit

To the ENE of the block of the Transdanubian Range Unit crustal blocks of more complex affinity (mostly Dinaridic–Hellenidic, but in the north also Upper Austroalpine) are in contact with the Central Western Carpathian (Tatro–Veporic) Unit. This region is referred to as “Gemer-Bükk area” (LESS et al., 2004). Units (Text-Fig. 5, col. 12–19; Text-Fig. 7, col. 24–34) building up this area show northern (Austroalpine) structural vergency in the north (“Gemic Nappe System” – or “Inner Western Carpathians”), whereas in the south they show southern (Dinaridic) vergency (“Bükk Nappe System”). However, in the middle, vergencies are alternating (HAAS & KOVÁCS, 2001, Fig. 4).

In the area of the “Gemer-Bükk units” the northwesternmost occurrences of some typical Neotethyan formations can be found, characteristic for the Hellenides–Dinarides: Upper Permian marine “Bellerophon Limestone” in the Bükk Mts, Middle Triassic early rift-type basalt volcanism with peperitic facies (Darnó Hill) and calc-alkaline, andesitic ones (Bükk Mts), Bódvalenke-type limestones (transition between Hallstatt Limestone and red radiolarite) in the Bódva Unit of Rudabánya Hills, Jurassic redeposited, platform-derived carbonates (western Bükk Mts and Darnó Hill region).

To explain the Dinaridic connections of the Late Paleozoic and Early Mesozoic of the Bükk Mts, proven at that time already by deep-drilling evidences, WEIN (1969) introduced the term “Igal-Bükk Zone”. FÜLÖP et al. (1987) introduced the term “Mid-Transdanubian Zone” for the Transdanubian (e.g. lying W of the Danube River) part of this zone. Later PAMIĆ & TOMLJENVIĆ (1998) introduced the term “Zagorje-Mid-Transdanubian Zone”. To express the connections to the surface outcrops until the Bükk Mts and further to the whole Gemer-Bükk area (especially because of the Mesozoic Neotethyan ophiolites), PAMIĆ et al. (2002, 2004) and PAMIĆ (2003) proposed the term “Zagorje-Bükk-Meliatica Zone / Composite Terrane”. As ophiolites make up only part of the units incorporated into the “Gemer-Bükk area”, many of them reflecting the Paleozoic and Mesozoic facies offsets discussed above, we use herein the term “Gemer-Bükk-Zagorje Unit”, forming the southeasternmost part of the large ALCAPA Megacunit.

Following former paleogeographic considerations KOVÁCS (1983, 1984) supposed a common origin for the Bükkian and Gemic ophiolitic units (“Meliaticum”), an idea which occurred in many subsequent works. However, although both originated from the Neotethys Ocean (but from its different parts), they clearly differ in their structural settings and partly also in composition.

Different surface and borehole geological data on the Slovakian and, respectively, Hungarian sides of the Slovak Karst – Aggtelek Karst area (LESS et al., 2004) led to different interpretations on the architecture and structural orientation of tectonostratigraphic units building up this terrain. It should be noted, that already ROTH (1939) and BALOGH & PANTÓ (1953) recognized the opposite structural vergencies at the northern and southern, respectively, margins of the karst area, confirmed by recent studies (MELLO & REICHWALDER, 1979; PLAŠIENKA et al., 1997a; PÉRO et al., 2003). In the Slovakian territory the superposition of ophiolite-bearing units (**Meliatic Unit**) – very low to low-grade metamorphosed unit (**Turnaic Unit**) – non-metamorphosed unit (**Silicic Unit** s.s.) can be recognized from below upward (like in the Brusník area: VOZÁROVÁ & VOZÁR, 1992; MELLO et al., 1997, and references therein). On the contrary, on the Hungarian side (Aggtelek Karst) the metamorphosed unit of intermediate position is missing and ophiolite slabs (**Tornakápolna Unit**) are incorporated in the Upper Permian evaporitic sole of the non-metamorphosed **Aggtelek Unit** (RÉTI, 1985; KOVÁCS et al., 2004, and references therein).

Inner Western Carpathian (Gemic s.l.) Unit

The Inner Western Carpathians means the innermost part of the Western Carpathians that is situated south of the Lubeník–Margecany line (Text-Fig. 1). They differ not only facially from the Central and Outer Western Carpathians.

The structure of the Inner Western Carpathians is composed (from its base upwards) of four main tectonic units, the Gemic, Meliatic, Turnaic and Silicic s.s. The Inner Western Carpathians represent a segment of the Western Carpathians, in which the remnants of the oceanic zone (Meliatic Unit), of the adjacent continental slope (Gemic and Turnaic Units) and the shelf (Silicic Unit s.s.) are preserved (MELLO et al., 1998).

Gemic Unit (s.s.)

The Gemic (s.s.) Unit is the lowermost tectonic unit in the nappe pile of the Inner Western Carpathians (MOCK, 1980a). In tectonic superposition the Meliatic, Turnaic and Silicic s.s. tectonic units are lying above it.

The Gemic Unit (Text-Fig. 5, col. 13) consists mainly of Paleozoic slightly metamorphosed sedimentary and volcanic rocks (EBNER et al., 2008; VOZÁROVÁ et al., 2009a, b). The Mesozoic (exclusively Lower and Middle Triassic) cover is preserved only in several places (mainly around Petrovo and Kobeliarovo villages and around Krompachy) underneath of the Bôrka Nappe of the Meliatic Unit.

The Lower Triassic deposits of the Gemic Unit are very similar to those of other Inner Western Carpathian units; formations of the Werfen Group are present: at the base variegated sandstones and shales with bodies of evaporites (Nová Ves and Kobeliarovo Formations), higher up marlstones and limestones. The Middle Triassic is represented mainly by Gutenstein-type dolomites and limestones, partly light (recrystallised) limestones. Locally (in Petrovo village) cherty (?Reifling) limestones occur.

Meliatic Unit

The Meliatic Unit derived from the oceanic domain of the northwesternmost part of the Neotethys (KOZUR, 1991), in-

cluding the deepest part of its continental slope (cf. its interpretation in the chapter Northern Calcareous Alps). The unit occurs prevalently in form of a mélangé consisting of slices. The mélangé fringes the southern margin of the Gemeric Unit, or appears in a form of tectonic inliers beneath the Turna or Silica Nappes. Several occurrences are also known in the northern part of the Gemeric Unit (Danková, Galmus, Jaklovce and Murovaná skala). The Meliata Unit is usually represented by smaller or larger (often of km-sized) blocks incorporated within Upper Permian (evaporites) or Lower Triassic (marls) ductile rocks that form the base of the overlying Silicic and ?Turnaic Units (HOVORKA, 1985); the earliest interpretations of the “Meliata Series” (ČEKALOVÁ, 1954; BYSTRICKÝ, 1964a; see in MELLO et al., 1997) were based on these observations. According to several researchers (MOCK, 1980a; MELLO, 1996, and others) two subunits can be distinguished: the Meliata Group s.s. and the Bôrka Nappe.

The Meliata Group s.s. (occurring at the localities Držkovce, Honce, Meliata, Jaklovce, etc.) is a relict of sediments and volcanics originated in a basin with oceanic crust. The Meliata Group s.s. was defined as a complex of dark argillaceous shales of Jurassic age, up to several hundred metres thick, with thin beds of dark and greenish-red radiolarites (Bathonian–Callovian) and spotted marlstones with intercalation of sandstones, which are considered as Liassic. The olistostrome bodies in a shaly complex contain clasts and blocks, mainly of Triassic age, attaining the size of up to several hundred metres in diameter. Petrology and stratigraphy of the Meliatic Unit at the Meliata and Jaklovce localities were described in details by MOCK et al. (1998) and AUBRECHT et al. (2010).

However, the Triassic blocks represent two depositional settings: the distal (deepest) part of the continental slope and the ocean floor (IVAN & MELLO, 2001; KRONOME, 2002). The former is represented by the Meliata type section itself (MOCK et al., 1998), where light coloured crystalline limestone (of “meta-Steinalm” type), containing neptunian dykes of similarly metamorphosed Pelsonian red, pelagic limestones (the age is proven by conodonts; KOZUR & MOCK, 1973) and Middle Triassic red radiolarites, occurs. In accordance with the interpretation of the Meliata Facies Zone in the Northern Calcareous Alps (see above), we retain the term **Meliata Unit s.s.** (Text-Fig. 5, col. 15) for this setting. DUMITRICĂ & MELLO (1982) demonstrated the presence of the Late Illyrian radiolarian zone (*Oertlispongus inaequispinosus* zone) in the area of Slovak Karst from a red radiolarite block near Držkovce. The northwesternmost occurrence of the Meliatic Unit was proven by Ladinian red radiolarites found beneath the Stratená Nappe (HAVRILA & OŽVOLDOVÁ, 1996), that is thrust already onto Veporic basement.

The true ocean floor setting is represented by the Jaklovce locality, where MOR-type basalt (IVAN, 2002) occurs in association with red radiolarite in an outcrop along the railway. From here MELLO et al. (1995) reported Illyrian to Longobardian conodonts and radiolarians (*Gondolella excelsa*, *Eptingium manfredi*). For this setting the term **Jaklovce Unit** is used herein (Text-Fig. 5, col. 16).

The second subunit, occurs tectonically directly above the Gemeric Paleozoic and partly also the Mesozoic sequences, represents a remnant of the Jurassic accretional complex, which is designated as the **Bôrka Nappe** (LEŠKO &

VARGA, 1980; redefined by MELLO et al., 1996, 1997, 1998). The occurrences of Late Paleozoic – Mesozoic metamorphosed sequences (types Dúbrava and Hačava) are classed to this subunit, which occurs along the northern margin of the Slovak Karst between Jasov and Sirk, as well as in the Nižná Slaná depression. A characteristic feature of these rocks is the Late Jurassic medium to high pressure metamorphism with low thermal gradient (MAZZOLI et al., 1992; MELLO et al., 1998). In this type of metamorphism the Bôrka Nappe differs from the underlying Gemeric, as well as overlying Turnaic or Silicic s.s. Units. Its lithological composition is variable. The abundant metabasites (predominantly glaucophanites and light-coloured crystalline limestones with volcanic material) are assigned to the Triassic (Text-Fig. 5, col. 14), whereas the slates are probably of Jurassic age.

Based on the study of protoliths and geochemical characteristics of metabasites (glaucophanites) of the Bôrka Nappe, IVAN & KRONOME (1996) concluded that they are very complex and inhomogenous, and accordingly cannot be classed to a coherent group.

Tectonic slices with amphibolite facies assemblages were reported as a further member of the Meliata Unit, besides the above mentioned metamorphosed rocks. Their metamorphic characteristics indicate, that they represent fragments of an older basement unit, which was involved into a subduction zone (FARYAD, 2000).

Turnaic Unit

Nappes of the anchimetamorphosed to epimetamorphosed Turnaic Unit (**Turna Nappe** and **Slovenská skala Nappe**; Text-Fig. 5, col. 17–18) occur in the wider region of the Slovak Karst, as a rule above the Meliatic and below the Silicic s.s. Unit. They are represented by rocks of Middle Carboniferous to Late Triassic and/or Jurassic age (MELLO et al., 1996). A series of more or less similar lithology is also known in the Rudabánya Hills, Hungary (“Turna Series”: GRILL et al., 1984; KOVÁCS et al., 1989; LESS, 2000); see Martonyi Unit below after GRILL (1988), however, in different setting; and of different interpretation.

The Lower Triassic is represented by the Werfen Group similar to that in the Silica Nappe, but metamorphosed. Carbonate ramp facies (Gutenstein and Steinalm Formations) characterize the Lower and partly the Middle Anisian. In the Pelsonian due to the onset of the extensional tectonics the ramp was drowned (in contrast to the Silicic Unit). Therefore in the higher Middle and Upper Triassic, basinal and slope facies (grey, bedded cherty limestones – Reifling and Pötschen Limestones) are predominant. In the Carnian traces of basic volcanic activity (Dvorník Member) occur.

Silicic Unit s.s. (incl. Aggtelek Unit)

It is the uppermost and innermost unit of the Inner Western Carpathians, thrust over the Turnaic and Meliatic Units and more northerly also over the Gemeric Unit. Several tectonic outliers of the Silicic Unit s.l. (Muráň, Vernár and Drienok Nappes) can be found also over the Veporic and Hronic Units (see the chapter “Central Western Carpathians”).

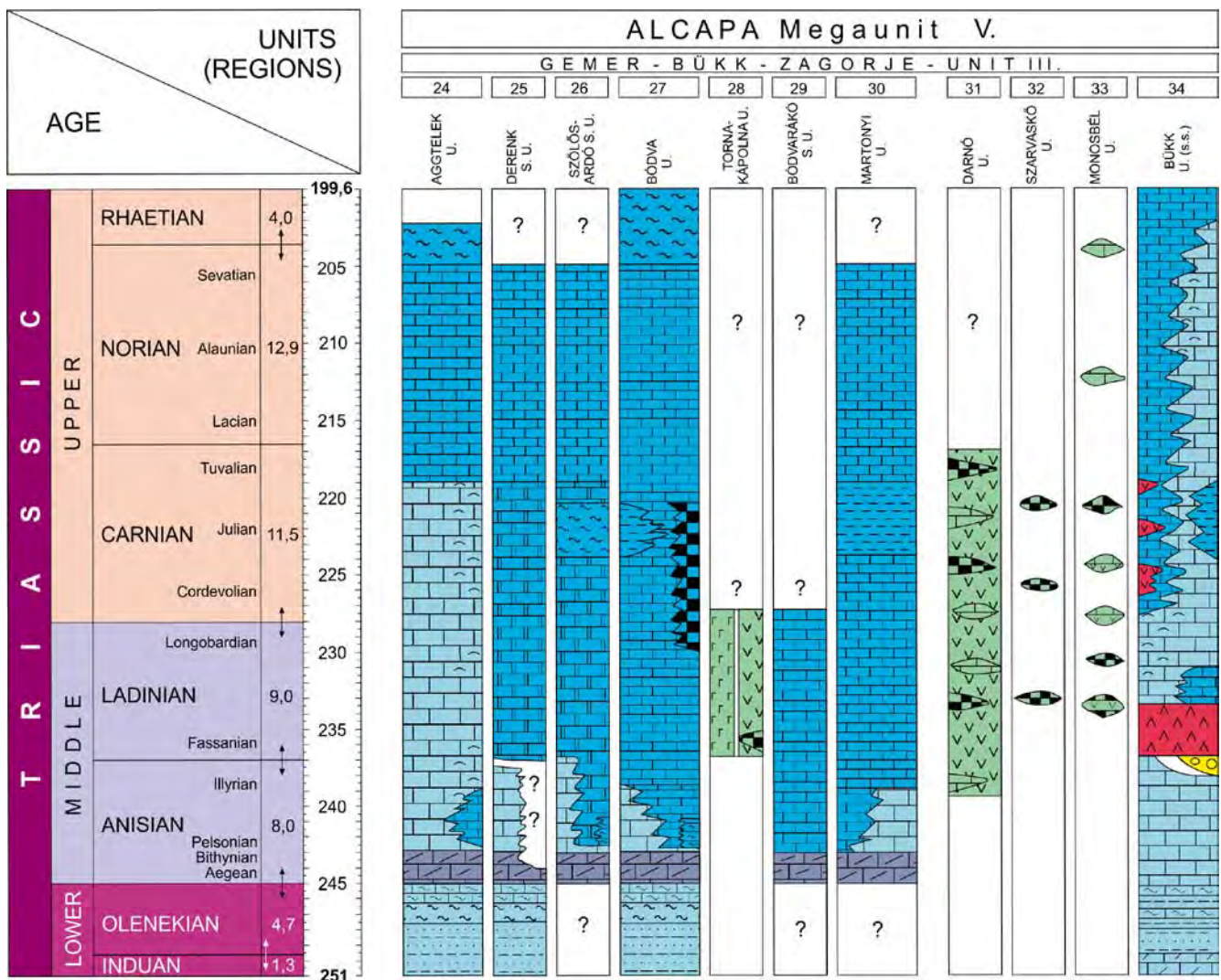
The **Silicic Unit s.s.** is represented in Slovakia by the Stratená Nappe (in the north; Text-Fig. 5, col. 12) and the Silica Nappe in the south (Text-Fig. 5, col. 19). In Hungary

the Aggtelek Unit is actually the continuation of the latter (see below). Although the Stratená Nappe is thrust already onto the Central Western Carpathian basement (Veporic Unit), it is classified to this unit herein, since Meliatic rocks (proven by Ladinian red radiolarites: HAVRILA & OŽVOLDOVÁ, 1996) still occur below. Their stratigraphic successions range from the (?Middle-)Late Permian to the Late Jurassic. The oldest formation, the Permian to earliest Triassic Perkupa Evaporite Formation, on which the Silica Nappe was overthrust (or slid down) to its present-day position. The Lower Triassic formations are predominantly siliciclastic in the lower part, consisting of variegated sandstones and shales (Bódvaszilás Formation), higher up the carbonate constituent increases (marlstones and limestones of the Szin Formation).

The Middle and Upper Triassic is made up of carbonates, in places attaining a thickness of nearly 2 km. The Carbonate ramp and platform facies (the latter being dissected into reefs and lagoons) are represented by limestones and dolomites of the Gutenstein, Steinalm, Wetterstein and Dachstein Formations, whereas rocks deposited on the adjacent slopes and in basinal environments by the Reifling, Nádaska, Schreyeralm, Raming, Hallstatt, Pötschen and Aflenz Limestones and Zlambach Marl.

The pre-rift stage (Early to Middle Anisian) of the carbonate ramp facies is represented by the restricted lagoonal Gutenstein Formation, and then by the open lagoonal Steinalm Formation with rich dasycladacean algae association (BYSTRICKÝ, 1964a, 1986).

As a result of rifting processes taking part in the Meliatic domain, the uniform Steinalm carbonate ramp was dissected and extensional intrashelf basins were formed during the Middle and Late Anisian, in which reddish Schreyeralm-type or grey Reifling-type limestones, whereas on their slopes varicoloured limestones (Nádaska Limestone) were deposited. In other areas, however, development of carbonate platforms continued, as indicated by a continuous succession of dasycladacean algae zones (*Physoporella pauciforata* + *Oligoporella pilosa* – *Diplopora annulatissima* – *D. annulata* zones) (BYSTRICKÝ, 1964a, 1986). In most of these areas (the northern or northwestern parts of the present Stratená and Silica Nappes) carbonate platform building (rimmed with reefs) was continuous till the end of the Norian (Wetterstein, Tisovec: see KRYSSTYN et al., 1990 / and Dachstein Limestones: MELLO, 1974, 1975a). The intrashelf basins were overlain by the prograding Wetterstein reefs in the Late Ladinian (MELLO, 1975b). No siliciclastic event is recognizable in the Carnian. The presence



Text-Fig. 7. Lithofacies chart of the Aggtelek Karst (24–25), Rudabánya Hills (26–30) and Bükk Mts (31–34) (NE Hungary) (Gemér-Bükk-Zagorje Unit III) (ALCAPA V).

of horizons with large oncoids (up to 2 cm) in the uppermost part of the Wetterstein Limestone indicate shallowing in the late Julian.

The southern respectively southwestern parts of the present Silica and Stratená Nappes were broken down in the Late Carnian, and pelagic, red or pinkish Hallstatt and grey Pötschen Limestones were deposited till the Late Norian (MIŠÍK & BORZA, 1976; MELLO et al., 1997, 2000a, b) all summarized in HAAS et al. (2004).

Both the Stratená Nappe in the north and the Silica Nappe in the south show a more or less obvious southern facies polarity concerning their Middle (Wetterstein Limestone lagoonal facies – reefal facies – Nádaska Limestone of slope facies in the former) and Upper Triassic (Dachstein Limestone – Hallstatt Limestone in both) formations (MELLO et al., 1996, 2000a, b). However, they both show definite N-vergent structures bearing evidence of thrusting over the Gemer Paleozoic (and other underlying) units (PLAŠIENKA et al., 1997a). The duplication of the Silicic s.s. Unit both in the N and in the S and likely the opposing structural vergencies recognized on the Slovakian and Hungarian territories can be best explained by the pre-Late Cretaceous (likely intra-Jurassic) sinistral strike-slip duplex proposed by LEIN et al. (1997) and FRANK & SCHLAGER (2006) with the example of the Eastern Alps.

The **Aggtelek Unit** in NE Hungary forms a direct continuation of the Silica Nappe of SE Slovakia, with southerly deepening facies polarity (GRILL et al., 1984; KOVÁCS et al., 1989; LESS, 2000) and predominantly S-vergent structural polarity (see below).

As a result of re-mapping of the Aggtelek Karst and Rudabánya Hills, GRILL et al. (1984) and GRILL (1989) elaborated a three-fold nappe structure of the area. Accordingly, the non-metamorphosed Aggtelek and Bódva Units in highest position, showing definite southward deepening polarity, were attributed to the Silicic Unit in its original sense (as introduced by KOZUR & MOCK, 1973). Oceanic remnants of the Tornakápolna Unit are found only as blocks in the evaporitic sole of the former units, and were attributed to the Meliatic Unit (RÉTI, 1985). The metamorphosed Torna (GRILL et al., 1984) or Martonyi (GRILL, 1989) Unit was considered to occur in the deepest position. The latest review of this period on the structural investigations of the area was presented by LESS (2000). Recent structural studies (FODOR & KOROKNAI, 2000; HIPS, 2001; PÉRO et al., 2002, 2003; KÖVÉR et al., 2008) confirmed the predominantly S-vergent structures of the area, known already since BALOGH & PANTÓ (1953).

In the **pre-rift stage** (from ?Middle–Late Permian to Middle Anisian; KOVÁCS, 1984) these units were not yet facially separated, therefore their evolution in this time interval can be characterized together.

Following a probably Middle Permian continental red-bed stage, represented only by a small outcrop (KOVÁCS & HIPS, 1998; after pers. comm. by A. VOZÁROVÁ), Neotethyan transgression began with the sabkha stage (Perkupa Evaporite Formation) in the Late Permian, under arid climatic conditions. According to bivalve-biostratigraphic data (the oldest *Claraia* zone is missing), the Permian/Triassic boundary lies within the uppermost part of the formation (HIPS, 1996).

Fully marine conditions were established in the Early Triassic from the *Claraia clarae* zone onward (shallow-ma-

rine “Werfen Group”). At first a pure siliciclastic inner ramp environment formed, represented by the red Bódvaszilás Sandstone Formation, containing shallow-marine fossils (bivalves) and sedimentary features (ripple marks). In the higher part of the Early Triassic, due to the transgression, the area shifted to the deeper outer ramp domain, with mixed carbonate-siliciclastic sedimentation (Szin Marl Formation, containing the ammonoid guide form *Tirolites cas-sianus*). By the end of the Early Triassic, the input of fine-grained siliciclastics was strongly reduced and carbonate deposition became predominant. The inner ramp became restricted, where bioturbated (“vermicular”) limestone and marls (Szinpetri Limestone Formation) accumulated under disaerobic conditions, but containing in its lower part still some ammonoids and bivalves (HIPS, 1996, 1998).

Following the cessation of siliclastic input, a fully restricted, euxinic environment came into existence on the inner ramp, with deposition of dark grey to black carbonates (Gutenstein Formation; mostly limestones in the Aggtelek Unit, and mostly dolomites in the Bódva Unit) in the early part of the Early Anisian. In the later part of the Early Anisian, the area became part of a well-oxygenated and wave-agitated ramp, typified by accumulation of dasy-cladacean in the subtidal zone (*Physoporella pauciforata*, *Diplopora hexaster*, etc.) and stromatolitic limestones in the peritidal zone (Steinalm Limestone, partly dolomitized).

In the Middle Anisian (in some places probably even in the late Early Anisian), due to onset of the Neotethyan rifting, the disrapture of the Steinalm carbonate ramp began (**synrift stage**), leading to differentiation of the future tectonostratigraphic units. This is indicated by the onset of pelagic (Bódva Unit s.s.) and slope (Szólóárdó Subunit) sedimentation, whereas more to the north the carbonate platform building continued (Aggtelek Unit; location on Text-Fig. 1; Text-Fig. 7, col. 24).

Carbonate platform building in the outer shelf and shelf margin setting continued. In the Late Anisian the first true, rimmed platform developed (Aggtelek reef, VELLEDDITS et al., 2011) facing southeastward towards the Szólóárdó–Bódva domains. This pre-Wetterstein-type reef can be considered as the reefal facies of the Steinalm lagoon lying to the north.

Development of the carbonate platform (Wetterstein Formation) continued throughout the Ladinian (*Diplopora annulata* dasycladacean zone) and Carnian (*Poikiloporella duplicata* dasycladacean zone), till the early part of the Late Carnian. In the Carnian the elongated Alsóhegy Carbonate Platform (Alsóhegy Subunit) was built with a reef facies in the south, facing towards the Bódva pelagic domain, and a lagoon northward (KOVÁCS, 1979; PÉRO et al., 2003). According to the relevant literature, the building of the carbonate platform was not interrupted in the middle part of the Carnian by any siliciclastic event; instead, it continued (*Physoporella heraki* dasycladacean subzone; KOVÁCS, 1979; PIROS, 2002). Recently a hardground formation was found between the Lower Carnian reef and the overlying Upper Carnian basinal formations (Gawlick, pers. comm.). In front of the western part of this platform a characteristic slope facies developed coevally (Derenk Limestone, **Derenk Subunit**; Text-Fig. 7, col. 25).

The break-down of the Wetterstein shelf margin took place in the early part of the Late Carnian and deposition of the

pelagic Hallstatt Limestone commenced till the Late Norian, where it was followed by the deposition of the Zlambach Marl (KOVÁCS et al., 1989; KOVÁCS, 1997; LESS, 2000).

Bódva Unit s.l.

As a result of the disrapture and breakdown of the former Steinalm carbonate ramp, a slope environment (Szőlősdárdó Facies Unit) and a deep-water pelagic domain (Bódva Facies Unit) formed on attenuated continental crust, came into existence (GRILL et al., 1984; KOVÁCS, 1984). As they interfinger with each other, they represent the same structural unit (Bódva Unit s.l. of the Rudabánya Hills), however we distinguish a Szőlősdárdó and a Bódva s.s. Facies Unit.

Szőlősdárdó Facies Unit

Following the break-down of the outer part of the Steinalm carbonate ramp during the Middle and Late Anisian, a distally steepened slope environment developed, characterized by a varicoloured limestone formation (Nádaska Limestone Formation), with signs of sediment gravity movements. It ranges maximally from the Middle Anisian (*Gondolella bulgarica* conodont dominance zone) to the early part of the Middle Carnian (*Gondolella auriformis* conodont range zone), and may interfinger with the grey, partly cherty Reifling Limestone. A remarkable, several 10 m thick, marly-shaly succession of the Szőlősdárdó Marl Formation in the middle part of the Carnian represents the siliciclastic “Reingraben event” (with the characteristic bivalve *Halobia rugosa*). The slope setting of the Szőlősdárdó Subunit ceased after the break-down of the Aggtelek shelf margin (early part of the Late Carnian) and grey, cherty pelagic limestone (Pötschen Limestone) was deposited during the rest of the Carnian and the Early Norian (Text-Fig. 7, col. 26).

Bódva Facies Unit s.s.

In the most distal part of the down-breaking Steinalm ramp, nearest to the rift zone, a deep-water sedimentary domain formed during the Middle and Late Anisian, where the characteristic Bódvalenke Limestone representing a transitional facies between the Hallstatt facies and the Middle Triassic red radiolarite was deposited. In some places, the break-down could happen even in the late Early Anisian (Bithynian), as indicated by an uncertain ammonoid fauna, containing *Nicomedites?* sp. determined by Krystyn (KOVÁCS et al., 1989). The typical version of the Bódvalenke Limestone, which follows the Steinalm Limestone with some transitional facies, is formed by alternation of purplish red or pinkish, micritic limestone beds and red chert beds, with mm-thick purplish-red shale intercalations, and with interbedded whitish calciturbidites consisting of juvenile pelecypod (*Posidonia*) coquinas with their recrystallized matrix (Pl. 3, Fig. 4–5). In some places (e.g. the Szárhegy-East section; KOVÁCS et al., 1989) the Bódvalenke Limestone passes upward into radiolarite. Deposition of the Bódvalenke Limestone continued also up to the early part of the Late Carnian (*Gondolella polygnathiformis* conodont interval zone) and then (with a remarkable hiatus in some sections) was followed by the Hallstatt Limestone (Text-Fig. 7, col. 27), indicating continuation of the oxydative environment, but also, as opposed to that of the Aggtelek Unit, an uneven, highly dissected sea-floor

topography, as witnessed by frequent “intraconglomerates” related to sediment gravity movements. Variegated marls (green to purplish red) of the Telekes-Völgy Group (KÖVÉR et al., 2009) may represent some kind of the uppermost Triassic Zlambach Marl (GRILL, 1988). The Bódvalenke-type limestones represent a transitional facies between coeval red, Hallstatt-type limestones and red radiolarites; similar facies are common constituents of inner Dinaridic – inner Hellenidic ophiolite mélanges, however, associated with basalts. This association occurs also in the Darnó Unit (see below) (SKOURTSIS-CORONEOU et al., 1995; KOVÁCS, 2011; KOVÁCS et al., 2011).

Tornakápolna Unit

Remnants of a Neotethyan oceanic assemblage, tectonically incorporated as slices or blocks into Upper Permian evaporites at the sole thrust of the Aggtelek and (?)Bódva Units are classed to this unit that does not represent an independent structural unit. These include mostly serpentinites, gabbros and basalts of MOR-affinity (RÉTI, 1985; HORVÁTH, 2000). The drill-core section of the borehole Tornakápolna 3 is considered as the type section of the “complex” (RÉTI, 1985; JÓZSA et al., 1996) in which some sedimentary rocks do occur as well: Upper Anisian – Lower Ladinian red pelagic mudstones and radiolarites in one horizon within pillow basalts, containing radiolarians of the *Oertlispongia inaequispinosus* radiolarian zone (KOZUR & RÉTI, 1986; DOSZTÁLY & JÓZSA, 1992), as well as black siliceous shales and sandy shales in one tectonic slice within serpentinites (Text-Fig. 7, col. 28). The latter proved to be barren of radiolarians, but being lithologically similar to that encountered in the Darnó drill core sections, can be considered as Jurassic (HAAS et al., 2004; KOVÁCS et al., 2008a, b, and 2011). In some shear zones (but not overall) ophiolites and evaporites form true “autoclastic mélange” (DIMITRIJEVIĆ et al., 2003). The continuous transition from the Upper Permian evaporites embracing these ophiolite blocks into the shallow-marine Lower Triassic formations is documented by HIPS (1996; including also the above mentioned drill core sections).

The geological setting of the Bódva Valley Ophiolite Complex (blocks incorporated into Upper Permian evaporites after obduction) clearly differs from the Darnó Ophiolite Complex of the Bükk Unit s.l. and may correspond to the Gemic Meliata ophiolites, if they are defined by the Šankovce borehole (BYSTRICKÝ, 1964a; GAÁL in VASS et al., 1986) or by the Jaklovce occurrence (MOCK et al., 1998). However, current structural interpretations (PLAŠIENKA et al., 1997a; LESS, 2000; for latest discussion see DOSZTÁLY et al., 2002) are still differing widely, implying the necessity of further joint correlational works.

Martonyi (Torna) Unit

This unit was first distinguished by LESS (GRILL et al., 1984) as “Torna Series”; it was named by GRILL (1989), as “Martonyi Unit”. It includes anchizonal to epizonal metamorphosed (ÁRKAI & KOVÁCS, 1986) Triassic series, which occur in the NE part of the Rudabánya Hills, enclosed by the Darnó fault zone. Its known sequence (Text-Fig. 7, col. 30) begins with Lower to Middle Anisian Gutenstein Dolomite and Steinalm Limestone, similarly to those of the Aggtelek and Bódva Units. The Steinalm ramp disrupted and broke down in Middle to Late Anisian, and deposition

of grey limestone of basinal facies, lacking chert (***Becskeháza Subunit***) or having chert only in the upper part of the section (***Esztramos Subunit***) took place under quiet conditions (practically without any trace of sediment gravity movements) till the end of Ladinian or beginning of the Carnian. Carbonate sedimentation was interrupted in the middle part of the Carnian by a fine siliciclastic input representing the “Reingraben event”, resulting in a few 10 m thick shale sequence. Basinal carbonate sedimentation renewed in the early part of the Late Carnian, then grey, cherty limestone (Pötschen Limestone s.l.) was deposited till the end of Early Norian, followed by variegated limestones with red chert in the Middle to Late Norian.

A specific, more deep-water development is represented by the ***Bódvarákó Subunit***, in which the open-lagoonal Steinalm ramp stage was missing and the Gutenstein Dolomite (Text-Fig. 7, col. 29) was immediately followed by the anoxic deep-water Bódvarákó Formation: dark grey to black, cherty limestone alternating with claystones or marls in the Middle to Upper Anisian, and dark grey, strongly silicified limestone and black cherts up to the Upper Ladinian. The continuation of the sequence, although tectonically separated, in the Carnian and Norian was likely the same, as above (FODOR & KOROKNAI, 2000).

Bükk Unit s.l.

Bükk Unit s.s.

The Upper Permian shallow-marine carbonates are overlain by lowermost Triassic oolitic limestone (in more than 100 m thickness; Pl. 4, Fig. 1). Until the end of the Early Triassic, carbonate and siliciclastic dominated ramp sedimentation alternated. The succession shows a deepening upward trend. A bioturbated limestone unit appears at the top of the Lower Triassic (HIPS & PELIKÁN, 2002).

In the Anisian a dolomite ramp was formed. It is capped locally by dolomite conglomerates or breccias with red, terrestrial clay intercalations (VELLEDITS, 1999, 2004). Updoming can be considered as a sign of the initiation of rifting and related volcanic activity in connection with the Neotethyan opening (VELLEDITS, 2006).

In the Early Ladinian, intense calc-alkaline volcanic activity took place. A volcanic complex, hundreds of metres thick (Szentistvánhegy Metaandesite or “porphyrite”) was accumulated, consisting of lava rocks, agglomerates, tuffs, ignimbrites and various volcanoclastic sediments (KUBOVICS et al., 1990; SZOLDÁN, 1990; HARANGI et al., 1996).

The rifting manifested also in facies differentiation, platform and intraplatform basin environments were established in the Late Ladinian. A larger part of the mountains is built up of an anchizonal to epizonal metamorphosed (ÁRKAI et al., 1995) carbonate platform sequence, which includes both the Wetterstein and Dachstein evolutionary stages encompassing a range from the Ladinian to the Rhaetian (RIEDEL et al., 1988; FLÜGEL et al., 1992; VELLEDITS, 2000). In the coeval basins grey cherty limestones were accumulated, which extend according to conodont biostratigraphic data from the latest Ladinian to the Rhaetian (VELLEDITS, 2000). A second volcanic activity represented by within-plate basalts (SZOLDÁN, 1990; HARANGI et al., 1996) took place in the basin environments, mostly in the Late Ladinian, but manifesting in places up to the Late Carnian (VELLEDITS et al., 2004; PELIKÁN, 2005).

The platforms were drowned by the latest Triassic, and variegated limestones were deposited locally, which may extend into the Jurassic (Text-Fig. 7, col. 34).

Mónosbél Unit

Within the Middle–Late Jurassic fine siliciclastic-carbonate turbiditic Mónosbél complex slide blocks of up to several 10 m in size occur in the area of Darnó Hill. The blocks consist of reddish, cherty, Bódvalenke-type limestone and chert, and reddish, amygdaloidal basalt. Radiolarian data (DOSZTÁLY & JÓZSA, 1992; DOSZTÁLY, 1994) constrain the age of these blocks as Ladinian–Carnian. The easternmost occurrence of such blocks on the surface is known in the central part of the southern Bükk Mts (basalt, red chert, Upper Carnian Hallstatt-type limestone; DIMITRIJEVIĆ et al., 2003, Pl. II, Fig. 4), which is quite exotic to the Triassic sequence of the Bükk Unit s.s. (Text-Fig. 7, col. 33).

Szarvaskő Unit

In an olistostrome horizon of this Jurassic complex (HAAS et al., 2001) Ladinian to Carnian red radiolarite blocks occur (DOSZTÁLY & JÓZSA, 1992; DOSZTÁLY, 1994; Text-Fig. 7, col. 32). Rare occurrences of Norian, conodont-bearing grey limestone blocks are also known.

Darnó Unit

In a Jurassic accretionary complex (KOVÁCS et al., 2008a, b; HAAS et al., 2011, in this volume), as documented by drill-core sections, abyssal sediments (red pelagic mudstones and radiolarites) in less amount alternate with basalts in larger amount. Part of the radiolarites is of Ladinian–Carnian age (DOSZTÁLY & JÓZSA, 1992; DOSZTÁLY, 1994; JÓZSA et al., 1996; HAAS et al., 2004; KOVÁCS et al., 2008a; Pl. 4, Fig. 3). The basalts are of two types: the early rift-type is reddish or greenish and rich in calcite amygdales, and contains contact metamorphosed Bódvalenke-type limestone inclusions. The latter are reddish, recrystallized limestone blocks of a few cm to a few 10 cm in diameter, with red chert. Some radiolarian data (DOSZTÁLY, 1994; JÓZSA et al., 1996) point also to their Ladinian–Carnian age (Text-Fig. 7, col. 31). This mixture of basalt with red micritic limestone, formed due to the interaction of hot lava flow with cold lime mud on the sea floor, represents a typical peperitic facies (Pl. 4, Fig. 2) and is compared with those occurring in the Kalnik Mt, NW Croatia (KISS et al., 2008), where they are known to a much larger extent (PALINKAŠ et al., 2008; KOVÁCS et al., 2011). The other type of basalt lacks signs of mixing with calcareous lime mud and reminds of the Jurassic Szarvaskő type (HAAS et al., 2011, in this volume).

Zagorje-Mid-Transdanubian Unit

This unit represents the southwestern part of the Gemer-Bükk-Zagorje Unit and crops out on the surface in the Zagorje region (Medvednica, Ivanščica and Kalnik Mts) in NW Croatia. Their subsurface extension, also to Hungary (“Mid-Transdanubian Unit”; FÜLÖP et al., 1987) is quite well known due to plenty of deep-drilling data (BÉRCZI-MAKK et al., 1993; PAMIĆ & TOMLJENOVIC, 1998; HAAS et al., 2000b). Structurally, the Julian Alps – South Karavanks and Sava folds (MIOČ, 1981), thrust

during the Oligocene? – Miocene southward onto the northwestern part of the Dinarides, are also considered as the western extension of this zone (HAAS et al., 2011, in this volume), therefore they are included (Text-Fig. 1) and described herein. Details on the borehole data of the subsurface continuation of these units into Hungary (“Mid-Transdanubian Unit” of FÜLÖP et al., 1987) can be found in the publications of BÉRCZI-MAKK et al. (1993) and HAAS et al. (2000b), which are summarized below.

Mid-Transdanubian Unit

In the northern part of the Mid-Transdanubian Unit non-metamorphosed Permian and Triassic formations form the pre-Tertiary basement, whereas slightly metamorphosed Permian, Triassic and Jurassic formations occur in the southwestern part of the unit. Ophiolite mélangé was encountered in a few wells in a narrow strip along the southern structural contact of the unit (BÉRCZI-MAKK et al., 1993; HAAS et al., 2000b).

South Karavanks Unit

The Triassic sequence of the South Karavanks is typified by Werfen-type Lower Triassic, shallow-marine Anisian dolomite, coeval platform carbonates (Schlern and Conzen Dolomite) and basin facies consisting of marl with volcanic tuff (Wengen Fm.) in the Ladinian, marl, limestone and sandstone (Raibl Group) in the Carnian (Pl. 4, Fig. 5), and Hauptdolomit and Dachstein Limestone in the Norian to Rhaetian (GIANOLLA et al., 1998; COZZI, 2000), that is very similar to what was encountered in the wells south of the Balaton Line.

A great number of wells encountered Triassic formations in the same zone, making it possible to compile a generalised succession. The Lower Triassic is made up of lilac-coloured variegated shale that is overlain by an interval of alternating limestone, dolomite and shale, representing shallow ramp and lagoon facies. Shallow-marine dolomite typifies the Anisian. Coeval platform and basin facies characterises the Ladinian to Carnian interval. Wetterstein-type limestone represents the platform facies. The basin facies is typified by gray cherty limestone, marl and volcanic tuff in several horizons in the Ladinian, and marl and siltstone in the Carnian. The Norian to Rhaetian is represented by Dachstein-type platform carbonates (BÉRCZI-MAKK et al., 1993).

Julian-Savinja Unit

South of the above-described narrow strip there is a relatively wide zone where, beneath a Tertiary cover, predominantly non-metamorphosed Triassic platform carbonates were encountered. The Middle and Upper Triassic is characterised by a typical shallow-ramp platform facies, namely Steinalm-Wetterstein-type and Dachstein-type facies, respectively (BÉRCZI-MAKK et al., 1993).

South Zala Unit

In the Mid-Transdanubian area the South Zala Unit, located south of the above described non-metamorphic units consists of Upper Permian evaporitic carbonates, Triassic carbonates of basin and slope facies and Middle Jurassic hemipelagic shale and volcanoclastics affected by low-grade metamorphism. Possibly, the Medvednica and the South Zala Units are part of one tectonostratigraphic unit.

Julian Carbonate Platform

The Julian Carbonate Platform (Text-Fig. 6, col. 21) was formed after disintegration of the Slovenian Carbonate Platform during the Anisian (BUSER, 1989; BUSER et al., 2008). From then it acted as a distinguished paleogeographic unit up to the Early Jurassic.

Accordingly, Scythian and Anisian beds are similar to those in southern and central Slovenia. In the Scythian shallow-water carbonate and siliciclastic deposits alternate in a succession up to 300 m thick. Frequent oolitic beds and in places evaporites are very characteristic (DOLENEC et al., 1981; RAMOVŠ, 1989b; KOLAR-JURKOVŠEK & JURKOVŠEK, 1996; LUCAS et al., 2008).

The Anisian stage is represented mostly by bedded dolomites. However, in Bled and locally in the Western Karavanks massive and bedded algal-reef limestones occur as well (RAMOVŠ, 1987a; FLÜGEL et al., 1993). These beds are up to 600 m thick. In some places massive limestone beds continue upwards into the Ladinian stage.

The Ladinian stage is characterized by sandstones, marls, shales, limestone with cherts, and also volcanic, mostly tuffaceous rocks (RAMOVŠ, 1989a). Among volcanic rocks, quartz keratophyre, porphyry, and tuffs of ignimbritic character occur. In the Western Karavanks (Text-Fig. 6, col. 22) and in places in the Julian Alps a horizon of breccia-conglomerate some tens of metres thick – Uggowitz (Ugovica) Beds – occurs under the Lower Carnian (“Cordevolian”) dolomite.

Lowermost Carnian (“Cordevolian”) is represented by a succession up to 1000 m thick of light coloured massive and bedded limestones with diplopore algae and rarely corals and hydrozoans (RAMOVŠ & TURNŠEK, 1984; RAMOVŠ, 1987b; RAMOVŠ & ŠRIBAR, 1992). The Julian and Tuvalian beds, known as Tamar Formation (= “Raibl Beds”), are up to 200 m thick (Pl. 4, Fig. 4; Pl. 5, Fig. 3). They were deposited in a shallow restricted shelf. Dark argillaceous limestone with marl intercalations is predominating over dolomite (RAMOVŠ, 1987b; OGORELEC et al., 1984). In places, the limestone beds contain megalodonts and algal flora with *Clypeina besici* (DOBRUSKINA et al., 2001; KOLAR-JURKOVŠEK & JURKOVŠEK, 2003; KOLAR-JURKOVŠEK et al., 2005). The limestone beds are locally overlain by pelitic tuff. Formation of the Main Dolomite (Hauptdolomit) started in the latest Tuvalian (BUSER, 1979). In the deeper environments of the Julian Platform towards the Slovenian Basin, micritic limestones with abundant fauna (JURKOVŠEK & KOLAR-JURKOVŠEK 1986, 1997; KOLAR-JURKOVŠEK, 1991; CELARC & KOLAR-JURKOVŠEK, 2008, etc.) dolomites, and limestones with chert nodules were deposited (JURKOVŠEK et al., 1984).

In the Norian and Rhaetian the Dachstein Limestone in Lofer facies predominates, reaching a thickness of 1500 m (Pl. 5, Fig. 1; BUSER, 1979; OGORELEC & ROTHE, 1993). In the northern part of Triglav widely extended coral-reefs occur (TURNŠEK, 1997).

Kalnik Unit

The ophiolitic mélangé of the Kalnik Unit (Text-Fig. 6, col. 23) crops out in the Kalnik, Medvednica and Ivanščica Mts, in Croatia, but its subsurface extension to the territory of Hungary is also proven by borehole data (HAAS et al., 2000b). Its matrix is composed of fine-grained

siliciclastics (mostly dark grey to black shales), the age of which is Middle Jurassic based on intercalated radiolarites (HALAMIĆ et al., 1999). The m to km-sized blocks in this matrix include ultramafics, basalts, gabbros and deep-water sediments (radiolarites, silicified limestones) (PAMIĆ, 1997; PAMIĆ & TOMLJENVIĆ, 1998). Triassic red radiolarites, interlayered with basalts or lying on top of them, range in age from the Late Anisian (*Oertlispongus inaequispinosus*, *Falcispongus calcaneum*, etc.) to Late Carnian – Middle Norian (several *Capnuchosphaera* species, *Capnodoce* sp., etc.; HALAMIĆ & GORIČAN, 1995; GORIČAN et al., 2005). Triassic basalts are frequently amygdaloidal and represent peperitic facies with red, micritic limestone inclusions (Pl. 5, Fig. 2), from which conodonts were reported in the Kalnik Mt (PALINKAŠ et al., 2008). In the NW part of the Medvednica Mt (Orešje quarry) well-preserved Late Anisian conodonts (platformless forms of *Gondolella excelsa*, figured as “*Paragondolella* cf. *excelsa*”) were found in red limestone inclusions in MOR-type basalt (HALAMIĆ et al., 1999). Triassic early rift type basalts are considered to be related to sea-floor spreading in back-arc basin setting, initiated around the Anisian/Ladinian boundary (GORIČAN et al., 2005). A whole submarine volcanic complex with abundant peperitic facies was reconstructed in the Kalnik Mt, having equivalents in NW Bosnia (Vareš region, Dinaridic Ophiolite Belt) and in NE Hungary (Darnó Unit) (KISS et al., 2008; PALINKAŠ et al., 2008). A suddenly broken down shelf margin setting is represented by the Belski dol section in the eastern part of Ivanščica Mt, where Anisian light coloured platform limestone is directly overlain by red radiolarite of the Late Anisian *Oertlispongus inaequispinosus* zone (HALAMIĆ & GORIČAN, 1995; GORIČAN et al., 2005). In Mt. Ivanščica GRGASOVIĆ & SOKAČ (2003) reported also blocks of Anisian reef limestones suggesting shallow-marine carbonate sedimentation.

Medvednica Unit

The metamorphosed “Medvednica Complex” (PAMIĆ & TOMLJENVIĆ, 1998), besides Devonian and Carboniferous ones, includes also Triassic conodont-bearing limestones (reported as Ladinian to Carnian, but figured also typical Norian “metapolygnathoids”; DJURDJANOVIĆ, 1973).

ADRIA-DINARIA MEGAUNIT

South Alpine Unit

In the area of the Southern Alps (location on Text-Fig. 1; Text-Fig. 8, col. 35–38) the Alpine (Neotethyan) cycle begins with a westward Late Permian transgression. Accordingly, the continental, predominantly fluvial Gröden (Val Gardena) Sandstone was step by step overlain by sabkha and shallow lagoon facies of the Bellerophon Formation in the eastern part of the Southern Alps (Dolomites, Carnic Alps). This trend continued after the Permian/Triassic boundary event led to the inundation of Eastern Lombardy and formation of shallow ramp deposits of the Werfen Formation, 300–400 m in thickness, that progressively overlies continental and marine Upper Permian formations (GAETANI, 1979; GAETANI et al., 1998).

The Lower Triassic sequence was deposited in a shallow ramp setting that was characterised by mixed siliciclastic and carbonate deposition. The sea-floor was usually located below the fair-weather wave base but it was frequently subjected to storm currents. The succession is made up of transgressional-regressional cycles. The first transgressional cycle starts at the Permian/Triassic boundary with a characteristic oolite horizon that is overlain by marl and mudstone. This basal member pinches out westward in Lombardy (ASSERETO et al., 1973; BRANDNER & MOSTLER, 1982; BROGLIO-LORIGA et al., 1990). Predominantly shallow subtidal carbonates with storm interlayers were formed during the second cycle in the Dolomites that also pinch out westward. Siliciclastics prevail in the next cycle (Campil Member) all over the South Alpine domain probably as a result of a significant climatic change. The fourth transgressional cycle led to formation of a deeper ramp facies (Val Badia Member), containing a rich ammonite fauna (*Tirolites cassianus*) in the area of the Dolomites. It progresses into shallow inner ramp facies westward and southward (BROGLIO-LORIGA et al., 1990). The area of the westernmost Southern Alps (Ticino) was not yet reached by the transgression, and the whole Lower Triassic is represented by continental, Buntsandstein-type siliciclastics (“Servino”; PISA, 1974; GAETANI et al., 1987; SCIUNNACH et al., 1999).

The Werfen Formation is conformably overlain by Lower Anisian cyclic peritidal, shallow subtidal dolomites (Lower Serla Dolomite). In the Western Dolomites and in NE Carnia it is covered by Upper Anisian conglomerates – Richthofen Conglomerate, Uggowitz (Ugovizza) Breccia – indicating uplift in the Late Anisian that resulted in an intense erosion. As a consequence, in these areas the Werfen Formation became deeply eroded or it is lacking completely.

As a result of the next relative sea-level rise in the later part of the Late Anisian platform carbonates (Contrin Formation) began forming on the structural highs and basinal carbonates in the intraplatform basins. The tectonic activity reached its maximum intensity in the Ladinian when a platform carbonate succession was deposited, several km thick (BOSELLINI, 1984, 1991; DOGLIONI, 1988) whereas deposition of pelagic carbonates (Buchenstein Formation) with pyroclastic intercalations (“pietra verde”) continued in the basins. Predominantly in the Dolomites, intense mafic volcanism (shoshonites) took place coevally which was accompanied by the formation of magmatic intrusions (CASTELLARIN et al., 1980). In the Late Ladinian to Early Carnian the Ladinian intraplatform basins progressively filled up with volcanics (pillow lavas, hyaloclastics) and volcanoclastics (Wengen Formation). Parallel to the filling-up, the platforms (Cassian Dolomite) prograded onto the basin deposits (San Cassian Formation). A volcanic chain was situated also south of the area of the present Southern Alps, in the basement of the Po Basin, as revealed by AGIP wells (BRUSCA et al., 1982).

In the Late Carnian, large areas of the South Alpine domain became subaerially exposed (GNACCOLINI & JADOUL, 1990) and then covered by fine siliciclastics with humid paleosols (lower part of the Travenanzes Formation; STEFANI et al., 2010). Then evaporites and caliche soils indicate arid climatic conditions (upper part of the Travenanzes Formation; STEFANI et al., 2010). In Lombardy a delta complex developed contemporaneously.

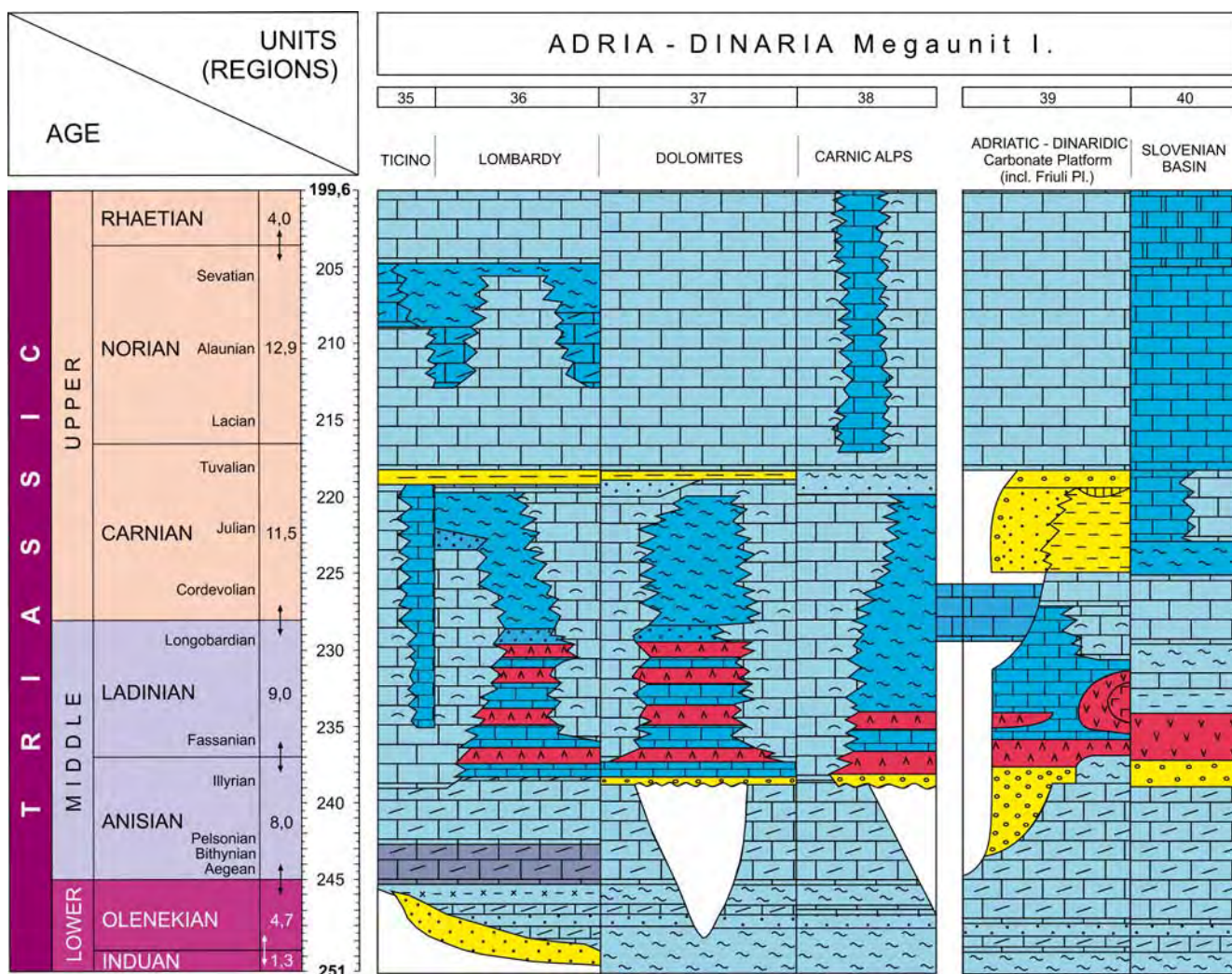
The following cyclic peritidal-subtidal dolomites (Dolomia Principale) formed also under an arid climate. It is of over-all extension in the South Alpine realm in a thickness at km-scale (BOSELLINI & HARDIE, 1988; JADOUL et al., 1992). In the Norian incipient stage of the opening of the Piemont-Penninic ocean branch led to disintegration of the platform and formation of fast subsiding basins and structural highs in Lombardy (JADOUL et al., 2004). As a result the thickness of the Upper Triassic succession is extremely variable (from 0.5 to 4 km). First basinal carbonates were deposited in the basins coeval with the formation of the Dolomia Principale (Aralalta Group; JADOUL, 1985). During the Late Norian to Hettangian, a cyclic shale-carbonate succession was formed (Riva di Solto Shale and Zu Limestone; JADOUL et al., 1992). In the Dolomites the development of carbonate platforms continued till the end of the Triassic. In the Carnic Fore-Alps, in the eastern part of the Southern Alps, among carbonate platforms made up of Norian Dolomia Principale and Rhaetian Dachstein Limestone, small intra-platform basins occur (CARULLI et al., 1998; COZZI & PODDA, 1998). In the basins Norian cherty dolomite and Rhaetian to Liassic limestones were formed. The platforms are bounded by N-S and NE-SW trending synsedimentary listric faults (COZZI, 2000). The development of these basins was related to the Neotethys opening.

Adria Unit

Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform

The Mesozoic Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform (ADCP; Text-Fig. 8, col. 39) of PAMIĆ et al. (1998) or Adriatic Carbonate Platform (AdCP) of VELIĆ et al. (2004) was built on a large part of the Variscan “Carnic-Dinaridic microplate” (in the sense of VAI, 1994, 1998, 2003) or southern part of the “Noric-Bosnian Terrane” (in the sense of FLÜGEL, 1990; NEUBAUER & RAUMER, 1993; EBNER et al., 2007), characterized by mostly marine Late Carboniferous and Permian sedimentation (VOZÁROVÁ et al., 2009a, b). Building of a coherent, immense carbonate platform (one of the largest in the Tethys domain) began in the Late Triassic (Norian–Rhaetian) and continued (with local differentiations: short-lived basins or emersions, the latter being indicated by bauxite horizons) until the end of the Cretaceous.

The area of **Slovenia** since the Late Permian to the end of the Anisian was an integrated part of an extensive and shallow carbonate platform (the Slovenian Carbonate Platform; BUSER, 1989; BUSER et al., 2008). At the end of the Anisian the Slovenian Carbonate Platform was disintegrated into the Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform in the south and the Julian Carbonate Platform in the north,



Text-Fig. 8. Lithofacies chart of the Southern Alps (35–38), Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform (39) and Slovenian Basin (40) (ADRIA-DINARIA I).

separated by the Slovenian Basin (COUSIN, 1973; BUSER, 1989). This basin extended from Tolmin, through Ljubljana and Zagreb to Bosnia (e.g. into the Bosnian Zone).

Sediments of the Adriatic-Dinaridic Platform (Slovenian part) are lying on the carbonate-clastic succession of the uniform Slovenian Carbonate Platform (BUSER, 1989), that existed until the end of the Anisian.

The transition from the Permian to the Lower Triassic is continuous and consists of limestone and dolomite (Pl. 5, Fig. 4). The P/T boundary is characterized by the extinction of the Permian fossils and defined by the first appearance datum (FAD) of the conodont species *Hindeodus parvus* (KOLAR-JURKOVŠEK & JURKOVŠEK, 2007; KOLAR-JURKOVŠEK et al. 2011). The boundary is marked also by a strong enrichment of the light $\delta^{13}\text{C}$ in carbonate rocks (DOLENEC et al., 2004). The Tesero horizon occurs at the P/T boundary interval and reaches a thickness of 0.5 m to a few meters.

Scythian beds south of the Periadriatic lineament are relatively uniform. Their thickness varies strongly from 40 to 600 m. Alternation of siliciclastic and carbonate rocks, particularly limestone with admixtures of silicate detritic grains is noticed in the lower part of the succession. Red oolitic limestones or dolomites are characteristic lithotypes (GRAD & OGORELEC, 1980; RAMOVŠ, 1989b; DOZET, 2000). Echinoderms, gastropods (*Natiria costata*) and the foraminifera *Meandrospira pusilla* are frequent fossils (ANIČIĆ & DOZET, 2000). The oolitic lithofacies contains a conodont association of the Smithian Obliqua Zone represented by shallow-water genera (KOLAR-JURKOVŠEK & JURKOVŠEK, 1996).

At some places beds and lenses of evaporitic minerals, gypsum and anhydrite occur (ČAR et al., 1980). In the Scythian succession the amount of siliciclastic component shows an upward decreasing trend. Dark biomicritic and marly limestone is prevailing over dolomite, with rare stromatolitic laminae.

The Anisian succession is rather uniform, represented mostly by bedded dolomite, often showing signs of peritidal sedimentation (GRAD & OGORELEC, 1980). Subordinately biomicritic limestone also occurs, containing the foraminifera *Meandrospira dinarica* and *Glomospira densa*. The Anisian deposits reach a thickness up to 600 m.

The previously uniform Slovenian Carbonate Platform disintegrated into two parts: the Julian Carbonate Platform in the north, and the Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform in the south. In connection with this significant facies differences can be observed already in the Anisian, especially on the slope zones of both carbonate platforms to the Slovenian Basin.

In the lower part of the Ladinian succession basinal facies prevail: micritic limestone and cherty limestone, which may be partly dolomitized. They are overlain by shallow-water carbonates characterized by a *Diplopora* association, sandstones and tuffs of the spillite-keratophyre association.

The lower part of the Carnian is represented mostly by dolomitized platform carbonates, rich in Dasycladaceae, some hundreds of metres thick. The Julian and Tuvallian beds were deposited in a shallow restricted lagoonal environment and are up to 400 m thick. They are represented by dark, marly limestones, intercalated by siliciclastics (marly siltstones and sandstones) and also by tuff and tuffitic beds and coal (CIGALE, 1978; BUSER, 1979). South-

ern Slovenia was partly subaerially exposed in the Tuvallian, where bauxites and siliciclastics of the Borovnica Formation were deposited (BUSER, 1996). On the northern margin of the Adriatic Carbonate Platform and towards the Slovenian Basin, deposition of black, marly limestone, rich in a thick-shelled mollusc fauna, took place (BUSER, 1979; JELEN, 1990; JURKOVŠEK & JELEN 1989; JURKOVŠEK 1993).

The Norian and Rhaetian stages are represented by the Main Dolomite (Hauptdolomit), up to 1200 m thick and characterised by Lofers facies (OGORELEC & ROTHE, 1993). Above it 200 m of Dachstein Limestone are preserved locally. Megalodontids are the most characteristic fossils. Both the Main Dolomite (Hauptdolomit) and the Dachstein Limestone show in places clear evidence of paleokarstification.

In the area of **Croatia** due to extensional tectonic movements in the Middle Permian, the uniform shallow epeiric platform disintegrated, and horst and grabens developed (VELIĆ et al., 2003). Some of the Permian highs (horsts) (e.g. Velebit Mts) were probably isolated from the main carbonate platforms in the Southern Alps and possibly experienced continuous carbonate sedimentation from the Permian to the Early Triassic (TIŠLJAR et al., 1991). Some Permian interplatform areas (grabens) were filled with clastics prior to the Early Triassic shallow-marine carbonate-dominated deposition (for example the Gorski Kotar region).

The AdCP platform evolution can be divided into three megasequences:

- 1) Middle Permian – Upper Ladinian or Carnian
- 2) Norian – Upper Cretaceous and
- 3) Paleocene – Middle Eocene (VELIĆ et al., 2001, 2003).

The first megasequence began with platform carbonate deposition in the Middle to Late Permian that was conformably overlain by Lower Triassic strata in some places (Velebit Mts). The oldest Lower Triassic deposits in Croatia were documented (by means of conodonts) in the Gorski Kotar Region but the P/T boundary interval is not exposed (ALJINOVIĆ et al., 2006).

The Lower Triassic successions are usually divided into two lithostratigraphic units: mainly red shales, sandstones and oolitic grainstones containing representatives of the characteristic bivalve genus *Claraia* are considered as the Lower Scythian “Seis (= Siusi) beds”; dominantly grey clayey/silty limestones and marls as Upper Scythian “Campil beds”. According to the similar lithologic characteristic of the Lower Triassic (Scythian) deposits in the wide Dinaridic area, deposition in a wide shallow epeiric sea was suggested especially due to the presence of oolitic grainstones and shallow-water structures (ALJINOVIĆ, 1995; MARJANAC, 2000; JELASKA et al., 2003).

In the Middle Triassic, the area of the future Adriatic Carbonate Platform proceeded to disintegrate due to rift related tectonic movements, forming the huge isolated platform – the Adria Microplate (VELIĆ et al., 2003) or Southern Tethyan Megaplatform (STM) (VLAHOVIĆ et al., 2005). This carbonate platform represents the fundament of the future Adriatic Carbonate Platform.

The Middle Triassic rifting disintegrated the area; highs (horsts) and grabens were developed. Some rift-related highs experienced continuous shallow-marine carbonate deposition usually with algal limestones (HERAK, 1974;

GRGASOVIĆ & SOKAČ, 2003), while between the uplifted blocks the influence of a deeper environment has been recognised mostly by the presence of ammonoids or pelagic microorganisms in grey, cherty limestones (SAKAČ, 1992; BALINI et al., 2006). Recently MISSONI et al. (2010) distinguished four independent platform stages for the Late Anisian to Early Carnian interrupted by basinal sequences (Veľbit Mountains). As a consequence of the rift related tectonic movements, resedimented intraformational breccia facies (analogous to the Richthofen Conglomerate of the Southern Alps) occur in many places (for example the "Otarlik breccia" at the base of the intraplatform succession at the Svilaja Mt; MARJANAC, 2000; JELASKA et al., 2003).

Widespread volcanic and volcanoclastic rocks (basalts, andesites and dacites, which were largely transformed into metabasalt – mainly spilite, metaandesite, mainly keratophyre and metadacite, mainly quartzkeratophyre; e.g. PAMIĆ, 1982, 1984) are also interpreted as consequences of the rifting. The magmatic activity reached its paroxysm during the Ladinian. In S Bosnia, along the NE margin of the Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform plutonic rocks, among which intermediate ones predominate over basic and acidic ones, are represented by varieties of gabbro, diorite, granodiorite, granite, albite-syenite and albite-granite. The largest Triassic plutonic body is the Jablanica gabbro-norite pluton occurring SW of the Bosnian Schist Mountains in an area of 20 km² (PAMIĆ, 2000; TRUBELJA et al., 2004; ROBERTSON et al., 2009).

In the Svilaja Mt volcanoclastic deposits – ignimbrites and tuffs (called "pietra verde") – occur in deeper marine successions. They are conformably overlain by bioclastic, grey cherty limestones and dolomites with calcareous algal skeletons, foraminifers, radiolarians, gastropods, bivalves and brachiopods (MARJANAC, 2000; JELASKA et al., 2003; BALINI et al., 2006).

The Middle/Late Triassic boundary is mostly characterised by a relatively long emersion phase, which is indicated by bauxite occurrences (VLAHOVIĆ et al., 2005) marking the end of the first megasequence (VELIĆ et al., 2001, 2003; VLAHOVIĆ et al., 2005). In the Carnian terrestrial red conglomerates, sandstones and shales occur locally (VLAHOVIĆ et al., 2005), probably on the uplifted blocks. However in some places shallow-marine conditions prevailed during the whole Middle to Late Triassic period (Central Croatia; VLAHOVIĆ et al., 2005).

Transgression at the end of the Carnian led to the establishment of shallow carbonate platform conditions over a huge area called "Southern Tethyan Megaplatform" including the later Adriatic Carbonate Platform. Development of the Dachstein-type platform can be considered as the beginning of the second megacycle that is characterized by carbonate platform evolution which was continuous over large areas until the Late Cretaceous in the territory of the Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform (VELIĆ et al., 2003).

The Upper Triassic platform carbonates are exposed almost continuously along the NE margin of the Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform from Slovenia to southern Montenegro and northern Albania (DRAGIČEVIĆ & VELIĆ, 2002). Two typical lithofacies of these platform carbonates are distinguished. There are predominantly dolomite successions corresponding to the Hauptdolomit or Dolomia Principale, and there are limestones only subordinate-

ly dolomitized corresponding to the Dachstein Limestone. Generally the lower part of the Upper Triassic platform carbonates are dolomitic whereas the upper part is usually limestone containing a typical megalodontid and foraminifera assemblage of the Dachstein Limestone. This thick carbonate sequence represents typical deposits of the isolated carbonate platform but it should not be ascribed to the Adriatic Carbonate Platform s.s. During that period the entire area of the Southern Tethyan Megaplatform was still united (VLAHOVIĆ et al., 2005). The Upper Triassic platform carbonates are directly overlain by Lower Jurassic platform carbonates (usually fossiliferous limestones) or their dolomitized equivalents.

The huge Southern Tethyan Megaplatform was partly disintegrated during the Late Liassic, resulting in the formation of several basins and platforms, among them the Adriatic Carbonate Platform (AdCP; VELIĆ et al., 2003; VLAHOVIĆ et al., 2005).

In **Montenegro**, at the SW part of the Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform, due to the neighbourhood of the Budva Zone (not extending to the area of our map) which later evolved into a Mesozoic deep-water seaway, Early Anisian siliciclastic flysch/wildflysch-type sediments (cf. DIMITRIJEVIĆ, M.N., 1967; RADOIČIĆ, 1987) were reported, too.

Central Bosnian Mountains Unit

The Upper Permian shallow-water, fossiliferous Bellerophon limestone, cavernous limestones and locally evaporites (gypsum, anhydrite) grade into the siliciclastic and rarely cavernous limestone of the Travnik Formation, of the Permian/Triassic boundary interval (KARAMATA et al., 1997; HRVATOVIĆ, 1999). Gradually developing from this formation or directly lying over the Paleozoic basement Lower Triassic sandstones and siltstones follow (location on Text-Fig. 1; Text-Fig. 9, col. 41). The Anisian is represented by massive ramp-type limestone. In the Ladinian the "volcanogenic-sedimentary formation" (shales, cherts, and with the volcanic members of "within-plate" character as spilites, rare keratophyres and pyroclastic rocks) was formed in basin areas. The gabbro-diorite-albite-granite body of Radovan Mt is related to this Triassic magmatic activity. During the Ladinian and in the whole Upper Triassic, monotonous reefal, platform-type limestones and dolomites were deposited (KARAMATA et al., 1997).

Slovenian Basin and Bosnian Zone

In the Late Permian in the region of Slovenia the wide Slovenian Carbonate Platform established, and remained stable till the Late Anisian. In the Late Anisian the platform started to disintegrate along regional faults (BUSER, 1989; BUSER et al., 2008). However, carbonates still kept depositing on elevated blocks. In the basins the deposition of deeper marine reddish and light grey nodular limestone of Han Bulog-type took place. This event was the beginning of later total destruction of the carbonate platform.

Due to the "Idrija tectonic phase", in the Ladinian a complete tectonic disintegration of the Slovenian Carbonate Platform took place. Certain areas became submerged deep below the sea, and others became land. Only at rare localities smaller remains of the former carbonate platform persisted. The region in central Slovenia was submerged deepest and this signifies the beginning of the

later Slovenian Basin (Text-Fig. 8, col. 40). In deeper parts the Pseudogaital beds were deposited, which consist of alternation of shaly mudstones, greywackes and tuffs with rare beds of dark grey limestone. Dark grey layered and platy limestones often accompanied by green tuffaceous beds of "pietra verde"-type contain Ladinian conodonts, as well as radiolarians, ammonoids and bivalves (KOLAR-JURKOVŠEK, 1991; GORIČAN & BUSER, 1990; PLACER & KOLAR-JURKOVŠEK, 1990; JURKOVŠEK 1983, 1984).

On the uplifted terrestrial areas variegated conglomerates were accumulated. During Ladinian, in a horst-bounded graben, at Idrija a world famous hydrothermal-volcanogenic synsedimentary mercury deposit was formed.

During the Late Ladinian or Early Carnian a compressional phase commenced. The area of central Slovenia still remained a deep basin, and that was defined as the Slovenian Basin. The volcanism ceased completely. North of the deeper sea region the stable Julian Carbonate Platform was formed, comprising the present South Karavanks, Julian and Kamnik-Savinja Alps. South of the Slovenian Basin the Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform came into being, comprising the actual External Dinarides. In the western part of the Slovenian Basin, dark grey platy limestones with chert and the "Amphiclina Beds" were deposited (BUSER et al., 2008). At the basin margin dark grey massive reef limestones, rich in sponges and corals occur (TURNŠEK, 1997). In the upper part of the basin successions siliciclastics alternate with bedded limestones. The limestones contain Late Carnian to Early Norian conodonts (KRIVIC & BUSER, 1979; KOLAR-JURKOVŠEK, 1991; RAMOVŠ, 1998).

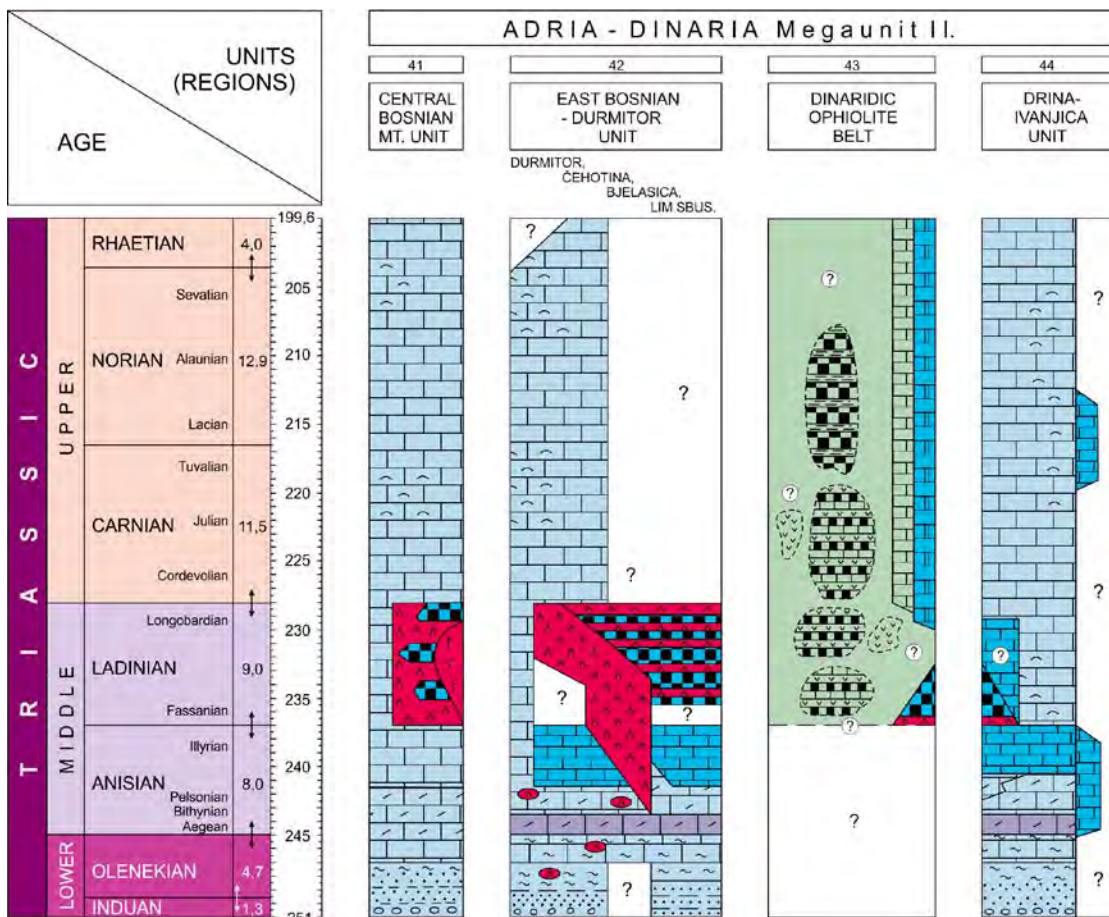
In the central and eastern Slovenian parts of the Slovenian Basin, dark grey bedded micritic limestones occur, intercalated by thin marl layers, which contain Carnian conodonts (KOLAR-JURKOVŠEK, 1991), and rarely ammonoids.

During the Norian and Rhaetian, deep-sea conditions established all over the basin (BUSER et al., 2008; ROŽIČ et al., 2009). Platy and layered limestones with chert nodules and lenses were deposited, which were subject to pervasive dolomitization; Bača Dolomite is the most typical rock of the Slovenian Basin containing Late Triassic conodonts of the genus *Misikella* (OGORELEC & DOZET, 1997; ROŽIČ et al. 2009; KOLAR-JURKOVŠEK 2011). Intraplatform troughs stretched from the basin into the Julian Carbonate Platform also during the Norian and Rhaetian, in which white micritic limestone with chert nodules containing monotids and conodonts were deposited (KOLAR-JURKOVŠEK et al., 1983).

The Bosnian Zone s.s. (in Bosnia) embraces units that were deposited at the northern slope of the Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform and of terranes accreted before the Permian/Triassic (i.e. the Bosnian Schist Mountains). Sedimentation is dated from Middle Jurassic to Late Cretaceous; the presence of Upper Triassic formations is questionable (PAMIĆ et al., 1998; KARAMATA et al., 2004).

Dinaridic Unit

The eastern margin of Adria, i.e. the base of the Dalmatian-Herzegovian Unit (= the Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform) and amalgamated units (the Central Bosnian Mountains and the Drina-Ivanjica), together with the Dinaridic Ophiolite Belt and the East Bosnian-Durmitor Unit, form the Dinarides. The Triassic sequences (as well as the



Text-Fig. 9. Lithofacies chart of the Dinaridic Unit (41–44). (ADRIA-DINARIA II).

overlying Jurassic ones) of the first group (Dalmatian-Herzegovian Composite Unit, Central Bosnian Mountains and Drina-Ivanjica Units) were affected by the subduction processes of the oceanic lithosphere in the Vardar Ocean.

Triassic successions occur in practically all different units and nappes of the Dinarides. Also, they form the underlying strata in these nappe complexes, which consist near the surface only of Jurassic or Cretaceous sequences. The description of the different units starts with the westernmost units and ends with the easternmost ones.

East Bosnian-Durmitor Unit

Principal subunits of this unit are the Durmitor, Čehotina and Bjelasica Subunits (Text-Fig. 9, col. 42); the Lim Subunit will also be described here, although it could represent a possible part of the Dinaridic Ophiolite Belt thrust over the East Bosnian-Durmitor Unit (DIMITRIJEVIĆ, 1997). The Lim Subunit is not equivalent to the Lim Zone of ANDJELKOVIĆ (1982) and SUDAR (1986). Triassic sequences in these subunits do not show much difference, so they will be described together, highlighting the differences.

In the **Bjelasica Subunit** the Lower Triassic beds are the oldest, and Ladinian ones are the youngest on the surface; Anisian–Ladinian volcanic rocks of rhyolitic to andesite-basaltic composition and calc-alkaline affinity are associated with polymetallic ore deposits (e.g. Brskovo, Žuta Prla, etc., DIMITRIJEVIĆ, 1997).

In the **Lim Subunit** clastic beds older than Early Triassic are absent. Upper Triassic deposits above the Anisian and Ladinian pelagic carbonate and volcanic succession are not known (DIMITRIJEVIĆ, 1997).

The Upper Permian “Bellerophon limestones” are overlain by red Lower Scythian siliciclastics, often with carbonate matrix, and varicoloured marlstones. The upper part of the Lower Triassic shallow-marine carbonate-terrigenous deposits are composed of sandy and marly “bioturbated” limestones, with oolites and occasionally siltstones and claystones. The thickness of Lower Triassic deposits is 250–500 m.

Shallow-water carbonate deposits are typical for the Anisian. It commonly began with sandy limestones and dolomites equivalent to the Gutenstein-type limestone/dolomite sequence, formed in a restricted, periodically hypersaline intertidal area. They are overlain by different types of massive, light grey limestones, equivalent to the Steinalm Limestones of the Eastern Alps / Western Carpathians, and are characteristic for environments of more open marine conditions. In the Late Anisian red Bulog Limestone (DIMITRIJEVIĆ, 1997), which indicates the drowning of this Steinalm carbonate ramp, were deposited in some places. The Anisian deposits reach a thickness of about 300 m, but only 5–10 m are of Bulog Limestone.

Submarine volcanism began in places at the end of the Early Triassic (Visitor Mt) or before, during or after the deposition of the Bulog Limestone in other places (DIMITRIJEVIĆ, 1997). Calc-alkaline volcanic rocks are scarce in the west, but they form km-long flows in the north and northeast domains. They are more numerous in the southeast and the first generations occur as typical submarine flows interlayered with volcanic breccias, tuffs, tuffites, limestones, and marly sediments. The succession mostly ends with red limestones and cherts, but in some places the volcanic

rocks are directly overlain by Ladinian red limestones. To the northwest, large masses of dacites with andesites and rhyolites occur.

The pelagic Ladinian sediments are exposed over large areas in the northwestern part of the unit. They begin with dark red chert, sporadically interbedded with shales, tuffs and marlstones. Overlying them or directly over the Anisian beds red limestones with varicoloured cherty nodules and intercalations follow. The basinal succession is topped by the Wetterstein Limestone with massive reefal limestone and dolomite lenses, rich in fauna and flora (DIMITRIJEVIĆ, 1997).

The transition to the Upper Triassic is everywhere gradual, without change in the platform depositional regime. The Upper Ladinian to Lower Carnian deposits are analogous to the Wetterstein Limestone. Then Upper Carnian – Norian Dachstein platform-type carbonates follow with reef and lagoonal Loferite facies (DIMITRIJEVIĆ, 1997). Rhaetian has not been proven. The Upper Triassic limestones are 500–700 m thick.

Dinaridic Ophiolite Belt

The Early–Middle Triassic rifting, which is interpreted as a result from continuous subduction of the oceanic lithosphere of the main Vardar Ocean (KARAMATA, 2006) was intensified in the late Middle Triassic and should be followed according to KARAMATA (2006) by the formation of a marginal sea between the main part of the Adria and the Central Bosnian Mountains Unit in the southwest and the Drina-Ivanjica Unit in the northeast. Therefore, the Dinaridic Ophiolite Belt should be a remnant of an autochthonous ocean between these two units. This basin evolved during the late Middle – Late Triassic – Early Jurassic into the Dinaride Ocean (ROBERTSON et al., 2009; Text-Fig. 9, col. 43) and its continuation to the south, represented by the ophiolite complexes of Mirdita Zone in Albania, and the ophiolite complexes of northern Pindos Mts and western Othrys Mts in Northern Greece. The boundary between these ophiolite complexes is a younger strike-slip fault now covered by the Neogene deposits of the Metohija depression. This view of an autochthonous position (KARAMATA, 2006) of the Dinaridic Ophiolite Belt was recently discussed controversially. SCHMID et al. (2008) and GAWLICK et al. (2008, 2009b) found several arguments for a westward Jurassic obduction of the ophiolite nappes. According to these authors the Dinaridic Ophiolite Belt represents a far-travelled nappe stack from the Neotethys Ocean. According to MISSONI & GAWLICK (2010, 2011) the Dinaridic Ophiolite Belt is part of the orogenic Neotethyan Belt, formed in the Middle to early Late Jurassic, striking from the West Carpathians to the Hellenides.

The Triassic formations (limestones, terrigenous, siliceous and oceanic crust rocks, etc.) in that basin are not preserved and exposed on their original places. They are found only as blocks, olistoliths and slide blocks (= olistotoplae in the sense of DIMITRIJEVIĆ, 1997), in the olistotrome/mélange of this basin (e.g. DIMITRIJEVIĆ et al., 2003; KARAMATA, 2006). Several Middle to Late Jurassic carbonate-clastic trench-like basin fills were recently distinguished by SUDAR et al. (2010), GAWLICK et al. (2010a, 2010b, 2010c) and RICHARD L. (= LEIN, R.) et al. (2010). These authors interpret also the Middle–Late Triassic basinal sequences, similar to the Hallstatt Limestone succes-

sions of the Eastern Alps or the Albanides/Hellenides as derived from the outer shelf region facing the Neotethys Ocean to the east.

Another type of Triassic rocks derived from the Drina-Ivanjica Unit, from the area marked now as the eastern boundary of the Dinaridic Ophiolite Belt (in the Zlatibor and Zlatar Mts, etc.). In this area the special and controversially discussed Triassic carbonate rocks of the Grivska Formation occur together with limestones of different Hallstatt facies zones, as yet not defined in detail (SUDAR et al., 2010; GAWLICK et al., 2010a, b; MISSONI et al., 2012). Both formations were deposited, according to former interpretations, from the Late Triassic onwards, on the margin/slope of the Drina-Ivanjica carbonate platform facing the Dinaride Ocean to the west. According to SUDAR et al. (2010) and GAWLICK et al. (2010a, b) they derive from the Hallstatt Facies Belt facing the Neotethys Ocean to the east and represent far-travelled remnants of this shelf further east of Drina-Ivanjica. This view is confirmed by the occurrence of blocks with a complete Late Ladinian to Early Carnian carbonate platform evolution (Wetterstein Carbonate Platform), and the drowning sequence beside other carbonate blocks in the carbonate-clastic mélangé west of the Drina-Ivanjica Unit (Sirogojno area) (MISSONI et al., 2012). These blocks derive from the Drina-Ivanjica Unit or further east and document in that area the transition to the outer shelf region, represented by the grey Hallstatt facies zone (e.g. Kopaonik Formation; SCHEFER et al., 2010) and the various coloured Hallstatt facies zone further east (SUDAR et al., 2010; GAWLICK et al., 2010a, b).

The first type, i.e. the Grivska Formation is quite specific (compare the new definition as Grivska Group by MISSONI et al., 2012), it is everywhere in tectonic relationship with its surroundings (blocks/slides in a argillaceous-radiolaritic matrix), and is known from olistoliths and km-sized slide blocks (olistoplaekae) inside the olistostrome/mélangé below the ophiolites of the Dinaridic Ophiolite Belt; rarely Grivska Formation blocks were also found mixed with the Drina-Ivanjica carbonate platform succession (DIMITRIJEVIĆ, 1997). The Grivska Formation consists of platy to thin-bedded mostly turbiditic grey limestones. It is characterized by grey, brownish to black chert nodules and interbeds, silicification, structures of submarine slides, some cross-lamination, and thin siltstone beds, etc. (Pl. 6, Fig. 3). This formation is interpreted as the product of the hemipelagic deposition on the proximal slope environments of the Drina-Ivanjica Carbonate Platform toward the present southwest, to the oceanic tract of the Dinaridic Ophiolite Belt (DIMITRIJEVIĆ, 1997). According to the available data, we suppose the age of the formation in a very wide stratigraphic range, from the latest Middle Triassic to the Middle (?Late) Jurassic (compare MISSONI et al., 2012). Its Triassic part was documented by conodonts ranging from latest Ladinian to Middle Norian (ANDJELKOVIĆ & SUDAR, 1990; SUDAR, 1996; SUDAR, unpubl. data).

The second type, the Upper Triassic red, light grey to yellowish limestones of the various coloured Hallstatt facies are present in the wide region of Zlatar Mt (Pl. 5, Fig. 5), and in the surroundings of Sarajevo (Trebević Mt), etc. The age of these rocks was established by SUDAR (1986), SUDAR et al. (2010) and GAWLICK et al. (2010a), in the Lim Zone of ANDJELKOVIĆ (1982), but their mentioned regions of deposition according to Serbian literature (e.g. KARAMATA et al., 1997, etc.) belong to the Dinaridic Ophiolite

Belt. These pelagic carbonate deposits should represent, according to the in-situ view of the Dinaride Ocean, products of deep-water deposition on the more distal parts of the continental slope of the Drina-Ivanjica Carbonate Platform, or on its toe towards the deep-sea or oceanic realm of the Dinaridic Ophiolite Belt basin. They represent transitional deposits between the hemipelagic limestone of the Grivska Formation, and the different types of siliceous rocks deposited on the oceanic crust of this basin. From these limestones in the Trebević Mt and Zlatar Mt all conodont zones of the Carnian and Norian were documented (SUDAR, 1986 and unpubl. data).

Except for the mentioned carbonate rocks from the outer shelf, the more internal outer shelf (Grivska Formation), and the reef/platform depositional domains, in the area of the Zlatibor and Zlatar Mts also various types of Triassic siliceous rocks, which were deposited in different parts of this oceanic basin, are present. These rocks also belong to the Dinaridic Ophiolite Belt. The age determinations of these mostly radiolaritic deposits connected with basalts of the ophiolite sequence confirm, that remnants of a Ladinian and Late Triassic deep-sea are preserved in the Dinaridic Ophiolite Belt (OBRADOVIĆ & GORIČAN, 1988; GAWLICK et al., 2010a; etc.).

Beside the mentioned data, in the ophiolite-related basalt-radiolarite locality near Visoka village (basin of rivers Mali Rzav and Ljubišnja, Zlatibor Mt), a Late Ladinian radiolarian assemblage of the *Muelleritortis cochleata* zone was reported by VISHNEVSKAYA & DJERIĆ (2006) and VISHNEVSKAYA et al. (2009).

In the locality Potpeć, along the road Bistrica–Priboj, a slide block of red cherty limestone overlying amygdaloidal basalt, and with intercalations of red chert and violet-red shales, appears in the olistostrome/mélangé (Pl. 6, Fig. 1). It was first reported by POPEVIĆ (1970) as part of the Jurassic “Diabase-Chert Formation”. But after finding Late Anisian (previously Early Ladinian, before the new GSSP at the base of the Curionii Zone) radiolarians of the *Oertlispongus inaequispinosus* zone, this block was described as “another olistolith from the porphyrite-chert assemblage occurs also in the Diabase-Chert Formation” (OBRADOVIĆ & GORIČAN 1988, p. 54), because of its Triassic age. At the western side of the road Gostilje–Sirogojno descending to the Katušnica River (Zlatibor Mt) a similar olistolith is exposed. On that locality basaltic pillow lavas are associated with red cherty limestone, intercalations of violet to red shales, and with red cherts (Pl. 6, Fig. 5), which yielded Carnian radiolarians (DOSZTÁLY, unpubl. data). Such blocks are known in the Hungarian geological literature (HAAS et al., 2004; KOVÁCS, 2011) as “Bódvalenke-type olistoliths”. It is interesting to note, that this kind of olistoliths has a much wider distribution at the surface on the Othrys and North Pindos ophiolite complexes of Greece (PALINKAŠ et al., 2010).

Three kilometres west of Sjenica a ten metres-sized chert olistolith is exposed, slightly sheared at the margins. It occurs in a Jurassic argillaceous-silty-radiolaritic matrix, together with other olistostrome components, such as an albite-granite olistolith, olistoliths of basalts and different carbonate blocks. The radiolarite chert olistoliths in a Middle Jurassic matrix (radiolaritic-ophiolitic mélangé according to GAWLICK et al., 2009b) are bedded, reddish to green, locally with thin interlayers of siliceous shale. They contain

latest Carnian to late Middle Norian radiolarians (GORIČAN et al., 1999). A similar radiolaritic-ophiolitic mélange was recently dated in the Ljubiš area in the Zlatibor mélange (GAWLICK et al., 2010b): here several Triassic radiolarite slides occur together with ophiolite blocks in a late Middle Jurassic matrix. These occurrences of mélange with Triassic blocks of the sedimentary cover of the ocean floor occur below the ophiolite nappes of the Dinaridic Ophiolite Belt. They form in this case a classical sub-ophiolite mélange (age and component composition), on which the ophiolite nappes were transported to the west (compare GAWLICK et al., 2008, for Mirdita ophiolites).

Drina-Ivanjica Unit

A Triassic succession, probably deriving from the the Drina-Ivanjica Unit or from further east (MISSONI et al., 2012) can only be reconstructed from different blocks. Two different types of blocks can be recognized: an older one (Early Triassic to the end of the Middle Anisian), which belongs to the pre-platform continental and ramp deposition, and a younger second (Late Anisian/Ladinian to the end of the Triassic), which belongs to a carbonate platform depositional system (DIMITRIJEVIĆ & DIMITRIJEVIĆ, 1991; Text-Fig. 9, col. 44).

On the low to very low metamorphosed Paleozoic rocks, the deposition of the succession began with Triassic Kladnica Clastics, deposited prevalingly in braided river systems and with the greatest known thickness of about 250 m. They are, most probably unconformably, overlain by “Seisian” Clastics up to 180 m thick (DIMITRIJEVIĆ & DIMITRIJEVIĆ, 1991) or Žunići Clastics (RADOVANOVIĆ, 2000) which represent products of a siliciclastic inner ramp environment. Both of these deposits were largely eroded or reduced during the younger thrusting processes.

The late Early Triassic is represented by the deposits of the “Bioturbate Formation”, in which micrites (bioturbated almost everywhere) and marlstones are predominant, but siliciclastic sediments, dolomites and locally oolites are present as well. Later, the depositional area deepened and a mixed siliciclastic-carbonate sedimentation prevailed. By the end of the Early Triassic or the Early/Middle Triassic boundary respectively, the input of fine-grained siliciclastics decreased and carbonate deposition in a restricted environment took place.

In the area of Sirogojno village there is an enigmatic volcanogenic-sedimentary formation (Sirogojno Formation) of about 350 m in thickness. It is an olistoplaka which consists of different pinkish tuffaceous and coarse-grained siliciclastics, tuffs, volcanic breccias, and andesites. Original position and stratigraphic age of these rocks are unknown and their extension in the adjoining areas is also not known. It has been regarded as Early Triassic by DIMITRIJEVIĆ (1997). Both below and above these rocks the “Bioturbate Formation” occurs, but both contacts are clearly tectonic.

The Anisian Ravni Formation equivalent to the Gutenstein and Steinalm Limestone succession in other areas lies over the upper Lower Triassic limestone with a thickness of about 400 m. It consists of three members: The Utrina Micrite of Gutenstein-type (deposited in a subtidal, fully restricted, oxygen-depleted environment), Dedovići Biosparite (Steinalm-type limestone deposited in the shallow subtidal to intertidal environment with open circulation and with well ox-

xygenated and, in parts, high water energy conditions), and Lučići Oncosparite (Steinalm-type limestone formed in subtidal and intertidal environments, respectively). In the last two members conodonts of the *Paragondolella bulgarica* zone of Pelsonian age were found (SUDAR, 1996).

In the Late Anisian the Steinalm-type carbonate ramp was drowned and the hemipelagic red nodular Bulog Limestone Formation was deposited, in parts with a hardground and normally with shallow-water clasts. In the Klisura quarry near Sirogojno the formation reaches 17–19 m thickness. Its deposition started on top of the Dedovići Biosparite with neptunian dykes and a hardground. It includes several horizons rich in ammonoids of the Late Anisian *Paraceratites trinodosus* zone (MUDRENOVIĆ, 1995). Conodonts of the Late Anisian, Early Illyrian *Paragondolella bifurcata* and *Pridaella cornuta* zones are abundant (SUDAR, 1996). The formation is terminated by a decollement surface in the quarry, interpreted as a low-angle normal fault by SUDAR et al. (2008). The overlying succession starts with the bentonite shear horizon of the Late Ladinian Klisura Member (slope facies of the prograding Wetterstein-type platform of the Trnava Formation) (MISSONI et al., 2012). In other places the basal Bulog Limestone is split into irregular interbeds or fissures in the uppermost parts of the Lučići Oncosparites and in the Dedovići Biosparite (Ravni Formation).

The first carbonate platform evolution stage represented by the Wetterstein Formation is latest Ladinian or Early Carnian in age. The formation consists of remains of destroyed reef flats and skeletons of patch reefs, back-reef sands and deposits of inter-reef lagoons. The thick bedded transitional facies in the Klisura Quarry section contains rare conodonts of the *Paragondolella foliata* zone (lowermost Carnian, “Early Cordevolian”; SUDAR, 1996). The deposition of the Wetterstein Carbonate Platform ended in the Early Carnian (? in the early Middle Carnian) by uplift and emersion. In the early Late Carnian a new wave of subsidence led to inundations of the platform (Stopića Formation) (MISSONI et al., 2012).

Late Triassic Dachstein-type platform carbonates are exposed in a wide area around Zlatibor Mt. It consists of the following members or formations according to DIMITRIJEVIĆ & DIMITRIJEVIĆ (1991): Dachstein Formation or Dachstein Reef Complex (high-energy marginal domain with grains mainly of patch-reef origin; inside it is possible to distinguish patch-reefs, reef sand, inter-reef lagoon, reef flat, reef framework, and reef slope facies), Ilidža (Vapa) Formation (limestone with abundant black pebbles and infilled cavities originated in the back-reef depositional environment), and Lofer Formation (?Carnian to Rhaetian peritidal-lagoonal Lofer cyclothems formed in a low-energy inner platform domain) (HIPS et al., 2010).

Triassic formations originated from this unit extend over the southwestern border of the Drina-Ivanjica Unit, as the northeastern part of Adria-Dinaria, as well as on top of parts of the Dinaridic Ophiolite Belt, e.g. in the Zlatibor and Zlatar Mts area. They have probably deposited onto the Paleozoic basement originally, but during the Late Jurassic thrusting and closing of the Dinaridic Ophiolite trough, they should have slid into it as blocks, olistoliths and huge olistoplakae (DIMITRIJEVIĆ & DIMITRIJEVIĆ, 1991; DIMITRIJEVIĆ, 1997, etc.). For a different view see MISSONI et al. (2012).

In the area SE of Zvornik, on both sides of the Drina River, strongly recrystallized pelagic grey to dark grey limestones of the Zvornik Limestone Formation occurs, with conodonts of the *Paragondolella regale*, *Paragondolella bulgarica* and *Neogondolella cornuta* zones, documenting the Early to Late Anisian age (SUDAR 1986). In the same narrow zone, but on the eastern side of Drina River, metamorphosed grey cherty limestones of Late Carnian (*Paragondolella polygnathiformis* and *Paragondolella nodosa* zones) and Early Norian age (*Epigondolella abneptis* zone) are exposed (SUDAR, 1986). These metacarbonates do not show any sedimentological and paleontological similarities with the other carbonate deposits of the Drina-Ivanjica Unit. Probably they are not in original position either, and may represent the relics of the NE margin/slope of the original Dinaridic micro-continent (Drina-Ivanjica Unit), towards the Vardar Zone Western Belt.

VARDAR MEGAUNIT

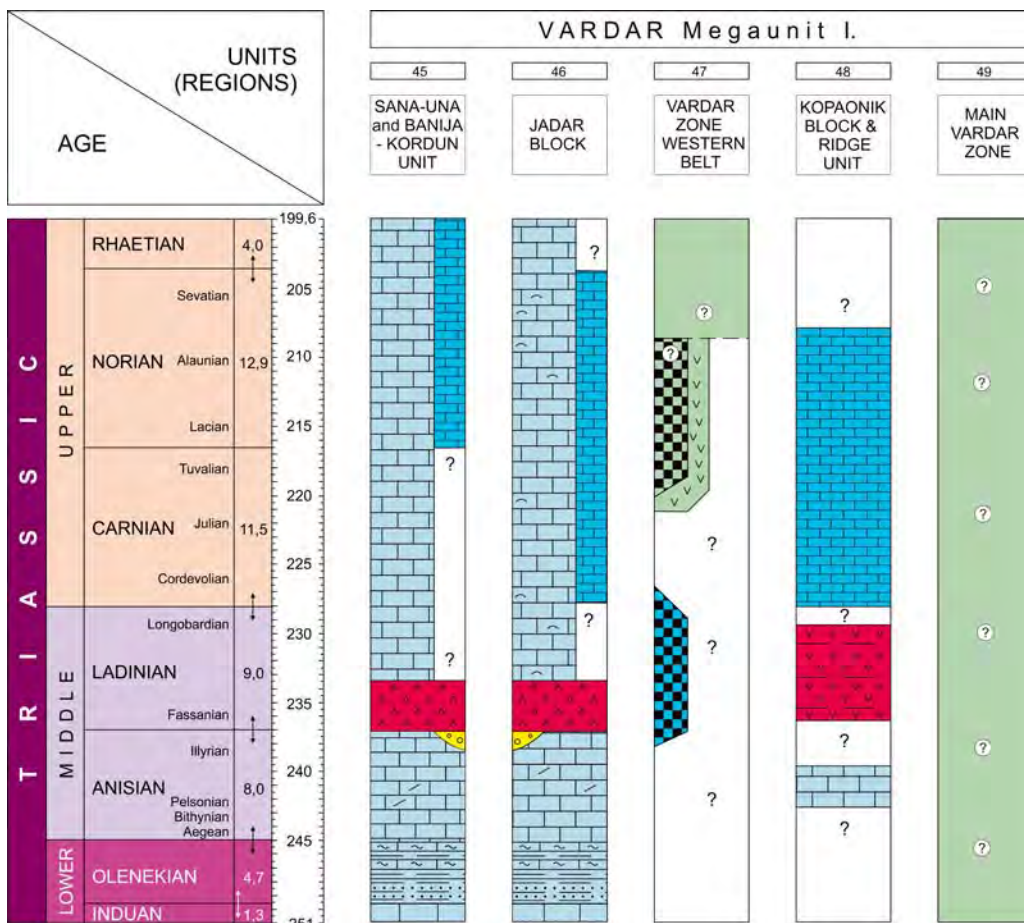
The Vardar Megaunit (or Zone) includes the following units from west to east: Vardar Zone Western Belt, Kopaonik Block and Ridge Unit and the Main Vardar Zone. During the Triassic and Jurassic they occupied large areas, but in the latest Cretaceous and Tertiary they were compressed to narrow belts (KARAMATA, 2006; ROBERTSON et al., 2009). Besides these, at present within the Vardar Zone Western Belt the isolated geotectonic units of Sana-Una and Banija-Kordun, and of the Jadar Block are com-

prised. They both represent fragments with a very similar or practically equivalent Late Paleozoic and Early Mesozoic geologic evolution. Their present geologic position (as wedges stuck into geologically different surroundings) was achieved by (Late Cretaceous –) Tertiary strike-slip movements. According to SCHMID et al. (2008), the Jadar and Kopaonik Units represent tectonic windows below the Vardar ophiolites.

Sana-Una and Banija-Kordun Units

The succession (PROTIĆ et al., 2000) starts with the Middle Permian Tomašica Formation (different siliciclastics with dolomites, rauhwackes and gypsum) on top of the older (Paleozoic) strata. According to the present data, Upper Permian formations are not known in this unit.

The Radomirovac Formation of Early Triassic age is made up of shallow ramp siliciclastic and carbonate alternations, with sporadic appearance of ooidal limestones in different horizons and of bioturbated limestones in the uppermost level (Derviš Kula Member). Stratified light grey to grey coloured dolomites and dolomitic limestones dominate in the Anisian Japra Formation. Alternation of cherts, tuffs (“pietra verde”), marlstones, cherty limestones and limestones with *Daonella* and *Posidonia* build up the Donji Volar Formation of Ladinian age. The Upper Triassic consists mostly of shallow-water dolomites and limestones with megadolontids (Podvidača Formation; PROTIĆ et al., 2000), but Norian and Rhaetian dolomites with cherts are present as well (HRVATOVIĆ, 1999; location on Text-Fig. 1; Text-Fig. 10, col. 45).



Text-Fig. 10. Lithofacies chart of the Vardar Megaunit (45–49) (VARDAR I).

Jadar Block Unit

The Early Alpine succession of the Jadar Block encloses formations from Middle Permian to Early Jurassic times. The depositional history was unique over the whole area of the Jadar Block and very similar to that of the Bükk series in Northern Hungary (FILIPOVIĆ et al., 2003), and also, of the Sana-Una (PROTIĆ et al., 2000) and of the Banija-Kordun Units.

The shallow-marine “Bituminous Limestone” of Late Permian age passes mostly without break in sedimentation into the Early Triassic oolitic limestones (Svileuva Formation). However, according to the latest investigations a tectonic contact between these two formations has been established (SUDAR et al., 2007). No indications of the “boundary clay” have been found as yet.

The overlying Obnica Formation begins with siliciclastic or shallow-marine carbonate sedimentation and with a deepening upwards trend. Besides an abundant mollusc fauna these sediments contain the conodonts of the *Parachirognathodus* – *Furnishius* and *Neospathodus triangularis* – *Neospathodus homeri* zones of Smithian and Early Spathian age (BUDUROV & PANTIĆ, 1974; SUDAR, 1986). The formation ends with thin bedded dark grey limestones, rich in bioturbations, sporadically dolomitic, silty or clayey, with ooids in some beds (Bioturbate Limestone Member).

These rocks pass gradually into grey coloured, brecciated, massive or bedded dolomites and dolomitic limestones of Anisian age (Jablanica Formation equivalent to Gutenstein and Steinalm Formations). Locally, on their top conglomerates consisting predominantly of dolomite pebbles with terrestrial clay intercalations are present. They indicate a local uplift (Podbukovi Conglomerate Member).

During the Early Ladinian, an intense calc-alkaline volcanic activity in connection with the rift volcanism took place, with effusions of andesites (“porphyrite”) and its pyroclastics (Tronoša Formation; Text-Fig. 10, col. 46).

In the Late Triassic time different environments existed. Platform limestones of the Lelić Formation that gradually developed from the Ladinian formation were subject to karstification and overlain by reefal limestones. Grey cherty limestones of the Gučevo Limestone Formation were deposited in basinal environments coevally. They are abundant in “filaments” and conodonts of Carnian and Norian age (*Paragondolella foliata*, *Paragondolella polygnathiformis*, *Paragondolella nodosa*, *Metapolygnathus abneptis*, and *Epigondolella postera* zones; SUDAR, 1986).

Vardar Zone Western Belt

Because of the widening of the back-arc Dinaride Ocean (in the sense of KARAMATA, 2006; ROBERTSON et al., 2009) as a result of the continuous southwestwards subduction of the Vardar Ocean lithosphere in the Carnian(?)–Norian, another new oceanic realm was formed behind the Kopaonik Block and Ridge Unit (i.e. SW of that). The basin probably opened during the Early Norian (KARAMATA et al., 1999, 2000; KARAMATA, 2006). For a different view see SCHMID et al. (2008). Identical continental slope formations composed mainly of fine-grained and rare coarse-grained terrigenous rocks, with some limestone intercalations, marbles and basaltic lava flows on the western flank of the Kopaonik Block and at the eastern flank of the Studenica slice (the margin of the Drina-Ivanjica Unit), occur also on both sides of the basin.

In the western basin of the Vardar Zone (the precursor of the Vardar Zone Western Belt) different Triassic pelagic deposits ranging from the continental slope to the deep sea or oceanic realm occur (Text-Fig. 10, col. 47).

In the Ovčar-Kablar Gorge, after Ovčar Banja in the direction to Požega, an olistolith of the volcanogenic-sedimentary formation (formerly known as “Porphyrite-Chert Formation”; OBRADOVIĆ & GORIČAN, 1988, and others) is present. It is in tectonic contact with the Triassic (?Ladinian, Carnian) massive shallow-water limestones. The olistolith is made up of folded, purple to grey platy limestones, red radiolarites, tuffs, siliceous shales and green tuffaceous cherts (“pietra verde”-type). The age, based on radiolarians, – *Oertlispongus inaequispinosus* zone (OBRADOVIĆ et al., 1986, 1987/1988; OBRADOVIĆ & GORIČAN, 1988) – from cherts of this locality, is latest Illyrian to Longobardian. In one of the recent papers the authors mentioned also a Late Carnian – Early Norian age of the chert and radiolarite from this section (DJERIĆ & GERZINA, 2008).

MOR-type pillow lavas in the Ovčar-Kablar Gorge (after Čačak, near the first dam) (Pl. 6, Fig. 2) and in the locality Bukovi (Maljen Mt), are interlayered and covered by deep-water red cherts and/or siliceous shales with radiolarians of Carnian and Late Carnian to Middle Norian age (OBRADOVIĆ et al., 1986, 1987/1988; OBRADOVIĆ & GORIČAN, 1988; VISHNEVSKAYA & DJERIĆ, 2006; VISHNEVSKAYA et al., 2009).

Kopaonik Block and Ridge Unit

This unit (Text-Fig. 10, col. 48) was formed at the beginning of the Late Triassic when it was detached from the continental units or continental slope units west of it, probably from the eastern parts of the Drina-Ivanjica Unit. In the unit a dismembered and accreted sedimentary succession is recognized. Its sedimentary succession can only be reconstructed from different slices. Hemipelagic sedimentation starts on top of metamorphosed grey limestones (equivalent to the Steinalm Limestone of other units). Drowning of the Steinalm ramp was dated by SCHEFFER et al. (2010) as Late Anisian. Upsection, a hemipelagic series of a terrigenous continental slope formation follows, the so-called “Central Kopaonik Series”, which comprises (?) Middle Triassic marbles, basaltic volcanics (MEMOVIĆ et al., 2004) and in middle and in higher levels limestone interlayers. Upward, this formation grades into cherty limestones (best exposed at the eastern slopes of Kopaonik Mt. and in vicinity of Trepča). The specific “Central Kopaonik Series” occurs all around the Kopaonik granodiorite massif of Oligocene age, which intruded it, and is composed of phyllitoids (dominantly sericite-chlorite schists), chlorite-epidote-actinolite schists, and thin-bedded grey, cherty crystalline limestones.

The mentioned “series” was previously considered to be Paleozoic. After the first discovery of Late Triassic conodonts in the northern (MIČIĆ et al., 1972) and southern Kopaonik Mt (KLISIĆ et al., 1972), SUDAR (1986) confirmed the Carnian age of the “Central Kopaonik Series” (*Paragondolella polygnathiformis* zone – middle “Cordevolian” – Early Tuvalian and *Paragondolella nodosa* zone – Middle and Late Tuvalian), and pointed out the presence of the Norian stage (Lacian *Metapolygnathus abneptis* and Alauanian *Epigondolella postera* zones) in the metamorphics of the “Metamorphic Trepča Series”.

The determined conodonts from these Late Triassic cherty metalimestones occur both in the “Central Kopaonik Series” and “Metamorphic Trepča Series”, overthrust by ophiolite complexes. They are strongly recrystallized and ductilely deformed, with CAI values 5.0–7.0 (SUDAR & KOVÁCS, 2006; SCHEFER et al., 2010). These limestones show also strong, rather xenotopic recrystallization with well expressed preferred orientation (foliation/S₁ schistosity) in thin sections and they correspond to a higher degree of type C metasparites/marbles which forms at temperatures above 300 °C. Nevertheless, by comparing the published data about limestone textural alteration and with previously published metamorphic petrological data from NE Hungary, at least a Szendrő-type (min. 400 °C, but less than 500 °C, temperature and 300 MPa pressure) can be assumed for the regional metamorphism of the Triassic conodont-bearing cherty limestone series of Kopaonik Mt (SUDAR & KOVÁCS, 2006).

The regions of the Studenica Valley and Kopaonik area in southern Serbia represent the easternmost occurrences of Triassic sediments in the Dinarides (SCHEFER et al., 2010). In these areas, the most characteristic rocks are strongly deformed and metamorphosed sediments are defined by SCHEFER et al. (2010) as Kopaonik Formation. These “hemipelagic and distal turbiditic, cherty metalimestones indicate a Late Anisian drowning of the former shallow-water carbonate shelf. Sedimentation of the Kopaonik Formation was contemporaneous with shallow-water carbonate production on nearby carbonate platforms that were the source areas of diluted turbidity currents reaching the depositional area of this formation. The Kopaonik Formation was dated by conodont faunas as Late Anisian to Norian and possibly extends into the Early Jurassic. It is therefore considered an equivalent of the grey Hallstatt facies of the Eastern Alps, the Western Carpathians, and the Albanides-Hellenides.” (SCHEFER et al., 2010, p. 89).

In the Fruška Gora Mt, besides members of the ophiolite complex, a thick series of variously metamorphosed rocks is exposed (ČANOVIĆ & KEMENCI, 1999). These sedimentary rocks, metamorphosed under zeolite to greenschist facies conditions, originated in deep-water environments, showing identical features like the Triassic “schistes lustrés” identified in the broad Kopaonik Mt region (GRUBIĆ & PROTIĆ, 2000). The series occur mostly on the main ridge and the southern slopes. It comprises different types of schists (sericite-chlorite, sericite, albite, actinolite types, etc.), phyllites, metasandstones, metasilstones, meta-cherts, bedded to schistose marbly limestones and dolomites, “calcschists”, and siliceous (cherty) microcrystalline limestones. According to findings of the microfauna (DJURDJANOVIĆ, 1971) i.e. conodonts, foraminifera, radiolarians in the metamorphosed cherty limestones, Middle? and Late Triassic age (Carnian, Norian) has been determined.

The characteristics of the metamorphosed series of the Fruška Gora Mt are described herein, in the Kopaonik Block and Ridge Unit, because of obvious similarities with the conodont-bearing cherty limestones, i.e. Triassic “schistes lustrés” in the broad area of Kopaonik Mt. (Central Kopaonik, near Trepča, vicinity of the Studenica Monastery, etc.; GRUBIĆ, 1995). However, it is necessary to point to the fact that the Fruška Gora Mountain, as “block or ridge”, is in a geological sense part of the Vardar Zone Western Belt today.

Main Vardar Zone

The main basin of the Vardar Ocean is – according to KARAMATA (2006) – the remnant of the westernmost part of the Prototethys and later Paleotethys. A different view is presented by other authors (e.g. GAWLICK et al., 2008; SCHMID et al., 2008; MISSONI & GAWLICK, 2010, 2011; KILI-AS et al., 2010; beside others), who see the Vardar oceanic crust as relic of the Neotethys Ocean floor. The Main Vardar Zone is squeezed and deeply eroded, finally also covered by Tithonian reef limestone (far to the south, close to Lojane, southernmost Serbia, and the Demir Kapija, southern Macedonia; KARAMATA, 2006) and Lower Cretaceous “paraflysch”. There are only indications (Text-Fig. 10, col. 49) that this oceanic domain existed during Triassic times (the lense of the Devonian – Early Carboniferous Veleš series and the early Middle Jurassic age of the metamorphic sole of ophiolitic rocks south of Razbojna).

The relicts of the Main Vardar Ocean are exposed as a narrow discontinuous belt along the boundary of the Serbian-Macedonian Unit (Carpatho-Balkanides in the sense of other authors; compare SCHMID et al., 2008) and in much wider areas in the west on the eastern and even western slopes and in the sagged parts of the Kopaonik Block and Ridge Unit, as well as parts of this unit in the north and south. In the east ultramafic rocks are exposed, with rare amphibolites at their base, and westward gabbros, sheeted dyke complex and basalts follow. In the west, mainly to the east of the Kopaonik Block and Ridge Unit, but locally also west of that, there are large masses of mostly serpentinized ultramafics with rare gabbro. The serpentinized ultramafics overthrust the (?Paleozoic–)Triassic of the “Central Kopaonik Series”. Their emplacement was probably due to a younger compression when they were squeezed out and thrust westward. By this processes these serpentinized ultramafics from the Main Vardar Zone were brought close (or even together) to the serpentinized ultramafics from the Vardar Zone Western Belt. In general, now it is impossible to distinguish the ultramafics according to their provenance, only in some places they can be differentiated. For example, the ultramafics at Troglav (Bogutovačka Banja, central Serbia) and close to Banjska (near Kosovska Mitrovica, southern Serbia) are considered to be younger (see HAAS et al., 2011, in this volume), since the amphibolites at their metamorphic soles belong to the Vardar Zone Western Belt.

Transylvanides

The Transylvanides (Transylvanian Dacides; SÂNDULESCU, 1984) are the highest overthrust units both in the Southern Apuseni Mts and in the Eastern Carpathians. They are typical obducted nappes or nappe outliers with oceanic crust and/or Mesozoic sedimentary rocks (SÂNDULESCU, 1984, 1994; PATRULIUS et al., 1996; PATRULIUS, 1996). The Transylvanides include two distinct groups of units, i.e. the **Simic Metaliferi Mts Nappe System** located in the Southern Apuseni Mts and the unrooted **Transylvanian Nappe System** from the inner zones of the Eastern Carpathians (SÂNDULESCU & DIMITRESCU, 2004).

The Southern Apuseni ophiolitic suture zone represents a complex tectonic collage of mainly obducted nappes, which are made up of sedimentary Jurassic and Cretaceous formations, at the sole of which Jurassic – Lower Cretaceous magmatic complexes of ophiolitic or island

arc character were conserved (IANOVICI et al., 1976; SAVU, 1980, 1983; BLEAHU et al., 1981; LUPU, 1983; SÂNDULESCU, 1984). The Meso-Cretaceous and Laramian tectogeneses accomplished the structural framework of the Simic Metaliferi Mts Nappe System, which is overthrust on the Inner Dacides (including the Northern Apusenides and Sialic Metaliferi Mts), part of the “Tisia Block” (SÂNDULESCU, 1984).

The Southern Apuseni ophiolitic suture zone (or Mureş Zone) can be followed eastwards in the basement of the Transylvanian Basin (RĂDULESCU et al., 1976; SÂNDULESCU & VISARION, 1978; IONESCU et al., 2009). Farther to the west the continuation of the suture zone, although dissected by the huge South Transylvanian (Mureş) dextral strike-slip zone (SÂNDULESCU, 1984, 1988; BALLA, 1984; RATSCHBACHER et al., 1993; SCHMID et al., 2008) is structurally connected to the Vardar Zone, first recognized by ANDJELKOVIĆ & LUPU (1967). Continuation in the pre-Tertiary basement of Vojvodina into the eastern part of the Vardar Zone (Main Vardar Zone) is proven by borehole data (KEMENCI & ČANOVIĆ, 1997).

As documented in the Eastern Carpathians, the rifting of the Transylvanide oceanic domain started in the Middle Triassic.

Simic Metaliferi Mts Nappe System (Southern Apuseni Mts)

Proper Triassic sedimentary series, including remnants of the oceanic basement, are absent in the Southern Apuseni ophiolitic suture zone. Only a few Triassic olistoliths were encountered in the Barremian – Lower Aptian Bejan Wildflysch in the Bejan Unit by LUPU et al. (1983) and LUPU & LUPU (1985). They consist of Upper Triassic pelagic, light grey, micritic limestone with halobiids (location on Text-Fig. 1; Text-Fig. 11, col. 57). In view of the occurrence of Triassic olistoliths, SÂNDULESCU (1984) assumed that the Bejan Unit had a paleogeographic position near the Bucovinian domain.

Transylvanian Nappe System (Peşani, Olt and Hăghimaş Nappes in the Eastern Carpathians)

The main units of the unrooted Transylvanian Nappe System in the East Carpathians, which were obducted during the Meso-Cretaceous tectogenesis, are the Peşani, Olt and Hăghimaş Nappes (SÂNDULESCU, 1975b, 1984; SÂNDULESCU et al., 1981; PATRULIUS, 1996; PATRULIUS et al., 1979, 1996). They have different stratigraphic successions and ophiolitic complexes in their basal part, except the Peşani Nappe where an ophiolitic complex is lacking. The Peşani and Olt Nappes include only rocks of Triassic and Early Jurassic age, whereas the Hăghimaş Nappe is made up exclusively of a Middle and Upper Jurassic to Lower Cretaceous succession.

SÂNDULESCU & RUSSO-SÂNDULESCU (1981), RUSSO-SÂNDULESCU et al. (1981, 1983) and HOECK et al. (2009) discussed the structural position, age, petrological and geochemical features of the allochthonous basic and ultrabasic rocks belonging to the Transylvanian nappes or to the olistoplakae and olistoliths included in the Lower Cretaceous wildflysch of the Bucovinian Nappe. For most of them, the Triassic age is well constrained by their close re-

lationships with the Triassic sedimentary rocks. To others, e.g. for pillow basalts at Lacu Roşu, interpreted as a thrust slice underneath the Hăghimaş Nappe, or for the serpentinites in Rarău Mt, a Callovian–Oxfordian age is assigned by SÂNDULESCU (1984).

PATRULIUS (1996) – based on the facies features of the Triassic and Lower Jurassic formations of the Transylvanian nappes, also of the olistoliths and olistoplakae embedded in the Bucovinian Lower Cretaceous Wildflysch Formation – defined several “independent” sedimentary series, as follows: the Zimbru, the Olt, the Lupşa and the Hăghiniş “Series”.

In the **Zimbru “Series”**, outcropping in the Piatra Zimbrului klippe in the Rarău Mt (Text-Fig. 11, col. 50), Ladinian red radiolarian cherts and variegated radiolarites with thin beds of limestones (13 m thick) are overlain by variegated cherty limestone shales, 7 m thick. The rich radiolarian fauna shows a Late Illyrian – Fassanian age (DUMITRICĂ, 1991). Upsection, the Lower Carnian Zimbru Limestone, 80 m thick, consists of light grey micritic limestones with some pink layers, with conodonts and *Halobia lumachelles*, and bioclastic reef detritus in the upper part (Pl. 6, Fig. 4). The Upper Carnian – Norian Popi Limestone, at least 60 m thick, is represented by dark-coloured bioclastic-biomicritic limestones with chert nodules, which interfingers with light-grey, pinkish and glauconitic nodular limestones (Pl. 7, Fig. 1). Its age is proved by conodonts, halobiids, ammonoids and brachiopods (PATRULIUS et al., 1971; MUTIAC, 1966, 1968; IORDAN, 1978; MIRĂUŢĂ & GHEORGHIAN, 1978; TURCULEŢ, 2004, and references therein). The Upper Norian is present in small olistoliths of “Salinaria Marls” with *Monotis salinaria*. The dark grey to black Rhaetian (“Kössen”) limestones contain a rich fauna (e.g. *Rhaetina gregaria*; PATRULIUS et al., 1971; IORDAN, 1978; TURCULEŢ, 2004). Outside the Rarău Syncline, scarce and minor remnants of the Zimbru “Series” are represented by: Upper Norian grey sandy limestone with “*Monotis*” *substriata* and Rhaetian grey limestone with *Rhaetina gregaria* in the Hăghimaş Syncline, Middle Norian dark grey shales and thin-bedded limestones with *Halobia fallax*, as well as Rhaetian black limestones with large megalodonts in the Peşani Mts (Text-Fig. 11, col. 51).

The **Olt “Series”**, occurring mainly in the **Olt Nappe** (Peşani Mts; Text-Fig. 11, col. 52), some 200 m thick, starts with an ophiolitic complex, which includes blocks of serpentinites (emplaced probably in the Jurassic), gabbros, dolerites and basalts, mainly as variolitic pillow lavas associated with volcanoclastics, radiolarian chert, argillaceous shales and red or grey nodular limestones. In the Pârâul Rotund klippe the pillow-lava sequence includes red limestone with Anisian conodonts: *G. bulgarica*, *G. bifurcata*, and foraminifera: *Pilammia densa*, *Trochammina alpina*, etc., pointing to a Pelsonian age (MIRĂUŢĂ in PATRULIUS et al., 1996). The ophiolitic complex is capped by island-arc volcanics, with bostonitic porphyries and andesites (CIOFLICĂ et al., 1965; PATRULIUS, 1996; PATRULIUS et al., 1996; HOECK et al., 2009). The white, massive limestones, overlying the volcanics, contain a conodont assemblage near their base with *Gondolella trammeri* (Ladinian). In some klippen the Hallstatt Limestone covers the whole Early Carnian – Late Norian range, in others it underlies white massive carbonates, is interbedded with them, or lies on top of them (PATRULIUS, 1967, 1996; PATRULIUS

et al., 1966, 1971, 1996). Other klippen have red encrinitic limestone and white-grey encrinitic calcarenites (“Drnava facies”) with abundant brachiopod faunas of Rhaetian age.

In the **Hăghimaş Syncline** the Olt “Series” includes only small olistoliths and boulders consisting of serpentinites (emplaced probably in the Jurassic), variolitic pillow lavas, Upper Carnian and Middle Norian Hallstatt Limestone and marly limestones with *Monotis haueri* (GRASU, 1971, and references therein).

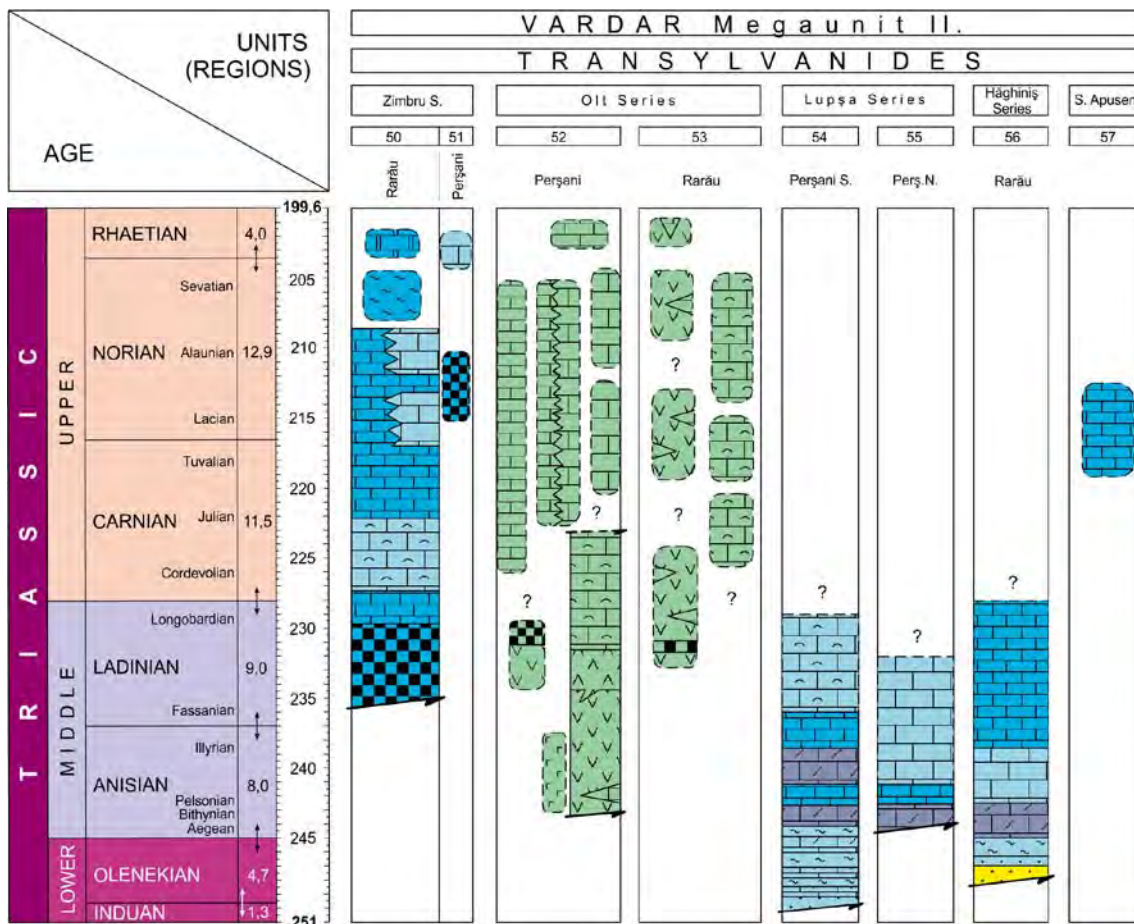
Upper Ladinian – Norian Hallstatt-type olistoliths with very rich faunas (TURCULEŢ, 2004, and references therein) and Carnian–Norian light-coloured reefoid limestone olistoliths were found in the Lower Cretaceous Bucovinian Wildflysch in the Rarău Syncline.

In the **Rarău Syncline** (Text-Fig. 11, col. 53), apart from the large **Breaza Outlier** consisting of serpentinites (emplaced probably in the Jurassic), there are also other outliers and numerous olistoliths composed of mafic and ultramafic rocks (SÂNDULESCU, 1973; RUSSO-SÂNDULESCU et al., 1981, 1983; SÂNDULESCU & RUSSO-SÂNDULESCU, 1981). In the Măciuş stream, the pillow basalts include blocks of limestones ranging in age from Ladinian to Norian (MUTIHAÇ, 1968; LORDAN, 1978; GHEORGHIAN, 1978; TURCULEŢ, 1991a; POPESCU, 2008), and even Middle Liassic (TURCULEŢ, 1991b). There are biostratigraphic constraints to assume that in the area in which the Olt Nappe has its origin, the volcanic activity lasted at least till the Early Jurassic (TURCULEŢ, 1991b).

In the outer-shelf zone the **Lupşa “Series”** of the **Perşani Nappe**, at least 500 m thick, the Triassic succession of the Lupşa Outlier (Text-Fig. 11, col. 54), starts with the Spathian Werfen beds, that consist of grey argillaceous to marly silty shales and siltstones with interbedded silty and sandy limestones with *Costatoria costata* and scarce *Tirolites* sp., and a palynologic assemblage belonging to the *Densioisporites nejburgii* zone (ANTONESCU et al., 1976). The Middle Triassic starts with grey vermicular, and dark-grey argillaceous, Gutenstein/Annaberg-type limestones (Lower Anisian), and is followed by the Lower Schreyeralm Limestone with red cherts, sometimes nodular, with *Balatonites* sp. (Pelsonian). Upsection, the dark-grey to almost black limestone (Pelsonian) is followed by the Upper Schreyeralm Limestone (Illyrian–Fassanian), which may contain cherty nodules and bands too. The succession is capped by Ladinian light-coloured, massive limestone followed by bedded grey limestone.

In the Colţii Nadaşului klippe (Text-Fig. 11, col. 55), the black limestone is followed by the Schreyeralm Limestone (Pelsonian), with a thin basal breccia horizon, and the sequence is closed by the dasycladacean Steinalm Limestone (Pelsonian and maybe also Illyrian; PATRULIUS et al., 1971, 1979, 1996).

In the **Hăghiniş “Series”** (Text-Fig. 11, col. 56) some 200 m thick, Upper Scythian(?) yellowish quartzitic microconglomerates are followed by red fine siliciclastics; then Anisian dolomite, grey-black limestone, and massive, light-coloured, Steinalm-like limestones follow. Upwards, the thin,



Text-Fig. 11. Lithofacies chart of the Transylvanides of the Eastern Carpathians (50–56) and of the Southern Apuseni Mts (57) (VARDAR II).

pink-grey micritic limestone with abundant juvenile specimens of halobiids, assumed to be Ladinian in age, is unconformably overlain by Upper Hettangian red limestones. As stated by PATRULIUS (1996), the Triassic to Lower Jurassic rock sequence of the Hăghiniş "Series" has close affinities to the corresponding one of the Bucovinian Nappe, and it was assumed that among the Transylvanian units the Hăghiniş Nappe was closest to the area, from which the Bucovinian Nappe was derived. On the other hand the Zimbru "Series" with its Wetterstein-like Zimbru Limestone, its Norian rocks with terrigenous materials and especially its black Rhaetian limestones with Kössen fauna can be best compared to the rock-sequences of the Lower Codru Nappes (Northern Apuseni Mts). In consequence, PATRULIUS (1996) assumed that the original position of the Olt and Lupşa "Series" was between the western Zimbru "Series" and the eastern Hăghiniş "Series".

TISZA MEGAUNIT

The most part of this microcontinent-sized megaunit forms the pre-Tertiary basement of the southeastern part of the Pannonian Basin in Hungary, Croatia and Serbia, continuing to Romania, where it crops out in the Apuseni Mountains on a large surface extension. Isolated outcrops in the SW part of the megaunit can be found in the Mecsek and Villány Mts of southern Hungary, just W of the Danube River, and in the Papuk and Psunj Mts of NE Croatia.

Based on the types of Mesozoic development of the whole megaunit and on the structure of the Northern Apuseni Mts (BLEAHU et al., 1981), the following WSW–ENE striking

tectono-facial zones can be distinguished within (from the NW to SE; BLEAHU et al., 1994; HAAS & PÉRÓ, 2004):

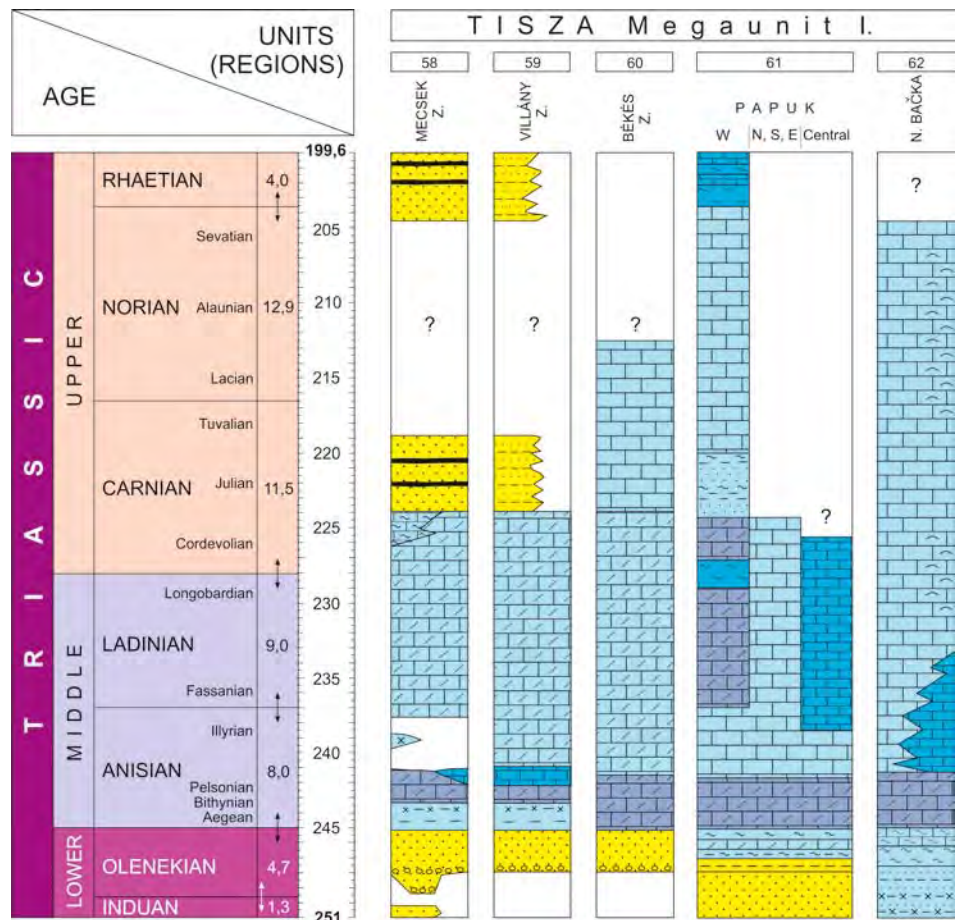
- Mecsek Zone;
- Villány-Bihor Zone;
- Papuk-Békés-Lower Codru Zone;
- Northern Bačka-Upper Codru Zone;
- Biharia Zone

Thrusting of the pre-Alpine basement of the Villány-Bihor Zone (e.g. of the so-called "Bihor Autochthonous") onto the metamorphosed continuation of the Mesozoic of the Mecsek Zone is proven by the Sáránd 1 borehole in Hungary, near the Romanian border (ÁRKAI et al., 1998), with mean metamorphic ages of 91.5 and 81.1 Ma.

A significant Late Cretaceous (95–82 Ma) tectonometamorphic event reaching up to amphibolite facies conditions was recorded in the Szeged Basin (HORVÁTH & ÁRKAI, 2002; LELKES-FELVÁRI et al., 2003); it was presumably related to the overthrust of the Codru Nappe System onto the Villány-Bihor Zone.

The Romanian part of the megaunit was called Northern Apuseni Unit (BLEAHU, 1976a, b), Western Dacides (SÂNDULESCU, 1980), but actually named Inner Dacides (SÂNDULESCU, 1984). It is divided into the lowermost Bihor Parautochthonous with thick pre-Alpine crystalline basement and Permian – Upper Cretaceous sedimentary cover, the Codru Nappe System that usually includes N to NW vergent detached (cover) nappes with Permian – Lower Cretaceous sedimentary sequences, and the highest Biharia Nappe System that includes pre-Alpine basement

Text-Fig. 12. Lithofacies chart of the western and middle parts of the Tisza Megaunit in Southern Hungary (58–60), Northeastern Croatia (61) and Northern Serbia (62) (TISZA I).



nappes with scarce low-grade metamorphic Permo-Triassic cover.

The common post-nappe sedimentary cover of the Northern Apuseni Unit is the Coniacian–Maastrichtian Gosau Formation which is overthrust by the N–NW vergent non-metamorphic Simic Metaliferi Mts Nappe System in the southern part of the Apuseni Mountains. It is to be expected, that certain parts of the Codru Nappe System were detached from the Biharia Nappe System basement (PATRULIUS et al., 1971). The Arieşeni Nappe (which is identical with the Biharia Nappe), can be correlated to the Dieva and perhaps Moma(?) Nappes. At least the Triassic of the Vaşcău and Coleşti Nappes has a more external shelf facies than the Lower Codru Nappes. This review was made mainly after the detailed correlational work by BLEAHU et al. (1994).

Mecsek and Villány-Bihar Units

Mecsek and Villány Units

Facies characteristics of the Triassic formations in the Mecsek (location on Text-Fig. 1; Text-Fig. 12, col. 58) and Villány (Text-Fig. 12, col. 59) Facies Zones in Hungary are similar, thus allowing a common description for them. The outcropping areas in the Mecsek Mountain and Villány Hills provided a predominant part of the data however hydrocarbon exploratory wells proved the continuation of both facies units in the basement of the Great Plain (BLEAHU et al., 1971, 1994; BÉRCZI-MAKK, 1986, 1998).

During the Triassic times, the Tisza Megaunit was located at the northern Tethyan shelf margin east of the dry lands of the Bohemian Massive and Vindelician High.

The Lower Triassic sequence is a continuation of Late Permian fluvial sedimentation. The lowermost Triassic siliciclastic sediments (Jakabhegy Sandstone; comparable with the Germanic Buntsandstein) are divided into three lithologic units (BARABÁS-STUHL, 1993; KONRÁD, 1998; BARABÁS & BARABÁS-STUHL, 2005). The basal unit is built by coarse conglomerates with pebbles of quartzite, rhyolite, granite and shales (Pl. 7, Fig. 4). Based on various sedimentological characteristics, fluvial transport from NE (according to the present-day co-ordinates) can be interpreted (KONRÁD, 1998). The second lithologic unit (“pale sandstone”) consists of fining-upward cycles: thin conglomerates, cross-bedded sandstones, capped by siltstones. The topmost unit of the Jakabhegy Sandstone consists of siltstones and fine-grained sandstones with paleosol horizons, representing a series of facies from terrestrial to alluvial and coastal plain environments (KONRÁD, 1998). Intercalations of aeolian dune sands have also been recognized. Based on sporomorphs the topmost part of the formation is of earliest Anisian age (BARABÁS-STUHL, 1993). Lower Triassic siliciclastic sediments have also been explored in the drillings of the Great Hungarian Plane (BÉRCZI-MAKK, 1986, 1998).

Rising sea-level led to the gradual flooding of the whole Tisza Megaunit and the development of a mixed siliciclastic-carbonate ramp system in the Early Anisian (TÖRÖK, 1998). Three large-scale sedimentary cycles have been recognized within the Middle Triassic sequences (TÖRÖK, 2000). The earliest sediments of the first sedimentary cycle are greenish-red siltstones. Gypsum to anhydrite pseudomorphs, desiccation pores and cracks indicate a peritidal

origin of the sandstone-siltstone-dolomite cycles (TÖRÖK, 2000). Sporomorphs indicate Early Anisian deposition (BARABÁS-STUHL, 1993). The covering anhydrite and gypsum layers are coastal plain to sabkha deposits (TÖRÖK, 1998), that are overlain by dolomitized peritidal carbonates. This formation is considered as the “Hungarian Röt”, corresponding to the Röt in the Germanic Basin (TÖRÖK, 2000).

The second cycle consists of Anisian mid and outer ramp deposits. Flaser-bedded limestone and marlstones with numerous tempestites indicate frequent storm activity (Wellenkalk; Pl. 7, Fig. 6). The Bithynian–Pelsonian age of these beds is based on crinoids (HAGDORN et al., 1997) and palynomorphs (GÖTZ et al., 2003).

In Mecsek Mts and Villány Hills the deepest facies is characterized by crinoidal-brachiopod beds, representing outer ramp deposits (TÖRÖK, 1993). Increased connection to the open sea is indicated by ammonoids of the Binodosus Subzone, and abundant conodonts containing still *Gondolella bulgarica*, i.e. indicating Late Pelsonian. However, eupelagic elements are missing from the conodont fauna (KOVÁCS & RÁLISCH-FELGENHAUER, 2005).

In the Late Anisian (Illyrian) significant spatial differences occur in the grade of dolomitization and facies development. The evaporitic “Middle Muschelkalk” event seems to be represented by a hiatus in the Mecsek Mts, however, gypsum pseudomorphs were reported from the dolomites (KONRÁD, 1998).

The uppermost Muschelkalk (Ladinian) is characterized by bituminous oncoidal packstones and bivalve shell beds of backshoal origin (TÖRÖK, 1993). These are overlain by laminated organic carbon-rich calcareous marls. The succession contains an abundant ostracod and gastropod fauna, but with very low diversity, as well as characeans and plant fragments (MONOSTORI, 1996), indicating freshwater conditions probably due to a climate change that is also reflected in the gradually enhanced terrestrial input (HAAS et al., 1995b).

The Late Triassic, representing the third major sedimentary cycle, is characterized by a differentiation of facies units within the Tisza Megaunit. A rapidly subsiding half-graben structure developed in the Eastern Mecsek Mts, resulting in the formation of several hundred metres (up to 500 m) of arkosic sandstones and siltstones (Karolinavölgy Sandstone). Continuation of these half-graben structures in the basement of the Great Plain is proven by deep drilling evidences (BÉRCZI-MAKK et al., 1996). Various depositional environments include lacustrine, fluvial and deltaic settings (NAGY, 1968). The upward transition of these beds to the Jurassic Gresten-type sequence is continuous. Subsequent strongly differing burial depths in the Mecsek half-graben and on the Villány ridge can be shown by the sharply changing Colour Alteration Indexes (CAI) of Anisian conodonts in the two zones (KOVÁCS et al., 2006).

The Villány Unit is characterised by a thin, coastal-continental Upper Triassic succession akin to the “Carpathian Keuper” facies of the European shelf of the Tethys. In the Villány Hills, Ladinian dolomite is conformably overlain by a formation made up of an alternation of yellowish-grey dolomitic marl and dolomite, brownish or greenish-grey sandy siltstone, and greyish-white quartzarenite. In the upper part of the 15–40 m-thick formation, the dolomite layers disappear and greenish-reddish variegated siltstone

becomes predominant. Marine fossils are completely absent from these layers. Above the Middle Triassic carbonates a few wells also encountered similar sequences in the basement of the Great Plain (BÉRCZI-MAKK et al., 1996).

Bihor Unit

The Triassic sequence of the Bihor Unit in Romania (location on Text-Fig. 1; Text-Fig. 13, col. 63) has a typical tripartite development with mixed Germanic and Neotethyan character: continental Lower Triassic, shallow-marine carbonatic Middle Triassic to Lower Carnian and continental Upper Triassic. The Triassic formations are usually underlain by pre-Alpine crystalline schists, but different Permian formations appear in between them, southward.

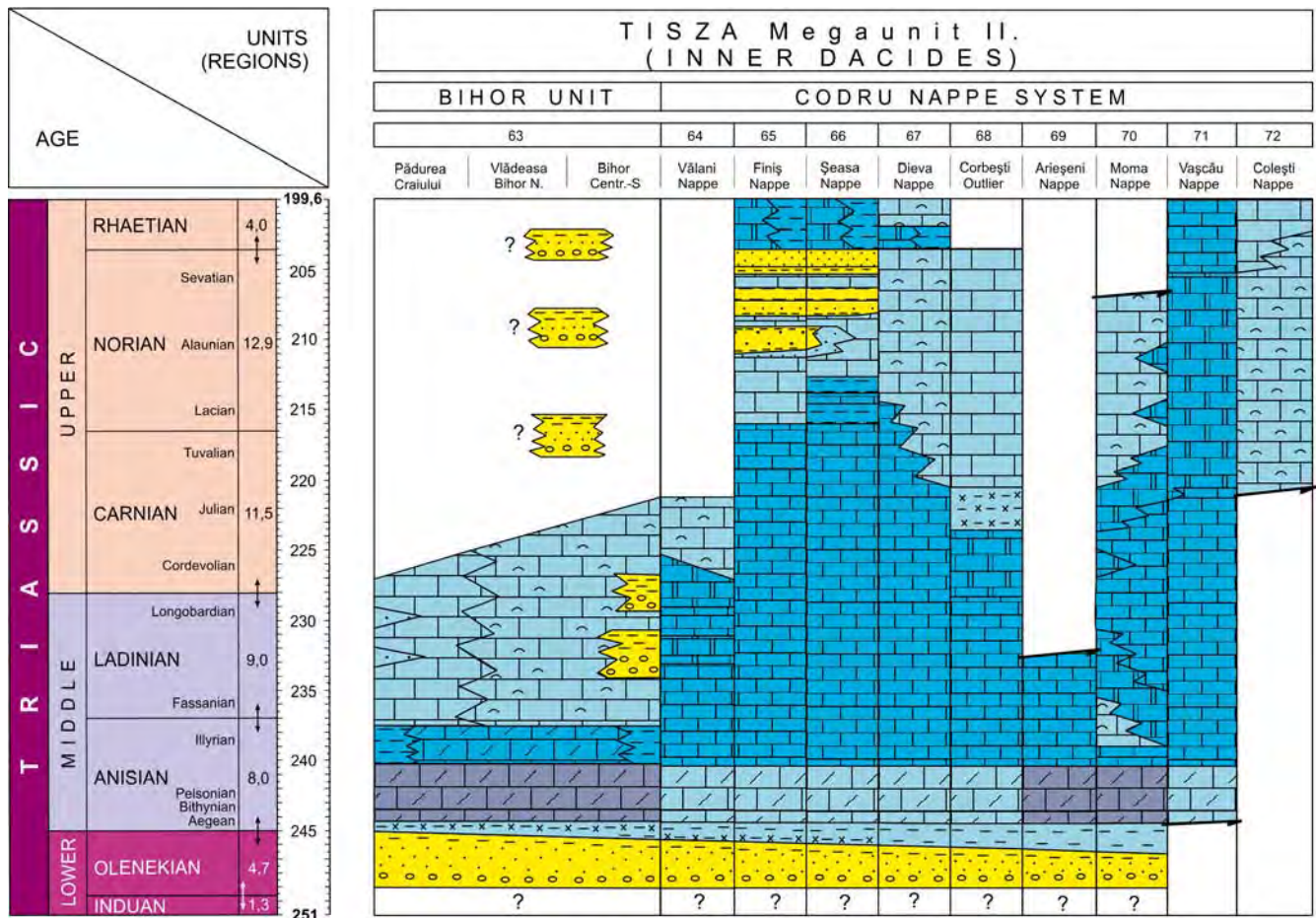
The Scythian is made up of fluvial and deltaic, partly limnic siliciclastics (continental redbeds or "Buntsandstein" stage). There is a typical coarse basal conglomerate member. Sediment transport directions are usually from NE to SW. Red, sometimes green shales of tidal flat and shallow-marine facies characterize the lowermost Anisian, with rich *Triadispora crassa* assemblage (ANTONESCU et al., 1976). It is overlain by evaporitic dolomite, akin to the Röt in the Germanic facies.

The Lower Anisian is characterised by a mixed shallow ramp facies (DIACONU & DRAGASTAN, 1969; DRAGASTAN et al., 1982) while the Lower-Middle Anisian is represented by a lower and an upper dolomite sequence with thick dark, vermicular limestones and dolomites (Bucea and

Padiş-Călineasa Formations) in between (IANOVICI et al., 1976; PATRULIUS, 1976). These formations (<800 m) were deposited on a deeper, restricted ramp, and are equivalent to the Germanic "Wellenkalk".

The Illyrian shows maximum deepening with basinal limestones, with calcarenitic and coquina storm-beds, slumps and mud-flows (brachiopods, crinoids, daonellids, conodonts and ammonoids) and siliciclastic sediments (Luğaş Formation). The Upper Illyrian displays strong affinities with the Germanic Triassic, with the occurrence of reptiles of poor swimming capacity (*Nothosaurus*, *Tanystropheus*; JURCSÁK, 1978, and the references therein), also known from the Germanic Basin ("insular extension of the Vindelician Land"; PATRULIUS in IANOVICI et al., 1976; PATRULIUS et al., 1979).

Wetterstein-type platform carbonates can be considered as a Neotethyan feature, which corresponds to the Late Illyrian (*Diplopora annulata*, *D. annulatissima*) to earliest Carnian interval. They are thicker in the south, with reef buildups, and thinner (usually dolomitized) in the north with dasycladacean back-reef lagoon facies (MANTEA, 1969, 1985; POPA & DRAGASTAN, 1973; POPA, 1981). In the marginal Central Bihor the platform building "was interrupted by three coarse continental sequences", Zugăi, Ordâncuşa, Scăriţa (BALTREŞ & MANTEA, 1995), which are interpreted as signs of proximity of the continental hinterland, the "Bihor Land" (BLEAHU et al., 1994). Although the Zugăi Formation can also be interpreted as a paleokarsti-



Text-Fig. 13. Lithofacies chart of the eastern part of the Tisza Megaunit (Apuseni Mts, Romania) (63–72) (TISZA II).

fied horizon upon Wetterstein Formation, underlying the Gresten sandstones.

The carbonate platform development was followed by a long subaerial erosional interval (paleokarst) in the Late Triassic. However, the Upper Triassic is represented locally by a less than 100 m thick fine-grained siliciclastic continental – shallow marine(?) succession (the Carpathian Keuper-type Scărița Formation; PATRULIUS & BLEAHU, 1967).

Papuk-Békés-Codru Unit

Papuk Unit

The Lower Triassic in the Papuk Mts in Croatia is bipartite (Text-Fig. 12, col. 61). The lower unit consists of lilac and white continental quartzites directly overlying Variscan granites and metamorphic rocks. The upper unit is made up of the shallow-marine “Werfen Shales”, with a characteristic Late Scythian bivalve fauna (*Unionites fassaensis*, *Eomorphotis* cf. *hinnitidea*, etc.; ŠIKIĆ & BRKIĆ, 1975; names revised by K. HIPS, pers. comm.), providing biostratigraphic evidence, that here a marine transgression took place earlier than in the Villány and Mecsek areas further north. Carbonate ramp conditions were established in the Anisian: first dark grey Gutenstein-type dolomites, then light coloured Steinalm-type dolomites were formed. Facies differentiation took place in the following part of the Middle Triassic: Reifling-type grey cherty limestones were deposited in the central part of the mountains, whereas in other parts light coloured, Wetterstein-type dolomites containing locally dasycladacean algae (*Diplopora annulata*) were found. Grey shale intercalations (up to a few meters thick) with the bivalve *Daonella lommeli* may correspond to the Partnach beds of the Northern Calcareous Alps. The following part of the Triassic sequence is exposed only in the westernmost part of the mountains, in the valley of the Pakra Creek, where grey sandstones and shales of a few 10 m thickness may correspond to the Carnian Lunz Formation, and the overlying black, stromatolitic dolomites (in ca. 200 m thickness) to a special type of the Alpine Hauptdolomit. The uppermost part of the Triassic sequence consists of black shales (in the lower part) and black, marly limestones (in the upper part), representing the Alpine Kössen Formation, with the same, rich fauna, as in the equivalents in the Northern Calcareous Alps and in the Western Carpathians (ŠIKIĆ et al., 1975; ŠIKIĆ in BLEAHU et al., 1994).

Békés Unit

Lower and Middle Triassic rocks were explored southeast to the Codru overthrust in the Békés(-Codru) Unit (Text-Fig. 12, col. 60), in the basement of the Great Plain in Hungary. The basement of the Szeged Basin and the Békés Basin belongs to this unit.

In the Békés Basin the Lower Triassic is represented by grey and lilac continental sandstones (Jakabhegy Formation). Lower Anisian “Werfen-type” variegated or red shales were encountered in both basins. In the Szeged Basin, the higher part of the Anisian and the Ladinian is represented by shallow-marine, lagoonal dolomites. In the Békés Basin similar dolomites are covered by grey shallow-marine marls and limestones with calcareous algae of Late Ladinian age and light grey dolomites of Carnian to Norian age.

Northern Bačka Unit

In the SSE part of the Tisza Megaunit, in Serbia, hydrocarbon-prospecting boreholes explored a marine Triassic succession representing outer shelf and shelf margin settings, comparable with the Tirolic nappes in the Northern Calcareous Alps (ČANOVIĆ & KEMENCI, 1988; KEMENCI & ČANOVIĆ, 1997) and with the higher Codru nappes of the Apuseni Mts (BLEAHU et al., 1994).

Sporadically reported evaporites may be either Late Permian or earliest Triassic in age. The (?Permo-)Scythian succession begins with a quartz conglomerate – quartz sandstone formation, without fossils, followed by a shallow-marine mixed carbonate-siliciclastic deposition consisting of shales, marls, marly limestones and dolomites. The latter contains a foraminifera association characteristic for the higher Scythian (*Meandrospira pusilla*, *M. cheni*, etc.) and *Myophoria*-type bivalve shells. The Anisian is represented by Steinalm-type ramp carbonates with dasycladaceans (*Physoporella pauciforata*) and foraminifera. At the Anisian/Ladinian transition dark grey, Reifling-type marly limestones were deposited. The Ladinian to Norian (?Rhaetian) is made up of thick Wetterstein, then Dachstein-type platform carbonates, with both reefal (calcareous sponges, hydrozoans, corals) and lagoonal (dasycladaceans *Teutloporella herculea* in the former, *Diplopora muranica* in the latter) facies (ČANOVIĆ & KEMENCI, 1988; KEMENCI & ČANOVIĆ, 1997; Text-Fig. 12, col. 62).

Codru Nappe System

In the Codru Nappe System in Romania, the Lower Triassic is represented by continental redbeds, with marine influences in the upper part. After an Early–Middle Anisian outer and middle shelf period, a huge Reifling-type intra-shelf basin developed (Roșia and Izbuç Formations; PATRULIUS et al., 1976) which was infilled from the earliest Carnian (“Cordevolian”) to the Laciian. Starting from Tuvalian–Alaunian the coeval Carpathian Keuper, Hauptdolomit, Dachstein Limestone and “Wand” Limestone (PATRULIUS & BLEAHU, 1967; PATRULIUS et al., 1971, 1979) appear passing on from the lower nappes to the higher ones (Text-Fig. 13, col. 64–72). The traces of the Kössen event appear only in the Lower Codru Nappes.

Red sandstones of fluvial-deltaic facies represent the Lower Triassic, the basal conglomerate member is less developed, as in the Bihor Unit. However, in the Finiş Nappe (Highiş Mts) and the Dieva Nappe (Codru Mts) a grey shallow-marine succession occurs in the upper part of the Scythian with bivalves, and *Tirolites* sp. too (PATRULIUS et al., 1979).

Shallow-marine mixed ramp facies characterise the Lower Anisian. In the Middle Anisian a large carbonate ramp developed and predominantly monotonous grey dolomite (Sohodol Formation) or dark grey anoxic dolomites (Bulz Formation) were formed. Only in the south (Vașcău Nappe) the well-oxygenated outer shelf facies appears, with Steinalm Limestone, around 500 m thick (PATRULIUS et al., 1979; BUCUR, 2001).

The platform drowned in the Early Illyrian (*Gondolella constricta cornuta* zone in the sense of KOVÁCS, 1994) (Reifling event), and a large basin came into being (Roșia Limestone). This resulted in an extreme narrowing of the platform facies zones, and their shifting towards the

continental hinterland. The basinal, frequently cherty grey limestones with shales contain pelagic elements, such as radiolarians, “filaments”, conodonts, ammonoids, nautiloids. The basin evolution continued in the Ladinian – Early Carnian with the appearance of slope deposits (Raming-type) and allodapic carbonates originated from the neighbouring Wetterstein Platform (Moma Nappe). It was followed by progradation of the Wetterstein Platform (Vălani Nappe, Arieşeni Nappe/Corbeşti Outlier). In the most distal, hemipelagic basin (Vaşcău Nappe) the succession starts with Illyrian–Julian (the latter is indicated by *G. auriformis*) red “Schreyeralm” Limestone (PATRULIUS et al., 1971, 1979; BLEAHU et al., 1970, 1972, 1994); on top of it Roşia Limestone appears too.

The top of Roşia Limestone reaches the Alaunian as indicated by *Gondolella steinbergensis*, *Metapolygnathus abneptis abneptis*, etc. (PATRULIUS et al., 1979; PANIN et al., 1982). The last remnants of the Roşia Basin were filled up by the grey, siliciclastic-marly Codru Formation after the Early Laciian in the north (Şeasa Nappe), or was followed by the “Wand Limestone” in the south (Vaşcău Nappe). The Middle Laciian – Early Alaunian Codru Formation (GRĂDINARU, 2005) in the Apuseni Mts significantly differs chronostratigraphically from the Middle Carnian Lunz-Reingraben infillings of East Alpine – Western Carpathian Reifling Basins.

Development of large carbonate platforms resumed in the Late Carnian when reefal (Dachstein Reef Limestone) and reef-slope facies (“Wand” Limestone; PATRULIUS & BLEAHU, 1967; PATRULIUS et al., 1971, 1979) were formed on the outer shelf, with Late Rhaetian lagoon facies (loferitic cycles) on top, as documented in the Coleşti Nappe (PANIN & TOMESCU, 1974; PATRULIUS et al., 1979; BLEAHU et al., 1994; BALTREŞ, 1998; BUCUR & SĂSĂRAN, 2001). In some places, the Dachstein Limestone shows an irregular network of paleocast cavities filled with variegated, from mauve to brick-red and ochreous-brown, ferruginous limestones, sometimes bearing Late Norian *Halorella coquinas*. It proves that during the Late Norian the carbonate platform emerged, with evolving carstification and lateritic weathering processes (Grădinaru, unpubl. data).

The latest Norian – Rhaetian is represented by Carpathian Keuper and Kössen Formation in the Finiş-Gârda Nappe and Următ Outlier, and by limestones with *Involutina* in the Vaşcău Nappe.

Due to the extreme narrowing of the inner shelf facies zone, because of enhanced terrigenous influx from the proximal continental hinterland (Bihor Land), the typical Hauptdolomit is almost absent (restricted only to the Arieşeni Nappe/Corbeşti Outlier and Vetre Nappe). A special transitional facies from the Dachstein Limestone to the Carpathian Keuper in the Upper Alaunian – Sevatian has been documented (Şeasa-Ferice Nappe; BORDEA et al., 1978; BLEAHU et al., 1984; ŞTEFĂNESCU et al., 1985).

In the Lower Codru Nappes typical Carpathian Keuper is common, with red-purplish, sometimes grey or greenish continental siliciclastic sedimentation, with interbedded evaporites and light coloured micritic dolomites-limestones. Its age is Tuvalian–Rhaetian (Vălani Nappe) or restricted to the Late Alaunian – Sevatian (Finiş, Şeasa-Ferice, Următ Nappes).

In the Finiş, Şeasa-Ferice, Următ and Dieva Nappes Kössen-type restricted basin facies represents the Rhaetian,

that is overlain after a probable gap by sandstone and dark grey Gryphaea shale (Sinemurian). “Oberhätalkalk” appears only in the Dieva Nappe (BORDEA & BORDEA, 1973; BORDEA et al., 1975).

Biharia Unit

Biharia Nappe System

The Arieşeni Nappe was assigned to the Biharia Nappe System by BALINTONI (1994), who proved the correspondence of the Biharia and the Arieşeni Series. As it was discussed above, the Arieşeni/Corbeşti Outlier belongs to the Hauptdolomit Facies Belt.

The Vulturese-Belioara Series, which was traditionally interpreted as low-grade metamorphosed Middle Paleozoic cover of the medium-grade Upper Precambrian – Lower Paleozoic crystalline basement, has possible interpretations as Triassic sequence too (BORCOŞ & BORCOŞ, 1962; PATRULIUS et al., 1971; BALINTONI, 1994). It starts with pink quartzitic conglomerates, sandstones and sericitic schists (Scythian?), followed by well-bedded, black, graphitic dolomite and massive pinkish-yellowish dolomite (Upper Scythian? or Anisian?). The third formation is a thick-bedded light marble, partly dolomitic (Middle Triassic, or even younger?). Its Variscan basement was subject to a Mesozoic rejuvenation (100.6 Ma; DALLMEYER et al., 1994). Based on this interpretation DIMITRESCU (in IANOVICI et al., 1976) suggested that the Vulturese-Belioara Series might be compared to the Föderata-Struženik Series of the Western Carpathians.

DACIA MEGAUNIT

The Dacia Megaunit, which includes only some of the Dacidian units (Median, Outer and Marginal Dacides; SÂNDULESCU, 1984) within the Eastern and Southern Carpathians, generally has a more external character than the ALCAPA or Tisza Megaunits. Triassic successions are found only in the Median Dacides. In the Eastern Carpathians, the Median Dacides are represented by the Central Eastern Carpathian Nappe System (Bucovinian Nappe, Subbucovinian Nappe and the Infrabucovinian Units; SÂNDULESCU et al., 1981), whereas in the Southern Carpathians they include the Getic Nappe and the Supragetic Units (SÂNDULESCU 1976b, 1988).

Generally, the Triassic sedimentary series are stratigraphically incomplete, punctuated by discontinuities and have reduced thicknesses, that prove swell-type sedimentary environments during the Triassic (PATRULIUS, 1967; SÂNDULESCU, 1984). Their present day scattered occurrences, mostly in the Southern Carpathians, are the result of the extensive pre-Jurassic erosion that affected the areas of the Median Dacides.

Within the Dacia Megaunit, in the region of the East Serbian Carpatho-Balkanides, Triassic successions can be recognized in the following units from east to west: (1) Danubian-Stara Planina-Vrška Čuka (-Prebalkan) Unit Stara Planina-Poreč Unit (Upper Danubian), (2) Bucovinian-Getic-Kučaj (-Sredno Gora) Unit within it Kučaj Unit (Getic), and (3) Kraishte Unit within it Lužnica Unit (West Kraishte). All these units behaved during the Triassic as a single megaunit, made up of former Variscan terranes, which amalgamated and docked to Moesia in Carbonifer-

ous times (KARAMATA, 2006) and became again separated in the Middle–Late Jurassic by the opening of the Severin–Krajina oceanic domain between them (see: HAAS et al., 2011, in this volume).

Danubian-Vrška Čuka-Stara Planina (-Prebalkan) Unit

Southern Carpathians

Lower Danubian and Upper Danubian Units

In the Danubian Units from Romania (Marginal Dacides in the sense of SĂNDULESCU, 1984), having the most external position and lying on the European continental margin, the Triassic formations are completely missing. The lacking of Triassic sedimentary series is due either to non-deposition or to erosion. The oldest Mesozoic deposits, overstepping the crystalline rocks, are Hettangian–Sinemurian continental “Gresten Beds”.

East Serbian Carpatho-Balkanides

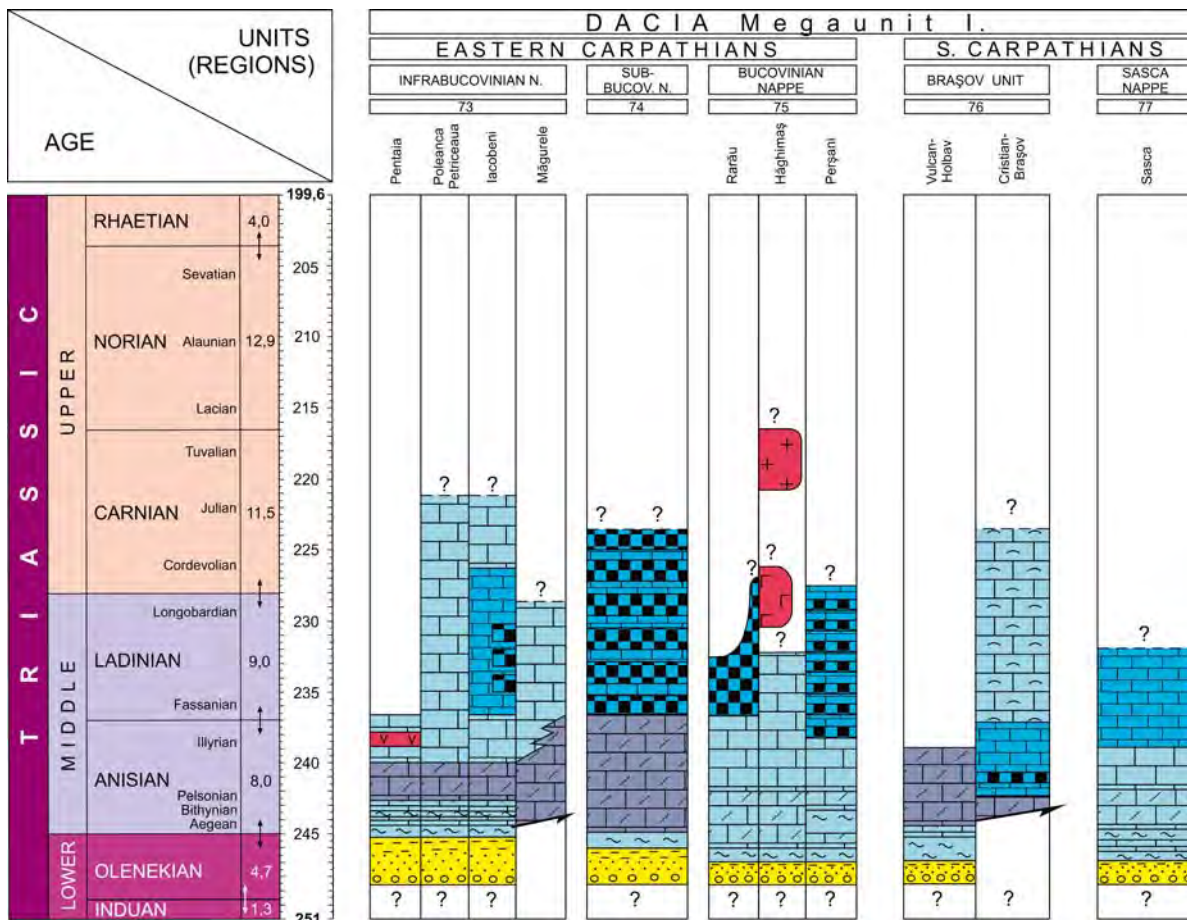
Stara Planina-Poreč Unit (Upper Danubian)

Whereas in the northern, Poreč part of the Stara Planina-Poreč Unit (location on Text-Fig. 1; Text-Fig. 15, col. 78), the Triassic sediments are absent (MASLAREVIĆ & KRSTIĆ, 2001), in the Stara Planina region (Jelovica-Visočka Ržana section) the Lower Triassic overlies various parts of the Topli Dol Formation (Permian red clastics; MASLAREVIĆ & ČENDIĆ, 1994) or Riphean–Cambrian schists.

These lowermost Lower Triassic siliciclastic sediments, named as Temska Formation (MASLAREVIĆ & ČENDIĆ, 1994) mark the beginning of a new megasequence that is characterized by fluvial sedimentation deposited in semi-arid or arid climate with storm episodes (Pl. 7, Fig. 2). These are deposits of braided rivers, the middle part is an alluvial fan and others are related to that of meandering rivers. The major facies are channels with bars (longitudinal and transversal), and interchannel fine-grained facies (flood plain, natural levee, crevasse, and crevasse splay) (MASLAREVIĆ & KRSTIĆ, 2001). This formation, 300–400 m in thickness, is overlain by the marine siliciclastic Zavoj Formation deposited on tidal flats and contains an Early Scythian flora (UROŠEVIĆ in MASLAREVIĆ & ČENDIĆ, 1994).

The Zavoj Formation is overlain by micaceous sandstones, partly clayey, and dolomitic limestones representing the upper part of the Lower Triassic. The carbonate deposition took place on a ramp. These “shelly limestones” (also known as “myophorian” or “gervilleian limestones”) in most cases are strongly bioturbated; coquina beds are common.

The following carbonate deposits consist of lowermost Anisian platy, “folded limestones” with bivalves, Pelsonian thick-bedded “brachiopod limestones” with numerous brachiopods and conodonts of the *Paragondolella bulgarica* zone (SUDAR, unpubl. data); the uppermost part of the exposed section is made up of “crinoidal limestones” with crinoid calyces and stems, and calcareous algae, Illyrian in age.



Text-Fig. 14. Lithofacies chart of the Eastern Carpathians (except Transylvanides) (73–75) and the Southern Carpathians (76–77) (DACIA I).

The crinoidal limestones are followed by massive, slightly dolomitic limestones with gastropods, bivalves and brachiopods of Ladinian age. These rocks represent the end of the Triassic sequence in this part of the Stara Planina Mts region. The thickness of the Middle Triassic is about 250 m, only about 15 m are Ladinian.

More eastwards in the Stara Planina Mts, the very condensed Upper Triassic has been preserved only in the Senokos area. On the basis of the different lithofacies and associations of bivalves, brachiopods and foraminifera, the following lithologic units can be separated: Carnian siltstones, sandstones, and sandy and dolomitic limestones, Norian dolomites, dolomitic limestones and limestones, and Rhaetian biosparites, oolite and dolomitic limestones, and algal limestones. This succession is overlain by Rhaetian-Liassic terrigenous siliciclastics of various lithology ("red series"; UROŠEVIĆ & ANDJELKOVIĆ, 1970; Senokos Formation; UROŠEVIĆ & RADULOVIĆ, 1990), deposited in alluvial, lacustrine, or marshy environments. The thickness of the unit is from 30 to 350 m.

Bucovinian-Getic-Kučaj (-Sredno Gora) Unit

Eastern Carpathians

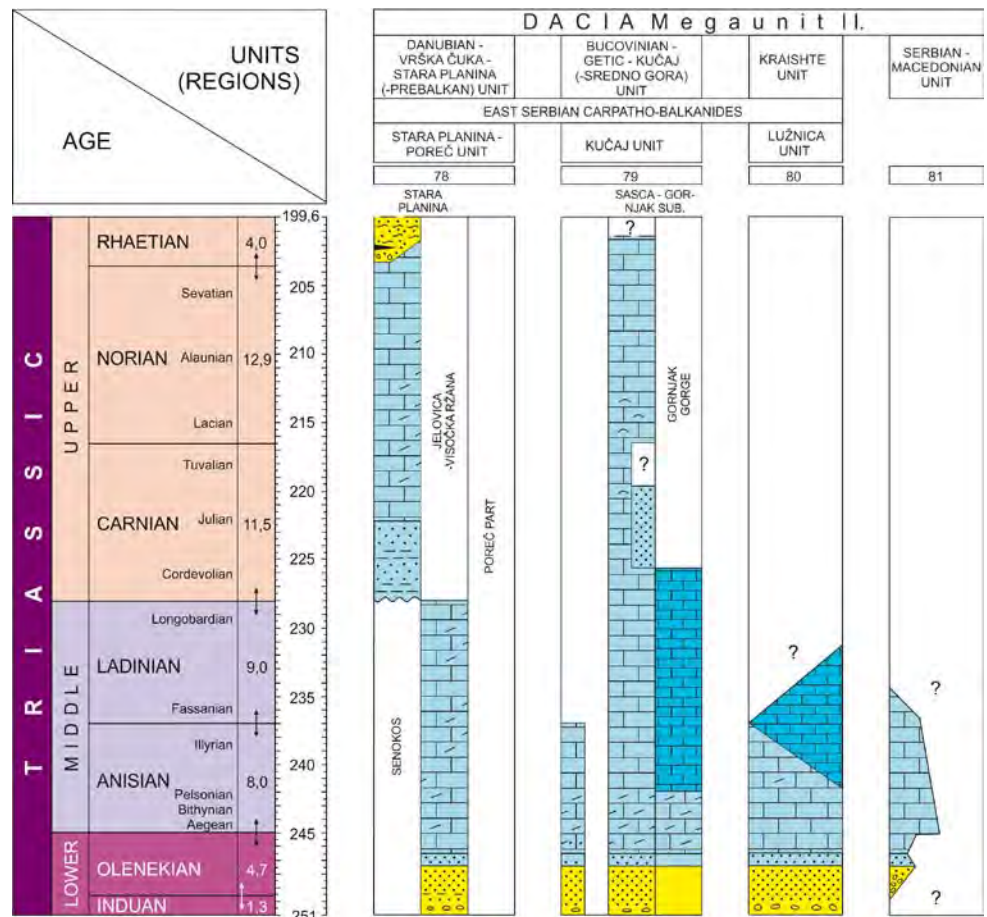
Bucovinian, Subbucovinian and several Infrabucovinian Units are distinguished. They form a pile of thrust nappes stacked during the Meso-Cretaceous tectogenesis, assigned to the Central Eastern Carpathian Nappe System (SĂNDULESCU, 1984). Having the most extended occurrences in the Bucovinian Nappe, the Triassic series are generally incomplete in all units. The diversity of facies demonstrates a complex paleogeography of the Bucovinian realm during the Triassic (PATRULIUS et al., 1971; SĂNDULESCU, 1984).

ianian realm during the Triassic (PATRULIUS et al., 1971; SĂNDULESCU, 1984).

Infrabucovinian Units

The Infrabucovinian Units (location on Text-Fig. 1; Text-Fig. 14, col. 73), the lowest in the Central Eastern Carpathian Nappe System, are represented in the Maramureş Mts by the following units (starting from the outside): Vaser-Belopotok, Pentaia (Ştevioara), Petriceaua, Poleanca and Stânişoara (SĂNDULESCU, 1984, 1985). In the **Vaser-Belopotok Unit**, the Triassic sequences are missing. In the **Pentaia Unit** the Triassic succession starts with continental Scythian quartzose sandstones ("Buntsandstein"-like) succeeded by Middle Triassic dolomites and bituminous limestones with sills of basalts and tuffites. The **Poleanca Unit** has Scythian light-coloured quartzose sandstones and Middle Triassic well-bedded grey bituminous and massive dolomites. The **Petriceaua Unit** has Scythian light-coloured quartzose sandstones and variegated shales, followed by Middle to Upper(?) Triassic massive dolomites, bituminous limestones and dolomites, grey bedded limestones, red limestones and massive limestones locally dolomitized. In the **Stânişoara Outlier** Scythian(?) quartzose sandstones are followed by Middle Triassic massive dolomites and limestones. In the **Iacobeni Unit** the Triassic succession starts with continental Scythian conglomerates and quartzose sandstones followed by red shales with platy limestones and then by Gutenstein-type grey bedded bituminous dolomites with yellowish massive dolomites in the middle part (Pl. 7, Fig. 3). The succession continues with Ladinian variegated limestones, sometimes

Text-Fig. 15. Lithofacies chart of the East Serbian Carpatho-Balkanides (78-80) and the Serbian-Macedonian Unit (81) (DACIA II).



nodular, and chloritic shales, with dolomite lenses in the upper part (Pl. 7, Fig. 5), and ends with Upper Triassic(?) light, slightly metamorphosed limestones (SĂNDULESCU, 1976a; POPESCU & POPESCU, 2005a; POPESCU, 2008).

The Triassic succession from the **Măgurele Scales** includes a basal Anisian sequence with dark-coloured limestones and dolomitic limestones. Upsection, the succession is made up of dark-coloured bituminous dolomites and limestones, platy grey limestones with hydrozoans and solenoporacean algae, and grey dolomitic limestones with halobiids, the whole sequence being assigned to the Ladinian (SĂNDULESCU, 1976a; POPESCU & POPESCU, 2005a; POPESCU, 2008). The Upper Triassic is generally missing.

Subbucovinian Unit

In the Subbucovinian Nappe (SĂNDULESCU, 1976a, 1985; Text-Fig. 14, col. 74), the Triassic succession starts with a thin sequence of Scythian whitish quartzose sandstones ("Buntsandstein"-like), either overlying Permian continental red siliciclastics or directly the crystalline basement. The Middle Triassic is represented by Anisian massive grey dolomites which are covered by Ladinian red siltstones with radiolaritic cherts, and grey platy limestones. The Upper Triassic is usually absent.

In the Tomești tectonic window, the succession starts with a thin siliciclastic sequence of redbeds followed by a sequence, around 200 m thick, of Middle Triassic massive dolomites (GRASU, 1976). A sequence of variegated radiolarites and shales, around 100 m thick, unconformably overlies the older Triassic succession. The radiolarites used to be assigned to the Ladinian, but Callovian–Oxfordian radiolarians were identified by DUMITRICĂ (unpubl. data).

Bucovinian Unit

The Triassic series of the Bucovinian Nappe is largely occurring in the Rarău and Hăghimaș Synclines, and also in the Perșani Mts (Text-Fig. 14, col. 75).

The Bucovinian Triassic series in the **Rarău Syncline** (MUTIHAÇ, 1968; TURCULEȚ, 1971, 2004, and the references therein; SĂNDULESCU, 1973, 1974, 1976a; TOMESCU & SĂNDULESCU, 1978; GRASU et al., 1995; POPESCU, 2004, 2008) starts with continental redbeds grading upwards to marine shallow-water carbonates. The first sequence, with a variable thickness from 5 to 25 m, has basal conglomerates and quartzose sandstones with intercalations of red shales more frequent towards the upper part. The first carbonate sequence, 50 to 150 m thick, is made up of Lower Anisian massive dolomites (Pl. 7, Fig. 7), locally platy and fossiliferous in the basal part (*Costatoria costata*, *Entolium discites*). In some places, the dolomites directly cover the crystalline basement. The carbonate sedimentation continued with Steinalm-type algal limestones, up to 100 m thick, only locally preserved, which delivered dasycladacean algae (*Physoporella-Oligoporella* group, *Diplopora annulatissima*, *D. annulata*), foraminifera indicative for the Pelsonian–Ladinian interval. The presence of some Ladinian radiolarites is very controversial. Upper Triassic successions are missing, mostly due to erosion before the deposition of the Middle Jurassic Tătarca Breccia.

The Bucovinian Triassic series in the **Hăghimaș Syncline** (PELIN, 1969; PATRULIUS, 1967; PATRULIUS et al., 1969,

1971, 1979; SĂNDULESCU, 1974, 1975a; GRASU, 1971; BALTREȘ, 1975, 1976; POPESCU & POPESCU, 2005b; POPESCU, 2008; GRASU et al., 2010) is similar to the Triassic series in the other regions within the Bucovinian Nappe. It starts with a continental siliciclastic sequence of variable thickness, 5 to 30 m, and includes quartzose conglomerates and sandstones, variegated siltstones and shales, but commonly conglomerates and sandstones. The following sequence, reaching up to 250 m in thickness in the region of Lacu Roșu, and reduced only to some tens of meters in thickness on the eastern margin of the Hăghimaș Syncline, is made up of grey to white-yellowish, massive dolomites. Locally this sequence is transgressive and rests directly on the crystalline basement. In some places there is a gradual transition from the siliciclastic sequence to the massive dolomites by a package, 10 to 20 m thick, including platy limestones with intercalations of micaceous siltstones, platy dolomitic limestones and dolomites. The faunas from this transitional package (PELIN, 1969; GRASU, 1971) include *Costatoria costata*, *Unionites fassaensis*, etc. The palynological investigations done by ANTONESCU et al. (1976) pointed out components of the *Triadispora crassa* zone (latest Spathian(?) – Aegean). The microfacies investigations (DRAGASTAN & GRĂDINARU, 1975; POPESCU & POPESCU, 2005b; POPESCU, 2008) provided a rich latest Spathian – Aegean foraminifer assemblage. In the platy dolomites underlying the massive dolomites *Beneckeia tenuis* (under *Ceratites semipartitus*; PELIN, 1969) indicative of the Aegean lower part of the Röt Formation of the Germanic Triassic (KOZUR, 1999), was found. It is followed by Steinalm-type, white massive limestones, locally dolomitized (BALTREȘ, 1975). The sequence ends with Upper Triassic(?) light-coloured carbonates with frequent halobiid "filaments" and dasycladacean algae (SĂNDULESCU, 1975a).

The Bucovinian crystalline basement in the western limb of the Hăghimaș Syncline is intruded by the well-known **Ditrău alkaline intrusive complex**, which includes two rock assemblages. The older one (231–227 Ma, Late Ladinian to Early Carnian) consists of mantle derived gabbro-dioritic magma with mantle xenoliths. The younger one (216–212 Ma, Late Norian) shows mixing and mingling with crustal syenite magma due to rising of the older magma (DALLMEYER et al., 1997; KRÄUTNER & BINDEA, 1998).

The Pelsonian–Norian white limestones from the Rarău Syncline (Piatra Șoimului) assigned formerly to the Bucovinian Unit (e.g. PATRULIUS, 1967; GRASU et al., 1995; TURCULEȚ, 2004), are actually olistoliths, slid on Callovian–Oxfordian radiolarites of the Bucovinian Nappe, and thus belong to the Transylvanian Unit (PATRULIUS, 1996; POPESCU & POPESCU, 2004; POPESCU, 2008).

In the **Perșani Mountains** the Bucovinian Triassic series overlies the crystalline basement. On the eastern part of the Gârbova Massif, the succession starts either with a thin siliciclastic sequence or directly with a dolomite sequence, up to 200 m thick, displaying stromatolitic and liferitic structures (GRĂDINARU & DRAGASTAN, unpubl. data). They are of Early Anisian – Pelsonian age, locally including also the latest Scythian. On the western side of the Gârbova Massif the succession has a basal siliciclastic sequence of redbeds, 10 to 15 m thick, followed by a sequence, 20 to 40 m thick, with thin-bedded, grey-bluish, silty or micritic limestones and silty shales. A rich sporomorph assemblage of the *Triadispora crassa* zone

was inventoried by ANTONESCU et al. (1976) as of latest Scythian(?) to Early Anisian age, correlative with the Röt palynoflora from the Germanic Triassic). The occurrence of the ammonoid *Beneckeia tenuis* fully supports the Early Anisian age (GRĂDINARU, unpubl. data). The upper part of the platy limestone sequence grades laterally and vertically to dolomites which alternate or are interfingering with massive Steinalm-type limestones, up to 100 m thick. The dasycladacean algae are diagnostic for the Pelsonian – Early Illyrian (GRĂDINARU & DRAGASTAN, unpubl. data). The succession ends with a sequence of variegated, nodular limestones with cherts up to 50 m thick, containing radiolarians, sponge spicules and halobiids. The biofacies (GRĂDINARU & DRAGASTAN, unpubl. data), together with the conodonts, holothurian sclerites and foraminifera (MIRĂUȚĂ & GHEORGHIAN, 1978) indicate a latest Anisian to Ladinian age. Comparing the successions on both sides of the Gârbova Massif, the eastward progression of the dolomite sequence on the crystalline basement, and also a deepening trend in the sedimentation are plausible.

Southern Carpathians

The Triassic formations are restricted to the Sasca-Gornjak Nappe (continuing in Eastern Serbia; SĂNDULESCU, 1984), which is a narrow unit stretched between the Supragetic and the Getic Units in the western Banat region, and are better developed in the easternmost part of the Getic Nappe, i. e. in the Brașov region (SĂNDULESCU, 1964, 1966; PATRULIUS, 1969). They are included in two distinct sedimentary series, the “Brașov Series” and “Sasca Series”, respectively. The Triassic sedimentary series of these two units are very different in their lithostratigraphy and also in their paleobiogeographic affinities. Small occurrences of Triassic deposits, ascribed to the “Făgăraș Series” are also found in the Supragetic Unit in Romania.

Getic-Supragetic Units

The “**Brașov Series**” occurs in the easternmost part of the Getic Nappe, in the Vulcan–Holbav and Cristian–Râșnov regions (Text-Fig. 14, col. 76). Isolated patches of this series are found in the southern regions of the Leaota and Bucegi Mts and also in the Lotru Mts. These rocks also appear in olistoliths and are embedded in the Albian Bucegi Conglomerate (PATRULIUS, 1963) on the eastern slope of the Bucegi Mts. The Hettangian–Sinemurian continental “Gresten Beds” overlap the Triassic terrains from the easternmost part of the Getic Nappe.

In the **Vulcan-Holbav region**, the succession starts with Scythian redbed-type siliciclastics, around 300 m thick, having a basal coarse-grained sequence, 25–100 m thick, and ending with grey-yellowish to blackish shales and interlayers of quartzose sandstones and red clays (SĂNDULESCU, 1966). The terminal part contains a palynological assemblage characteristic for the *Triadispora crassa* zone (topmost Spathian?) – Early Anisian; ANTONESCU et al., 1976). The succession continues upwards with a Plattenkalk-type sequence, around 25 m thick, made up of brown-yellowish marls and platy marly limestones, upsection alternating with platy bituminous limestones. This sequence yielded *Costatoria costata praegoldfussi*, and is correlated with the Lower Anisian Germanic Röt (PATRULIUS, unpubl. data). The sequence ends with Anisian Gutenstein-type medium to thick-bedded dark grey limestones.

In the **Cristian–Râșnov region**, the Scythian siliciclastic sequence is not known. The “Brașov Series” is represented only by a carbonatic succession which includes the following units (GRĂDINARU, unpubl. data):

- 1) the lower sequence, around 150 m thick, including light grey bedded bituminous limestones, with tiny cherty spherules in the upper part;
- 2) the second sequence, 25 m thick, with light grey, bedded, sometimes laminated, bituminous limestones, bearing thin layers of dark grey cherts;
- 3) the third sequence, about 40 m thick, dark grey bedded limestones alternating with marly shales;
- 4) the fourth sequence, nodular limestones, more than 50 m thick, with thin layers of marly shales;
- 5) the fifth sequence, at least 100 m thick, Wetterstein-type, light-grey to whitish reefal-lagoonal massive bioclastic limestones (Brașov Limestone; JEKELIUS, 1936).

The second unit delivered *Balatonites stenodiscus*, *Acrochordiceras undatum*, etc., whereas the third unit delivered *B. balatonicus*, *Bulogites reiflingensis*, *Acrochordiceras carolinae*, etc. These two assemblages are indicative of the Pelsonian Balatonicus and Binodosus Subzones (in the sense of MIETTO & MANFRIN, 1995). From the first and second units rich Pelsonian radiolarian faunas are described by DUMITRICĂ (1982, 1991). A rich Pelsonian sporopollenic assemblage together with acritarch species was described by ANTONESCU (1970), which is comparable to that of the Wellenkalk in the Germanic Triassic. The fourth unit, which may be correlated with the Reifling Limestone, includes rich ammonoid assemblages of the Illyrian Trinodosus Subzone (*Paraceratites trinodosus*, etc.) and Avisianum Subzone (*Aplococeras avisianum*, etc.). Rich assemblages with conodonts, foraminifera and holothurian sclerites are described by MIRĂUȚĂ & GHEORGHIAN (1978). The fifth unit occurs mainly in the Dealul Melcilor Hill in Brașov town, but only in the Cristian region the Wetterstein-type limestone conformably overlies the Reifling-type nodular limestone (GRĂDINARU, unpubl. data). A very rich Ladinian (– ?Lower Carnian) fauna, with Sphinctozoa, corals, gastropods, bivalves (e.g. *Daonella lommeli*), crinoids, echinoids, brachiopods, and only scarce cephalopods, was described by JEKELIUS (1936) and KÜHN (1936). Dasycladacean algae (e.g. *?Diplopora annulata*, *Teutloporella infundibuliformis*) have also been recorded. Later investigations (DRAGASTAN & GRĂDINARU, 1975) yielded further fauna, e.g. *Dictyocoelia manon* and *Colospongia catenulata*. The higher part of the Triassic, as almost everywhere in the whole Bucovinian domain, is lacking here.

The two Triassic successions from the Vulcan–Holbav and Cristian–Râșnov regions developed in different depositional environments, an inner shelf with high terrigenous influx in the Vulcan–Holbav region, and a much deeper open marine basinal environment for the Cristian–Râșnov region during the Middle and Late Anisian, shallowing-upward to a reefal-lagoonal environment.

In the southern region of the **Leaota Mts** the crystalline basement is covered by a small patch of “Werfen Limestone”. The olistolith from Gâlma lalomiței (**Bucegi Mts**), having platy limestones with *Costatoria costata*, *Unionites fassaensis*, etc. In the **Lotru Mts** (LUPU & LUPU, 1967), the lower redbed-type siliciclastic sequence (“Werfen Quartz-

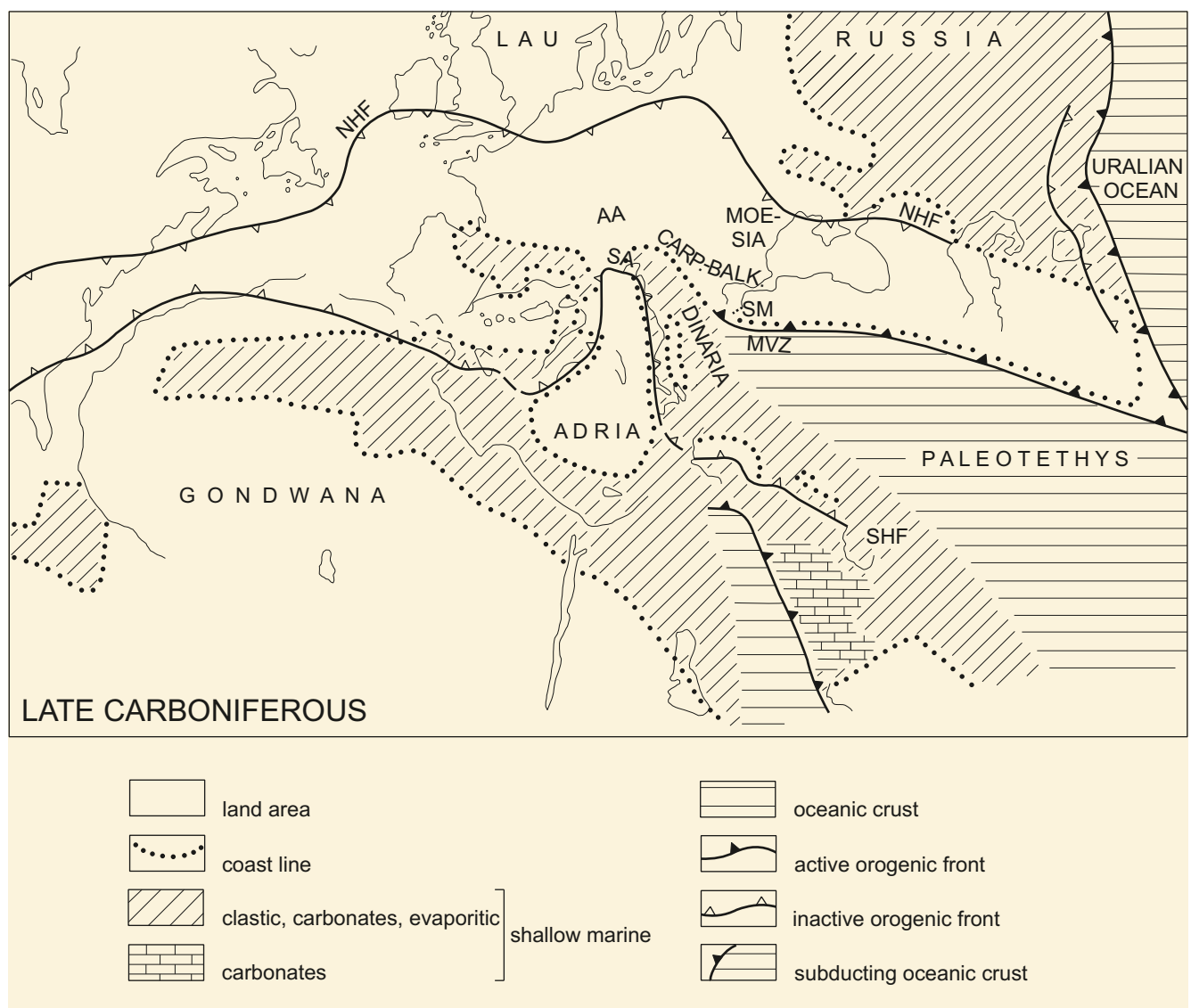
ite”), more than 100 m thick, of Permian(?)–Scythian age is followed by a “Werfen Limestone” (*Costatoria costata praegoldfussi*, *Hoernesia socialis*, and the palynological flora with *Triadispota crassa* and *Perotrillites minor*) Early Anisian in age (ANTONESCU et al., 1976; PATRULIUS, unpubl. data). The recognition that the “Werfen Limestone” auct. in the Getic Nappe is of Early Anisian age, and thus is correlatable with the Lower Röt from the Germanic Triassic, is proved by the presence of the *Triadispota crassa* zone.

Small scattered patches of Triassic sedimentary sequences are also found in the **Supragetic domain** in the easternmost **Făgăraș Mts** and in **Poiana Mărului tectonic scale** (SÂNDULESCU, 1966).

The actual very scattered occurrences of Triassic sedimentary successions, extending from the Lotru Mts, in the central part of the Southern Carpathians, to the Brașov region in the easternmost part of the Getic Nappe, demonstrate the originally large extension of the Triassic de-

position area in the central and eastern part of the Getic domain. The same conclusion can also be drawn for the eastern Supragetic domain.

The “**Sasca Series**” in the Sasca-Gornjak Nappe (Text-Fig. 14, col. 77) overlaps Verrucano-type Permian deposits. Data on the lithology and biostratigraphy are found in publications of MIRĂUȚĂ & GHEORGHIAN (1993), BUCUR et al. (1994, 1997) and BUCUR (1997). The Triassic succession begins with Lower Scythian coarse-grained continental siliciclastics, around 150 m thick. They are followed by a deepening-upward marine carbonatic sequence, around 100 m thick. It starts with the Dealul Redut Dolomite Member made up of light-coloured dolomitic limestones with thin encrinitic layers. The foraminifer *Meandrospira pusilla* and the dasycladacean algae indicate a Spathian – Early Anisian age. The following Valea Susara Limestone Member, made up of Steinalm-type dasycladacean limestones, is dated as Pelsonian – Early Illyrian by a rich foraminifer assemblage (*Meandrospi-*



Text-Fig. 16. Paleogeography of the western end of the Paleotethys domain during the Late Variscan stage (latest Carboniferous) (slightly modified after VAI, 1998). The Southern Alps – Adria-Dinarida together formed the Carnic-Dinaridic microplate. Abbreviations: NHF: Northern Hercynian Front; SHF: Southern Hercynian Front; AA: Austroalpine domain; CARP.-BALK.: Carpatho-Balkanides; MVZ: Main Vardar Zone; SA: Southern Alps; SM: Serbo-Macedonian Zone.

ra dinarica, *Pilamina densa*, etc.) and algae (*Diplopora subtilis*, *Oligoporella pilosa*, etc.). The succession is ended by the Valea Cerbului Limestone Member made up of dark black to weathered bluish-grey, “filament”-bearing bituminous limestones. Conodonts (*Gondolella bakalovi*, *G. transit*, etc.), foraminifera (*Turriglomina mesotriassica*) and holothurian sclerites prove the Late Illyrian – Early Ladinian age. The ammonoid fauna includes *Latemarites* sp., *Parakellnerites* cf. *loczyi*, *?Kellnerites* sp. (VÖRÖS, pers. comm.), and *Aplococeras avisianum*, etc. and *Daonella* sp. (BÄDÄLUŢĂ, unpubl. data). The ammonoid assemblage is characteristic for the Illyrian Reitzi and Avisianum Subzones.

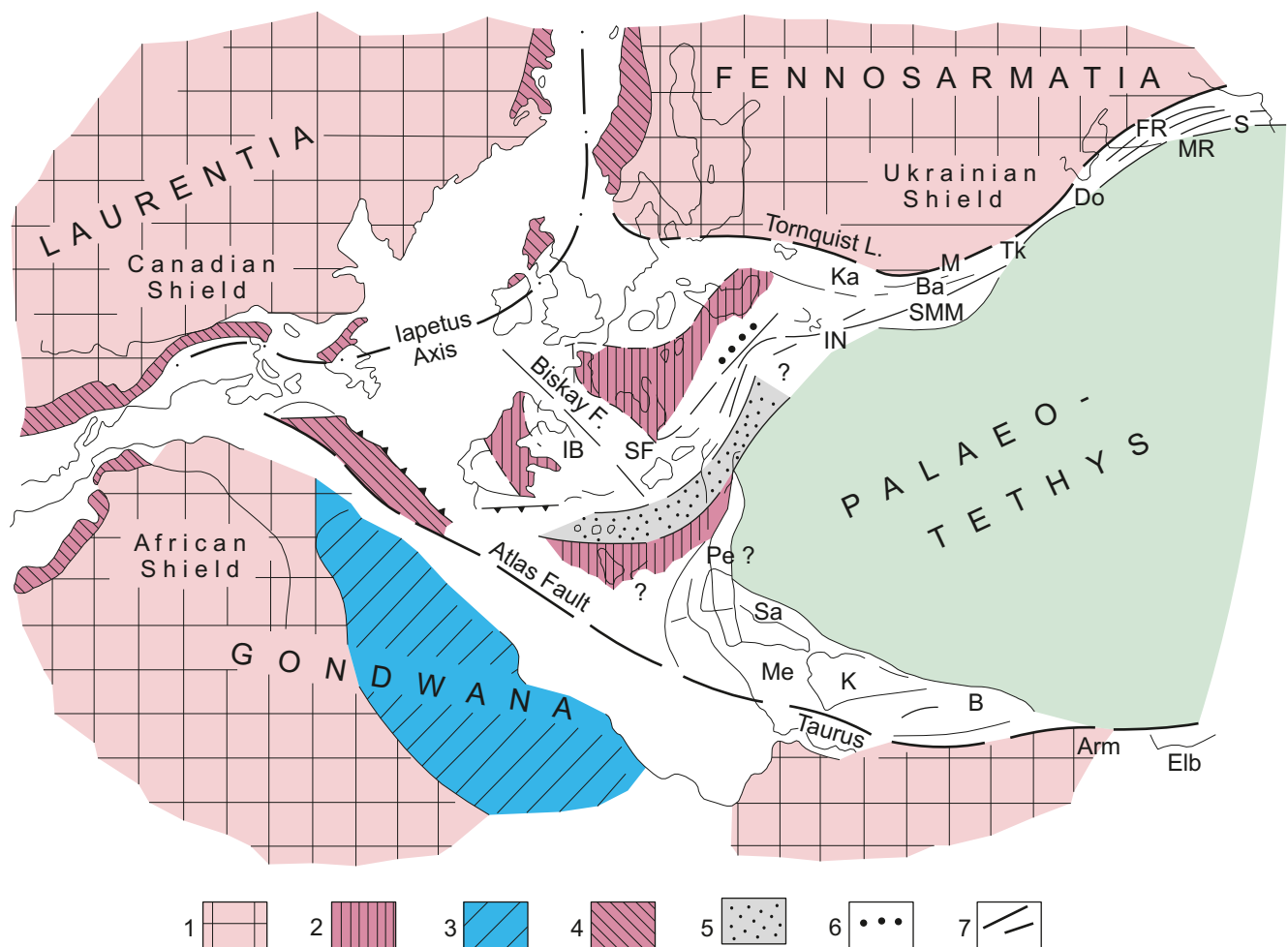
East Serbian Carpatho-Balkanides

Kučaj Unit (Getic)

The lowermost Triassic continental siliciclastic sediments in the Kučaj Unit (Text-Fig. 15, col. 79) are not uniformly

overlying the Permian terrestrial rocks. In many places, the overlapping deposits are of Middle Jurassic age.

In the Sasca-Gornjak Subunit on the westernmost part of the Kučaj Unit, lowermost Scythian rocks resembling the Temska Formation of the Stara Planina region mentioned above are represented by basal quartz conglomerates and white or pink sandstones that pass upwards into subarkosic rocks (MASLAREVIĆ & KRSTIĆ, 2001). The sequence has features characteristic for gravel and sand dominated braided rivers. The continental siliciclastics are overlain by shallow-marine deposits (sandstones of greywacke and subgreywacke types), which contain fossil macroflora (Sumorovac Formation; UROŠEVIĆ & GABRE, 1986). The overlying upper part of the Scythian is represented by the Krepoljin Formation made of sandy dolomites or dolomites and limestones, sometimes with bioturbations. These rocks were deposited in a subtidal or at the boundary to



Text-Fig. 17.

The starting point of the Neotethyan evolution: Paleogeography of the western end of the Paleotethys domain during the Late Variscan stage (Early–Middle Permian). (After FLÜGEL, H.W., 1990, modified after KARAMATA, 2006 concerning the position of the Serbo-Macedonian Zone).

Legend and abbreviations:

1. Gondwana (Arm Armenia; Elb Elburz), Laurentia, Fennosarmatia.

2. Metamorphic zones.

3. Marine Carboniferous on Gondwana.

4. Circum-Atlantic pre-Mesozoic zones.

5. Betic-Serbian Zone.

6. Nötsch-Ochtina Zone (Carboniferous).

7. Mediterranean zones (IB Iberia; SF Southern France; IN Istanbul Nappe; Ka Eastern and Southern Carpathians; SMM Serbo-Macedonian Zone; Ba Balkanides; Do North Dobrogea; M Moesian Platform; Tk Trans-Caucasus; Caucasus: FR Fore Range; MR Main Range; S Svanetian Zone; Pelagonian – Anatolian microplate: Pe Pelagonian units (?); Sa Sakaryan microcontinent; Me Menderes – Cyclades “massif”; K Kirsehir “massif”; B Bitlis “massif”).

an intertidal ramp setting, partly in a restricted lagoon environment.

The most characteristic and well-preserved Middle Triassic and partly Carnian succession of the mentioned subunit can be seen in the Ždrelo section of the Gornjak Gorge (vicinity of Žagubica), with a thickness of about 200 m (UROŠEVIĆ & SUDAR, 1991a, b).

The Anisian Ždrelo Formation, deposited in shallow subtidal regions on a carbonate ramp with periodical deepening, is made of:

- 1) lowermost Anisian light coloured dolomitic limestones with crinoid calyces and stems,
- 2) grey, bedded, nodular Pelsonian limestones and shale with brachiopods, bivalves, foraminifera and conodonts of the upper part of *Paragondolella bulgarica* zone,
- 3) white limestones containing Upper Pelsonian calcareous algae and foraminifera, and
- 4) Illyrian black, bedded micrites, and sparites with ammonites, foraminifera and conodonts (*Neogondolella cornuta* zone) (UROŠEVIĆ & GABRE, 1986).

The overlying Ladinian and Lower Carnian rocks are included in the Lomnica Formation (UROŠEVIĆ & GABRE, 1986). They were deposited in restricted shallow subtidal conditions connected to the basin. The formation can be divided into the following members of different ages: (1) earliest Ladinian (Lower Fassanian *Neogondolella excetrica* and Late Fassanian *Neogondolella transita* conodont zones) dark-grey to black micrite, microsparite and platy (mm-thick) dark marlstone; fine-grained dolomites, ferruginous platy, dark-grey to black marlstones, and dark marly limestones (biomicrites and biosparites with many filaments and foraminifera, e.g. *Nodobacularia vujisici*), and (3) micrites and microsparites with an abundant foraminiferal fauna and conodonts of the earliest Carnian *Paragondolella foliata* zone (UROŠEVIĆ & SUDAR, 1991a, b) with *Pg. foliata*, *Pg. polygnathiformis*, *Sephardiella mungoensis*. It is interesting to note, that the fauna contains no components of the eupelagic *Gladigondolella*-apparatus, recalling the Balkanide province of BUDUROV et al. (1985). Carnian strata in this section have a thickness of about ten metres. They are apparently conformably and transgressively overlain by Bajocian (Middle Jurassic) oolitic limestones which mark a new depositional cycle.

According to UROŠEVIĆ & GABRE (1986), in other parts of the Sasca-Gornjak Subunit of the Kučaj Unit, the following lithological units are present over the above mentioned Lower and Middle Triassic deposits: Wetterstein Formation (platform limestones of Ladinian – lowermost Carnian, “Cordevolian”, age, lateral equivalent of the Lomnica Formation, deposited in a back-reef lagoon), Rapatna Formation (Lower Carnian to Norian quartz sandstones deposited in shallow subtidal environment), Golubac Formation (Carnian limestones, sporadically sandy and dolomitic with oncoids; deposited in shallow-water basin with low energy and open circulation; they are lateral equivalents of the Rapatna Formation), and Dachstein Formation (shallow-water platform Carnian–Norian and partly Rhaetian limestones and dolomites with Lofer facies).

In the eastern parts of the Kučaj Unit, Lower Triassic and Anisian deposits with the same characteristics as in other

parts, are developed only on the Vidlič Mt (near Pirot) and on the Vlaška and Greben Mts (vicinity of Zvonačka Banja).

Kraishte Unit

East Serbian Carpatho-Balkanides

Lužnica Unit (West Kraishte)

In this unit (Text-Fig. 15, col. 80), exposed only on Ruj Mt and on its northeastern extension, Lower Triassic rocks (conglomerates, sandstones and limestones) overlie Permian red siliciclastics. Anisian nodular and massive limestones with indeterminable pelagic bivalves and foraminifera are exposed only in the core of the Talambas anticline (DIMITRIJEVIĆ, 1997).

Along the Serbian-Bulgarian border, on the Ploče Hill, separated from the (?)Devonian by a Neogene belt, low-grade metamorphic conglomeratic sandstone and sericite-chlorite schist, interstratified with calcschist occur, considered as Upper Scythian. They are overlain by beds of Anisian limestones, locally dolomitic and much crushed, followed by platy to thin-bedded limestones interbedded with chert (?Ladinian) (DIMITRIJEVIĆ, 1997).

Younger Triassic deposits are missing in this unit (DIMITRIJEVIĆ, 1997).

Serbian-Macedonian Unit

In central Serbia, west of the East Serbian Carpatho-Balkanides, the Serbian-Macedonian Unit ranges in a N–S extension, with some Triassic deposits (Text-Fig. 15, col. 81) preserved. It is also included into the Dacia Megaterrane.

Before the Permian, probably in the middle part of the Carboniferous, the Ranovac-Vlasina Unit with all other units on the east (Kučaj, Stara Planina, etc.) were amalgamated and docked with the eastern margin of the Serbian-Macedonian Unit (KARAMATA, 2006). In this unit locally Lower Triassic shallow-water quartz sandstones, claystones etc., as well as Middle Triassic limestones at Poslonska Mt are preserved, representing an overstep sequence on the metamorphic basement (KARAMATA & KRSTIĆ, 1996).

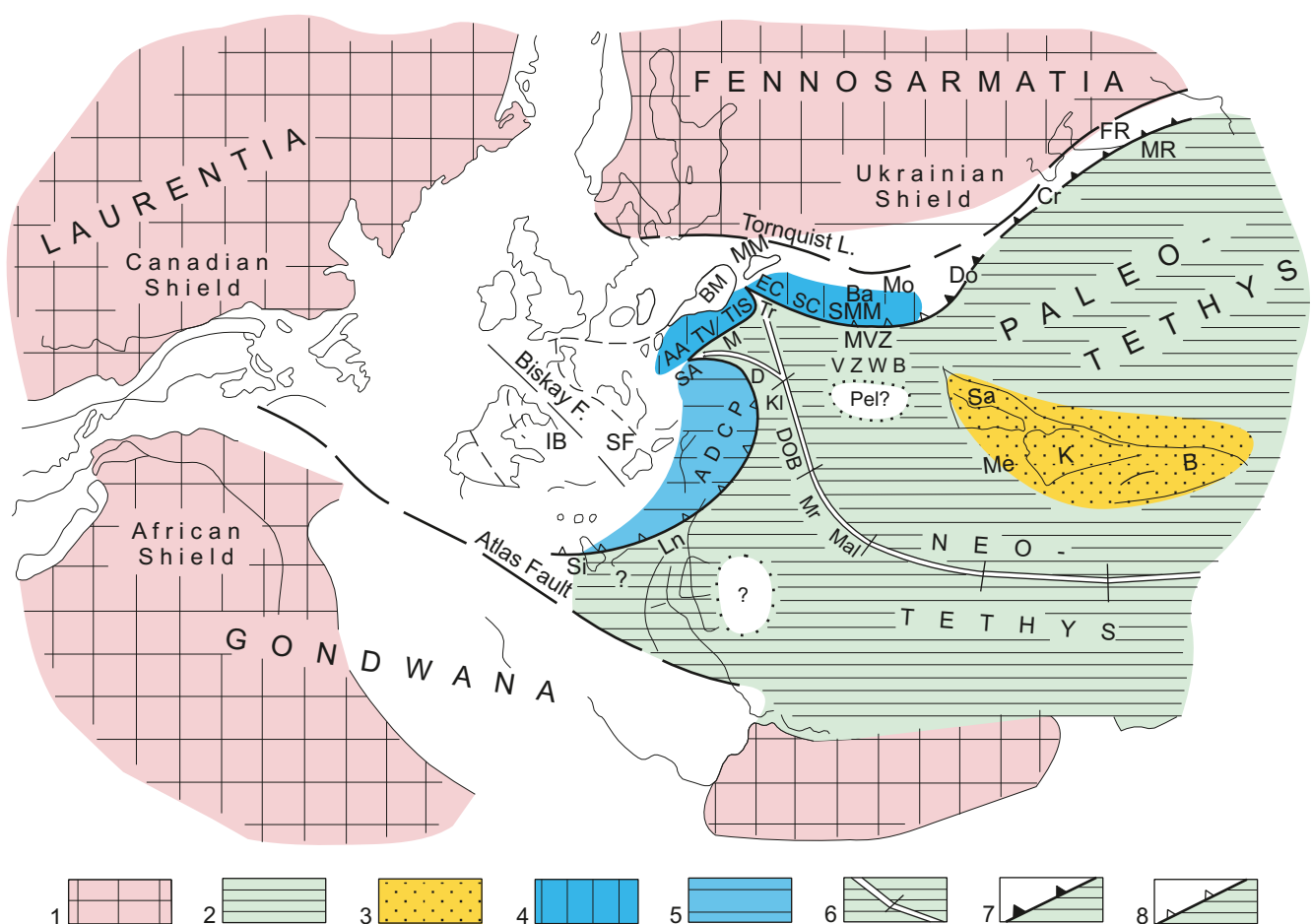
History of Evolution and Notes for Paleogeographic Interpretation

The Late Variscan (Paleotethyan) marine sedimentary cycle ended with a major regression, as recorded in the surface occurrences of the “Carnic-Dinaridic microplate” (in the sense of VAI, 1994, 1998) (Text-Fig. 16). The beginning of the Neotethyan sedimentary cycle is marked by Middle Permian basal conglomerates and breccias, like the Tarvis (Tarvisio) Breccia in the Carnic Alps or the Bobova Breccia in the Jadar Block and its equivalent in the Bükk Unit. These either unconformably (like in the Carnic Alps) or even disconformably (like in the Jadar Block) overlie the marine Late Variscan deposits and are followed by coastal plain sediments, and then sabkha deposits, most likely still in the Middle Permian (Text-Fig. 17). In the late Permian a shallow-marine carbonate ramp developed (“Bellerophon Formation”).

Contemporaneously large extensional grabens were formed in the more distant continental areas (continental rifting stage) that filled up with terrestrial sediments and volcanic material. Transgression commencing in the Late Permian led to step-by-step inundation of the former continental basins and the eroded surface of the Variscan basement. The Early to early Middle Triassic sedimentary successions, deposited in the precursor graben of the Neotethys Ocean, began to open in this region during the late Middle to Late Anisian. However, a considerable part of the Dacia Megaunit became inundated only during the Early to Middle Jurassic in connection with the opening of the Piemont/Penninic Ocean. Subsequent to mixed siliciclastic-carbonate ramp sedimentation, the carbonate deposition became prevailing during the late Early Triassic to Early Anisian interval, first under restricted marine and later more open-marine conditions.

The Neotethyan oceanic rifting initiated already in the Middle–Late Permian in the domain east of the Circum-Pannonian region (e.g. it is recorded in the classical Oman ophiolite complexes). Propagating northwestwards the rifting process reached the domain of the Hellenides and probably the Albanides in the late Early Triassic, whereas the Circum-Pannonian region was affected in the early Middle Triassic (KOVÁCS, 1992, 1998). It is best documented in the western ophiolite belt of the Balkan Peninsula, represented in the study area by the Dinaridic Ophiolite Belt and equivalents.

The ocean opening resulted in the disruption of the marginal ramps that is manifested in the partial drowning and partial uplift of the Steinalm ramp and equivalents. This process was accompanied by volcanism, locally. By the Ladinian the Neotethyan passive margin configuration was already fully established (Text-Fig. 18).



Text-Fig. 18.

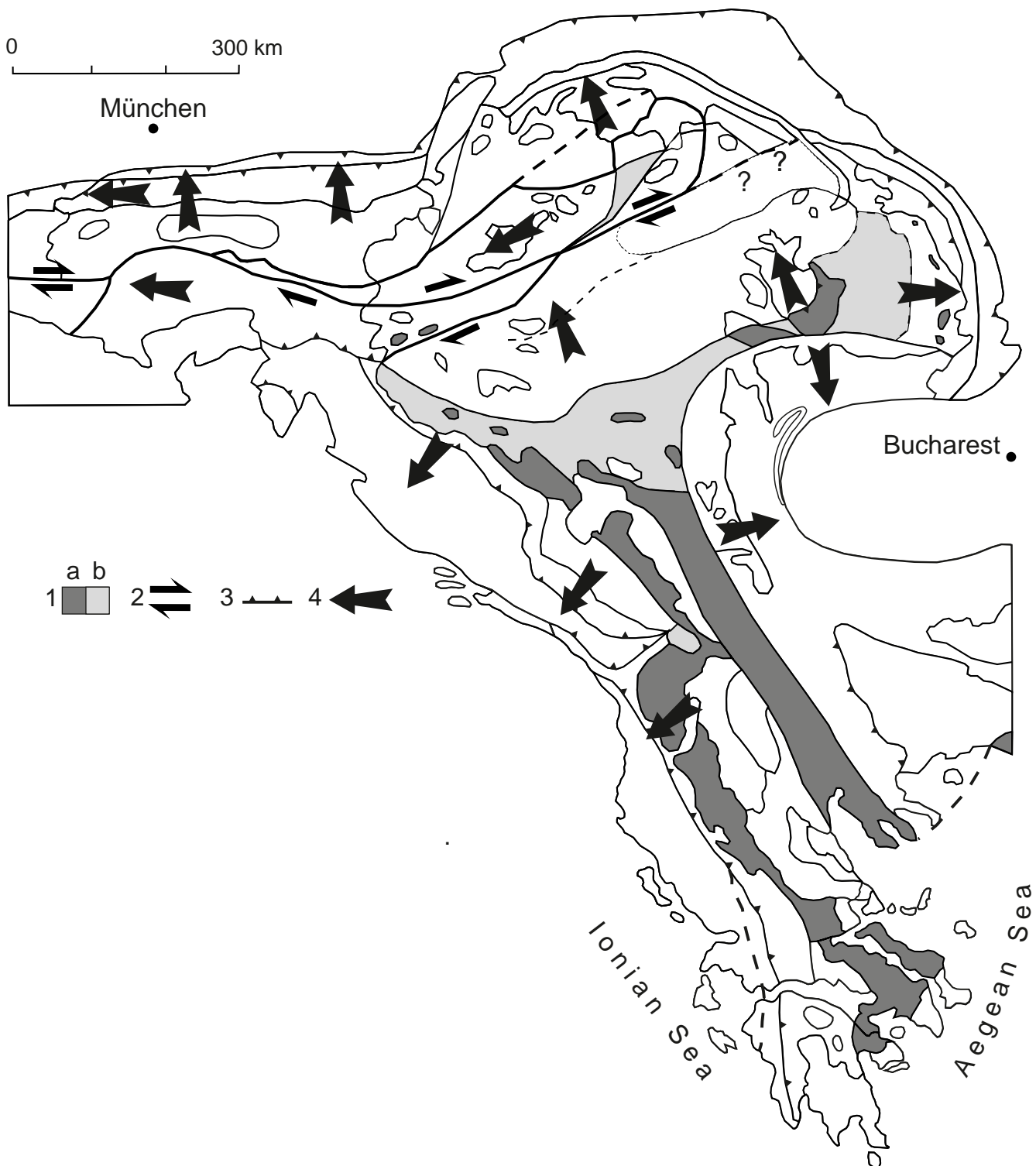
Late Triassic (Norian) paleogeographic reconstruction of the Neotethys NW-end. Base map (Pangean frame) after FLÜGEL, H.W., 1990 (see Fig. 17 herein). For an alternative model of opening of DOB (Dinaridic Ophiolite Belt) (by SW-ward subduction in the Main Vardar Zone) see KARAMATA, 2006.

Legend and abbreviations:

- 1: Precambrian shields.
- 2: Tethyan oceanic domains: D Darnó Unit, DOB Dinaridic Ophiolite Belt, KI Kalnik Unit, Ln Lagonegro Basin, M Meliata Unit, Mal Maliak Zone, Mr Mirdita Zone, MVZ Main Vardar Zone, Si Sicani Basin, Tr Transylvanides, VZWB Vardar Zone Western Belt.
- 3: Cimmeric continental blocks: B Bitlis, K Kirsehir, Me Menderes, Sa Sakarya; Pel? "Pelagonia" (only Flambouran Nappe).
- 4: European margin: AA Austroalpine domain, Ba Balkanides, EC Eastern Carpathians, Mo Moesia, SC Southern Carpathians, SMM Serbo-Macedonian "Massif", TIS Tisza, TV Central Western Carpathians (Tatro-Veporic Unit).
- 5: Adriatic margin: ADCP Adriatic - Dinaridic Carbonate Platform, SA Southern Alps.
- 6: Spreading axis.
- 7: Active Paleotethyan subduction zone: Do North Dobrogea, Cr South Crimea, FR Fore Range of Caucasus, MR Main Range of Caucasus.
- 8: Inactive (pre-Late Carnian) Paleotethyan subduction zone. Emerged Variscan areas in the European foreland: BM Bohemian Massif, IB Iberia; MM Matopolska Massif; SF Southern France.

A typical passive margin evolution is reflected in the Middle and Late Triassic sequences of the Circum-Pannonian region. However, the local tectonics, sea-level changes, terrigenous input from the hinterland, climate changes, re-

sult in slightly different sedimentary evolutions in different regions. In spite of regional differences the overall trend of deposition is well visible on the stratigraphic and lithologic charts presented in the previous chapters. Also the facies



Text-Fig. 19. Middle – Late Permian – Early Triassic to Early Jurassic facies polarity in the Circum-Pannonian region (from the propagating Neotethys domain towards the continental margins/hinterland) (base map simplified after Kovács et al., 2000).

Legend:

- 1: Neotethyan oceanic domains; a) on the surface; b) in the pre-Tertiary basement.
- 2: Major strike-slip faults.
- 3: Major nappe fronts.
- 4: Direction (sense) of facies polarity.

polarities are correlatable (Text-Fig. 19): continental influenced sediments near the continental areas, huge carbonate platforms in the central shelf areas and deposition of mostly hemipelagic carbonates on the outer shelf facing the Neotethys Ocean.

The subsequent multistage tectonic movements dismembered the original Triassic shelf arrangement that result-

ed in the present-day very complex arrangement of the structural units in the Circum-Pannonian realm. Therefore the basic features and trends of the successions form the basis for a correlation of the different tectonic units in the whole region and for paleogeographic reconstructions, still discussed controversially.

Acknowledgements

The research of the authors from Hungary was supported by the National Research Fund, Grants No. T 47121 (SK, KB) and K 61872 (JH, BK), and by the Austrian-Hungarian bilateral Scientific and Technological Programme Project No. AT-8/2007; in Serbia (MS, SK) by the Ministry of Science of the Republic of Serbia, Projects No. 146009 and 146013; in Romania (EG) by the Romanian Academy, grant No. 188, 77/2005-74/2006, and by CNCSIS Project No. 1669/2007-2008; in Austria by the Hungarian-Austrian bilateral Scientific and Technological programme Project

No HU 14/2005 and HU 5/2008; in Croatia MZOŠ project 195-0000000-3202; in Slovenia by the Slovenian Research Agency (programme numbers P1-0011, P1-025 and Project No. J1-9465).

The authors are indebted for the photos to D. Jovanović, G. Kiss, Gy. Konrád, Sz. Kövér, D. Milovanović, D.A. & L.G. Popescu and Á. Török.

Reviews of Prof. L. Krystyn and Prof. A.M.C. Şengör improved the manuscript.

References

- ALJINOVIĆ, D. (1995): Storm influenced shelf sedimentation – an example from the Lower Triassic (Scythian) siliciclastic and carbonate succession near Knin (southern Croatia and Western Bosnia and Herzegovina). – *Geol. Croatica*, **48**, 17–32, Zagreb.
- ALJINOVIĆ, D., KOLAR-JURKOVŠEK, T. & JURKOVŠEK, B. (2006): The Lower Triassic shallow marine succession in Gorski Kotar region (External Dinarides, Croatia): lithofacies and conodont dating. – *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, **112**, 35–53, Milan.
- ALJINOVIĆ, D., ISOZAKI, Y. & SREMAC, J. (2008): The occurrence of giant bivalve Alatoconchidae from the *Yabeina* Zone (Upper Guadalupian, Permian) in European Tethys. – *Gondwana Research*, **13**, 275–287, Kochi (Japan).
- ANDJELKOVIĆ, M. (1982): Geology of Yugoslavia – Tectonics (Geologija Jugoslavije – Tectonics). – 692 p. (in Serbian), Belgrade (Rudarsko-geološki Fakultet, Univ. Belgrade).
- ANDJELKOVIĆ, M. & SUDAR, M. (1990): The importance of Triassic and Jurassic carbonate rocks for the structural features between Priboj and Sjenica. – 12 Kongr. Geol. Jugosl., **1.**, Stratigr., Sedimentol., Paleontol., 33–42 (in Serbian, English summary), Belgrade.
- ANDJELKOVIĆ, M.Ž. & LUPU, M. (1967): Die Geologie der Šumadija- und Mureş-Zone. – Carpathian-Balkan Geological Association 8th Congress, Geotect., Stratigr., Paleogeogr., Paleontol., **1**, 15–28, Belgrade.
- ANDRUSOV, D. (1959): Geology of the Czechoslovak Carpathians. Vol. 2 (Geológia Československých Karpát 2). – 376 p. (in Slovak), Bratislava (Vyd. Slov. Akad. Vied).
- ANDRUSOV, D. (1968): Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. – 188 p., Bratislava (Verl. Slow. Akad. Wiss).
- ANDRUSOV, D. (1974): The Pieniny Klippen Belt. – In: MAHEL, M. (Ed.): Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions. – 145–158, Bratislava (Geol. Ústav D. Štúra).
- ANDRUSOV, D. (1975): Aperçu bref du bâti des Carpathes occidentales. – General Proceedings Carpathian-Balkan Geological Association 10th Congress, 95–108, Bratislava (Geol. Ústav D. Štúra).
- ANDRUSOV, D., BYSTRICKÝ, J. & FUSÁN, O. (1973): Outline of the structure of the West Carpathians. – Carpathian-Balkan Geological Association 10th Congress, Guide-book, 48 p., Bratislava (Geol. Ústav D. Štúra).
- ANIČIĆ, B. & DOZET, S. (2000): Younger Paleozoic and Mesozoic rocks in the northern Krško depression borderland, Slovenia. – *Geologija*, **43**, 13–36 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- ANTONESCU, E. (1970): Étude de la microflore de l'Anisien de la vallée du Cristian (Braşov). – *Mém. Inst. Géol.*, **13**, 1–46, Bucharest.
- ANTONESCU, E., PATRULIUS, D. & POPESCU, I. (1976): Corrélation palynologique préliminaire de quelques formations de Roumanie attribuées au Trias inférieur. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **62/5**, 3–30, Bucharest.
- ÁRKAI, P. & KOVÁCS, S. (1986): Diagenesis and regional metamorphism of the Mesozoic of Aggtelek-Rudabánya Mts. (Northeast Hungary). – *Acta Geol. Hung.*, **29**, 349–373, Budapest.
- ÁRKAI, P., BALOGH, K. & DUNKL, I. (1995): Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost Western Carpathians, Hungary. – *Geol. Rdsch.*, **84**, 334–344, Berlin – Heidelberg.
- ÁRKAI, P., BÉRCZINÉ MAKK, A. & HAJDÚ, D. (1998): Alpine prograde and retrograde metamorphisms in an overthrust part of the basement, Great Plain, Pannonian Basin, Eastern Hungary. – *Acta Geol. Hung.*, **41**, 179–210, Budapest.
- ASSERETO, R., BOSELLINI, A., FANTINI, SESTINI, N. & SWEET, W.C. (1973): The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps. – In: LOGAN, A. & HILLS, V. (Eds.): The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary. – *Mem. Can. Soc. Petr. Geol.*, **2**, 176–199, Calgary.
- AUBRECHT, R., GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SUZUKI, H., PLAŠIENKA, D., KRONOME, K. & KRONOME, B. (2010): Middle Jurassic matrix radiolarians from the Meliata ophiolitic mélange at the type Meliata sites Meliata and Jaklovce (Western Carpathians): palaeogeographic evidence. – *Journal of Alpine Geology*, **52**, 82–83, Vienna.
- BALINI, M., JURKOVŠEK, B. & KOLAR-JURKOVŠEK, T. (2006): New Ladinian ammonoids from Mt. Svilaja (External Dinarides, Croatia). – *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, **112**, 383–395, Milan.
- BALINTONI, I. (1994): Structure of the Apuseni Mountains. – ALCA-PA II Field Guidebook, *Rom. Journ. Tect. Reg. Geol.*, **75**, Suppl. no. **2**, 51–58, Bucharest.
- BALLA, Z. (1984): The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis. – *Geophys. Trans.*, **30**, 313–353, Budapest.
- BALOG, A., HAAS, J., READ, J.F. & CORUH, C. (1997): Shallow marine record of orbitally forced cyclicity in a Late Triassic carbonate platform, Hungary. – *Journ. Sed. Res.*, **67**, 661–675, Boulder.
- BALOGH, K. & PANTÓ, G. (1953): Das ungarische und das angrenzende südslovakische Mesozoikum (Mesozoikum severního Maďarska a přilehlých částí Jihoslovenského krasu). – *Sborník Ústř. Ústav Geol.*, **20**, 613–660 (in Czech, German summary), Praha.
- BALTREŞ, A. (1975): Der Obere Anis vom Lacul Roşu (Ostkarpaten): Algen, Foraminiferen, Sedimentologie und Diagenese. – 14th European Micropaleontol. Colloq., Romania, 1975. *Micropaleontol. Guide to the Mesozoic and Tertiary of the Romanian Carpathians*, 115–121, Bucharest (Inst. Geol. Geophys.).
- BALTREŞ, A. (1976): Middle Triassic, supratidal and intertidal dolomites in the Hăghimaş Massif (East Carpathians): carbonate sedimentation and diagenesis. – In: International Colloquium on Carbonate Rocks and Evaporites. – Guidebook ser. **15**, 65–69, Bucharest (Inst. Geol. Geophys.).
- BALTREŞ, A. (1998): Rhaetian carbonate cycles in the Northern Apuseni Mountains (the Vaşcău Plateau). – *Rev. Roum. Géol.*, **42**, 125–130, Bucharest.
- BALTREŞ, A. & MANTEA, GH. (1995): Sedimentologic evolution of Bihor Carbonate Platform. – *Travaux ICSOBA, Acad. Sci.*, **22-24**, 43–59, Zagreb.
- BARABÁS, A. & BARABÁS-STUHL, Á. (2005): Geology of the Lower Triassic Jakabhegy Sandstone Formation, Hungary, SE Transdanubia. – *Acta Geol. Hung.*, **48**, 1–47, Budapest.
- BARABÁS-STUHL, Á. (1993): Palynological reevaluation of Lower Triassic and Lower Anisian formations of Southeast Transdanubia. – *Acta Geol. Hung.*, **36**, 405–458, Budapest.
- BECHSTÄDT, T. (1978): Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drazuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – *Jb. Geol. B.-A.*, **121**, 1–121, Wien.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **4**, 1–74, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, **127**, 271–289, Hannover.

- BECHTEL, A., GAWLICK, H.-J., GRATZER, R., TOMASELLI, M. & PÜTTMANN, W. (2007): Molecular indicators of paleosalinity and depositional environment of small scale basins within carbonate platforms: The Late Triassic Hauptdolomite section Wiestalstausee near Hallein (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Organic Geochemistry*, **38**, 92–111, Oxford (Elsevier).
http://dx.doi.org/10.1016/j.orggeochem.2006.08.016
- BÉRCZI-MAKK, A. (1986): Mesozoic formation types of the Great Hungarian Plain. – *Acta Geol. Hung.*, **29**, 261–282, Budapest.
- BÉRCZI-MAKK, A. (1998): The stratigraphy of the Triassic and Jurassic formations of the Great Hungarian Plain and Tokaj Mts. (Az Alföld és a Tokaji-hegység triász és jura képződményeinek rétegtana). – In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (Eds.): *Stratigraphy of the Hungarian Geological Formations (Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana)*. – 281–296 (in Hungarian), Budapest (MOL Rt. – Magyar Áll. Földt. Int.).
- BÉRCZI-MAKK, A., HAAS, J., RÁLISCH-FELGENHAUER, E. & ORAVECZ-SCHEFFER, A. (1993): Upper Paleozoic – Mesozoic formations of the Mid-Transdanubian Unit and their relationships. – *Acta Geol. Hung.*, **36**, 263–296, Budapest.
- BÉRCZI-MAKK, A., CSÁSZÁR, G. & NUSSZER, A. (1996): Stratigraphy and geological evolution of the Mesozoic basement of the Mecsek Zone in the Central Part of Great Hungarian Plain (East Central Hungary). – *Földt. Közl.*, **126**, 185–207 (in Hungarian, English summary), Budapest.
- BIRKENMAJER, K. (1986): Stages and structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. – *Stud. Geol. Polon.*, **88**, 7–32, Warsaw.
- BLEAHU, M. (1976a): Structural position of the Apuseni Mountains in the Alpine system. – *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr.*, sér. Géol., **20**, 7–19, Bucharest.
- BLEAHU, M. (1976b): Structure géologique des Apuseni septentrionaux. – *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr.*, sér. Géol., **20**, 27–39, Bucharest.
- BLEAHU, M., PATRULIUS, D., TOMESCU, C., BORDEA, J., PANIN, ȘT. & RĂDAN, S. (1970): Nouvelles données sur la stratigraphie des dépôts triasiques des Monts Apuseni. – *Dări de Seamă, Inst. Geol.*, **56/4**, 29–41 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- BLEAHU, M., ISTOCESCU, D. & DIACONU, M. (1971): Formations pré-néogènes de la partie occidentale des Monts Apuseni et leur position structurale. – *Dări de Seamă, Inst. Geol.*, **57**, 5–12 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- BLEAHU, M., TOMESCU, C. & PANIN, ȘT. (1972): Contribution à la biostratigraphie des dépôts triasiques du Plateau de Vașcău (Monts Apuseni). – *Dări de Seamă, Inst. Geol.*, **58/3**, 5–25 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- BLEAHU, M., LUPU, M., PATRULIUS, D., BORDEA, S., ȘTEFAN, A. & PANIN, ȘT. (1981): The structure of the Apuseni Mountains. – *Carpathian-Balkan Geological Association 12th Congress, Guide to excursion B3, Guidebook ser. 23*, 106 p., Bucharest (Inst. Geol. Geofiz.).
- BLEAHU, M., PANIN, ȘT., ȘTEFĂNESCU, M., STAN, N., POPESCU, A., TOMESCU, C. & ȘTEFAN, A. (1984): Geological map of R. S. Romania (Harta Geologică Republica Socialistă România), sheet 55a, Dumbrăvița 1:50.000. – Bucharest (Inst. Geol. Geofiz.).
- BLEAHU, M., MANTEA, GH., BORDEA, S., PANIN, ȘT., ȘTEFĂNESCU, M., ȘIKIĆ, K., HAAS, J., KOVÁCS, S., PÉRO, Cs., BÉRCZI-MAKK, A., KONRÁD, Gy., NAGY, E., RÁLISCH-FELGENHAUER, E. & TÖRÖK, Á. (1994): Triassic facies types, evolution and paleogeographic relations of the Tisza Megaunit. – *Acta Geol. Hung.*, **37**, 187–234, Budapest.
- BOLE, B. (2002): Carbonate rocks of Mt. Peca, Slovenia. – *Geologija*, **45**, 59–69 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- BORCOȘ, M. & BORCOȘ, E. (1962): Recherches géologique et pétrographique dans la région Runc-Segagea-V. Ierii-Sat (Bassin de V. Iara, Monts Apuseni). – *Dări de Seamă, Com. Geol.*, Inst. Geol., **47**, 131–148 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- BORDEA, S. & BORDEA, J. (1973): Nouvelles données stratigraphiques et structurales au NW des Monts Bihor. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **59/5**, 5–12 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- BORDEA, S., BLEAHU, M. & BORDEA, J. (1975): Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Bihor de l'Ouest. L'Unité d'Următ et l'Unité de Vetre. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **61/5**, 61–83 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- BORDEA, J., IORDAN, M., TOMESCU, C. & BORDEA, S. (1978): Contributions biostratigraphiques sur le Trias supérieur de l'unité de Ferice (Monts Bihor). – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **64/4**, 63–78 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- BOSELLINI, A. (1984): Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy. – *Sedimentology*, **31**, 1–24, Oxford.
- BOSELLINI, A. (1991): Geology of the Dolomites. An introduction. – *Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Guidebook*, 41 p., Ortisei/St. Ulrich.
- BOSELLINI, A. & HARDIE, L.A. (1988): Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete. – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **30** (1985), 245–266, Roma.
- BRANDNER, R. (1972): „Südalpines“ Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug) – (ein Beitrag zur alpin-dinarischen Grenze). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **21**, 143–162, Wien.
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 435–475, Wien.
- BRANDNER, R. & MOSTLER, H. (1982): Der Geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung. – In: MOSTLER, H. (Ed.): *Excursionführer zur 4. Jahrestag. der Österr. Geol. Ges., Seis am Schlern, Südtirol, 1982*. – S. 42, Innsbruck (Österr. Geol. Ges.).
- BRANDNER, R. & RESCH, W. (1981): Reef development in the Middle Triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. – *SEPM Spec. Publ.*, **30**, 203–231, Tulsa, OK.
- BROGLIO-LORIGA, C., GÓCZÁN, F., HAAS, J., LENNER, K., NERI, C., ORAVECZNÉ SCHEFFER, A., POSENATO, R., SZABÓ, I. & TÓTHNÉ MAKK, Á. (1990): The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy), Transdanubian Mid-Mountains (Hungary), their correlation. – *Mem. Sci. Geol.*, **42**, 41–103, Padova.
- BRUSCA, C., GAETANI, M., JADOUL, F. & VIEL, G. (1982): Ladinian–Carnian paleogeography and metallogenesis of the Southern Alps (Paleogeografia ladino-carnica e metallogenese del Sudalpino). – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **22**, 65–82 (in Italian), Rome.
- BUCUR, I.I. (1997): The Mesozoic deposits from the Reșița-Moldova Nouă zone (Southern Carpathians). – 214 p. (in Romanian, English summary), Cluj-Napoca (Cluj Univ. Press).
- BUCUR, I.I. (2001): Upper Triassic deposits of Vașcău Plateau. – In: BUCUR, I.I., FILIPESCU, S. & SĂSĂRAN, E. (Eds.): *Algae and carbonate platforms in western part of Romania. – Field Trip Guidebook, 4th Regional Meeting of IFAA (Cluj-Napoca, Romania, 2001)*, 19–29, Cluj-Napoca (Cluj Univ. Press).
- BUCUR, I.I. & SĂSĂRAN, E. (2001): Triassic loferites of Colești Nappe (Vașcău). – In: BUCUR, I.I., FILIPESCU, S. & SĂSĂRAN, E. (Eds.): *Algae and carbonate platforms in western part of Romania. – Field Trip Guidebook, 4th Regional Meeting of IFAA (Cluj-Napoca, Romania, 2001)*, 129–135, Cluj-Napoca (Cluj Univ. Press).
- BUCUR, I.I., STRUTINSKI, C. & POP-STRATILA, D. (1994): Middle Triassic carbonate deposits and calcareous algae from the Sasca Zone (Southern Carpathians, Romania). – *Facies*, **30**, 9–14, Erlangen.
- BUCUR, I.I., STRUTINSKI, C. & PAICA, M. (1997): A new occurrence of Triassic deposits NE of Oravița (Southern Carpathians, Romania) and its paleotectonic significance. – *Geol. Carpathica*, **48**, 39–48, Bratislava.

- BUDAI, T. & VÖRÖS, A. (1992): Middle Triassic history of the Balaton Highland: extensional tectonics, basin evolution. – *Acta Geol. Hung.*, **35**, 237–250, Budapest.
- BUDUROV, K. & PANTIĆ, S. (1974): Die Conodonten der Campiller Schichten von Brassina (Westserbien). I. Stratigraphie und Conodonten-Zonen. – *Bull. Geol. Inst., ser. Paleontol.*, **23**, 105–113, Sofia.
- BUDUROV, K.J., GUPTA, V.J., SUDAR, M.N. & BURYI, G.I. (1985): Conodont zonation, biofacies and provinces in the Triassic. – *Journ. Geol. Soc. India*, **26/2**, 84–94, New Delhi.
- BUSER, S. (1979): Triassic beds in Slovenia. – In: DROBNE, K. (Ed.): *Geological Development in Slovenia and Croatia*. – 16th European Micropaleontol. Colloq., Zagreb-Bled., Guidebook, 17–26, Ljubljana (Croat. Geol. Soc. & Slov. Geol. Soc.).
- BUSER, S. (1989): Development of the Dinaric and Julian Carbonate Platforms and of the intermediate Slovenian Basin (NW Yugoslavia). – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **40**, 313–320, Rome.
- BUSER, S. (1996): Geology of western Slovenia and its paleogeographic evolution. – In: DROBNE, K., GORIČAN, Š. & KOTNIK, D. (Eds.): *The role of impact processes in the geological and biological evolution of planet Earth*. – International Workshop (1996), Postojna/Slovenia, 111–123, Ljubljana (Znanst. SAZU).
- BUSER, S., KOLAR-JURKOVŠEK, T. & JURKOVŠEK, B. (2008): The Slovenian Basin during the Triassic in the light of conodont data. – *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **127**, 257–263, Rome.
- BYSTRICKÝ, J. (1964a): Slovenský kras. Stratigraphie und Dasycladaceen des Gebirges Slovenský Kras. – 204 p. (in Slovak, German summary), Bratislava (Ústredný Ústav Geol.).
- BYSTRICKÝ, J. (1964b): Stratigraphy and Triassic development of the Drienok Series (Stratigrafia a vývin triasu série Drienka). – *Zpr. Geol. Výsk. R.* 1963, **2**, 94–96 (in Slovak), Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. (1986): Stratigraphic ranging and zonation of Dasyclad Algae in the West Carpathians Mts., Triassic. – *Miner. Slovaca*, **18**, 289–321, Bratislava.
- ČANOVIĆ, M. & KEMENCI, R. (1988): The Mesozoic of the Pannonian Basin in Vojvodina (Yugoslavia). – 337 p. (in Serbian, English summary), Novi Sad (Ed. Matica Srpska).
- ČANOVIĆ, M. & KEMENCI, R. (1999): Geologic setting of the Pre-Tertiary basement in Vojvodina (Yugoslavia) Part II: The north part of the Vardar zone in the south of Vojvodina. – *Acta Geol. Hung.*, **42**, 427–449, Budapest.
- ČAR, J., GREGORIČ, V., OGORELEC, B. & OREHEK, S. (1980): Sedimentological development of Scythian beds in the Idrija mercury deposit. – *Rud. Met. zb.*, **27**, 3–20 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- CARULLI, G.B., COZZI, A., LONGO SALVADOR, G., PONTON, M. & PODDA, F. (1998): Evidence of synsedimentary tectonic activity during the Norian–Lias (Carnian Prealps, Northern Italy). – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **53**, 403–415, Rome.
- CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P.L., SIMBOLI, G., BOSELLINI, A. & SOMMAVILLA, E. (1980): Middle Triassic magmatism in the Southern Alps. II.: A geodynamic model. – *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, **85**, 1111–1124, Milan.
- ČEKALOVÁ, V. (1954): Geological conditions in western part of the Southslovakian Karst (Geologické pomery západnej časti juhoslovenského krasu). – *Geol. Práce, Správy*, **1**, 48–49 (in Slovak), Bratislava.
- CELARC, B. & KOLAR-JURKOVŠEK, T. (2008): The Carnian-Norian basin-platform system of the Martuljek mountain group (Julian Alps, Slovenia): progradation of the Dachstein carbonate platform. – *Geol. Carpathica*, **59**, 211–224, Bratislava.
- CERNY, I. (1982): Geochemie und Sedimentologie der Raibler Schichten im Raum Förolach (Gailtal, Kärnten). – *Carinthia II*, **172/92**, 63–76, Klagenfurt.
- CERNY, I. (1989): Die karbonatgebundenen Blei-Zink-Lagerstätten des alpinen und außeralpinen Mesozoikums. Die Bedeutung ihrer Geologie, Stratigraphie und Faziesgebundenheit für Prospektion und Bewertung. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **11**, 5–126, Wien.
- CIGALE, M. (1978): Carnian beds in the Idrija region. – *Geologija*, **21**, 61–75 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- CIOFLIČĂ, G., PATRULIUS, D., IONESCU, J. & UDUBAȘA, G.G. (1965): Triassic allochthonous ophiolites from Perșani Mountains. – *Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., ser. Geol.*, **10**, 161–182 (in Romanian), Bucharest.
- COLINS, E. & NACHTMANN, W. (1974): Die permotriadische Schichtfolge der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **4/3**, 1–43, Innsbruck.
- COUSIN, M. (1973): Le sillon Slovène: les formations triasiques, jurassiques et néocomiennes au Nord-Est de Tolmin (Slovénie occidentale, Alpes méridionales) et leurs affinités dinariques. – *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7/15**, 327–339, Paris.
- COZZI, A. (2000): Synsedimentary tensional features in Upper Triassic shallow-water platform carbonates of the Carnian Prealps (northern Italy) and their importance as palaeostress indicators. – *Basin Research*, **12**, 133–146, Oxford.
- COZZI, A. & PODDA, F. (1998): A platform to basin transition in the Dolomia Principale of the M. Pramaggiore area, Carnian Prealps, Northern Italy. – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **53**, 387–402, Rome.
- CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. (2004): Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **210**, 1–56, Amsterdam.
- CZURDA, K. (1973): Parameter und Prozesse der Bildung bituminöser Karbonate (Bituminöser Hauptdolomit). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **21**, 235–250, Wien.
- DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F., PANĂ, D. & FRITZ, H. (1994): Variscan vs. Alpine tectonothermal evolution within the Apuseni Mountains, Romania: evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages. – *ALCAPA II. Field Guidebook, Rom. Journ. Tect. Reg. Geol.*, **75**, Suppl. **2**, 65–76, Bucharest.
- DALLMEYER, R.D., KRÄUTNER, H.-G. & NEUBAUER, F. (1997): Middle-Late Triassic ⁴⁰Ar/³⁹Ar hornblende ages for early intrusions within the Ditrău Alkaline massif, Rumania: implications for Alpine rifting in the Carpathian Orogen. – *Geol. Carpathica*, **48**, 347–352, Bratislava.
- DIACONU, M. & DRAGASTAN, O. (1969): Triassic calcareous algae from the Apuseni Mountains (Rumania). – *Rev. Palaeobotan. Paly-nol.*, **9**, 63–101, Amsterdam.
- DIMITRIJEVIĆ, M.D. (1997): Geology of Yugoslavia. – *Geol. Inst. Gemini, Spec. Publ.*, 187 p., Belgrade (Ed. Barex).
- DIMITRIJEVIĆ, M.N. (1967): Sedimentologic problems of Middle Triassic flysch in the terraines between Scutari Lake and the Adriatic Sea. – *Geol. Glasn.*, **5**, 223–310 (in Serbian, English summary), Titograd.
- DIMITRIJEVIĆ, M.N. & DIMITRIJEVIĆ, M.D. (1991): Triassic carbonate platform of the Drina-Ivanjica element (Dinarides). – *Acta Geol. Hung.*, **34**, 15–44, Budapest.
- DIMITRIJEVIĆ, M.N., DIMITRIJEVIĆ, M.D., KARAMATA, S., SUDAR, M., GERZINA, N., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L., GULÁCSI, Z., PELIKÁN, P. & LESS, Gy. (2003): Olistostrome/mélanges – an overview of the problems and preliminary comparison of such formations in Yugoslavia and Hungary. – *Slovak Geol. Mag.*, **9**, 3–21, Bratislava.
- DJERIC, N. & GERZINA, N. (2008): Late Triassic radiolarians from the Ovčar-Kablar Gorge (SW Serbia). – *Geol. an. Balk. poluos.*, **69**, 39–47, Belgrade.
- DJURDJANOVIĆ, Ž. (1971): Ein Beitrag zur Lithologie und Stratigraphie der Kristallinen Gesteine der Fruška Gora (Sirmien – Jugoslawien). – *Bull. Sci., Cons. Acad. Sci. Arts RSF Yugosl.*, Sect. A, **16/5-6**, 137–138, Belgrad.

- DJURDJANOVIĆ, Ž. (1973): About the Paleozoic and the Triassic of Medvednica Mountain and the area near Dvor na Uni on the basis of Conodonts. – *Geol. Vjesnik*, **25**, 29–49 (in Croatian, English summary), Zagreb.
- DOBRUSKINA, I.A., JURKOVŠEK, B. & KOLAR-JURKOVŠEK, T. (2001): Upper Triassic flora from "Raibl beds" of Julian Alps (Italy) and Karavanke Mts. (Slovenia). – *Geologija*, **44**, 263–290, Ljubljana.
- DOGLIONI, C. (1988): Examples of strike-slip tectonics on platform-basin margin. – *Tectonophysics*, **156**, 293–302, Amsterdam
- DOLENEC, T., OGORELEC, B. & PEZDIČ, J. (1981): Upper Permian and Scythian beds in the Tržič area. – *Geologija*, **24**, 217–238 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- DOLENEC, T., OGORELEC, B., DOLENEC, M. & LOJEN, S. (2004): Carbon isotope variability and sedimentology of the Upper Permian carbonate rocks and changes across the Permian-Triassic boundary in the Masore section (Western Slovenia). – *Facies*, **50**, 287–299, Berlin – Heidelberg.
- DONOFRIO, D.D., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **26**, 91–107, Innsbruck.
- DOSZTÁLY, L. (1994): Mesozoic radiolarian investigations in Northern Hungary (Mezozoos Radiolaria vizsgálatok Észak-Magyarországon). – Unpubl. thesis, 108 p. (in Hungarian), Budapest (Hung. Geol. Inst).
- DOSZTÁLY, L. & JÓZSA, S. (1992): Geochronological evaluation of Mesozoic formations of Darnó Hill at Recsk on the basis of radiolarians and K-Ar age data. – *Acta Geol. Hung.*, **35**, 371–393, Budapest.
- DOSZTÁLY, L., JÓZSA, S., KOVÁCS, S., LESS, GY., PELIKÁN, P. & PÉRÓ, CS. (2002): North-East Hungary. – In: VOZÁR, J., VOJTKO, R. & SLIVA, L. (Eds.): Carpatian-Balkan Geological Association 17th Congress, Guide to geological excursions. – 104–117, Bratislava.
- DOZET, S. (2000): Višnja gora formation, central Slovenia. – *Rud. Met. zb.*, **47**, 137–154 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- DRAGASTAN, O. & GRĂDINARU, E. (1975): Some Triassic Algae, Foraminifera, Sphinctozoa and microproblematica from the Eastern Carpathians and North Dobrogea. – *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., ser. Geol.*, **20**, 247–254 (in Romanian, English summary), Bucharest.
- DRAGASTAN, O., DIACONU, M., POPA, E. & DAMIAN, R. (1982): Biostatigraphy of the Triassic formations in the east of the Pădurea Craiului Mountains. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **67/4**, 29–61, Bucharest.
- DRAGIČEVIĆ, I. & VELIĆ, I. (2002): The northeastern margin of the Adriatic Carbonate Platform. – *Geol. Croatica*, **55**, 185–232, Zagreb.
- DULLO, W.-C. & LEIN, R. (1982): Facies and environment of the Leckkogel Beds (Carnian; Alps). – *Facies*, **6**, 5–36, Erlangen.
- DUMITRICĂ, P. (1982): Triassic Oertlisponginae (Radiolaria) from Eastern Carpathians and Southern Alps. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **67/3**, 57–74, Bucharest.
- DUMITRICĂ, P. (1991): Middle Triassic Tripedurnulidae, n. fam. (Radiolaria) from the Eastern Carpathians (Romania) and Vicentini-Alps (Italy). – *Rev. Micropaléontol.*, **34/4**, 261–278, Paris.
- DUMITRICĂ, P. & MELLO, J. (1982): On the age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Držkovce and Bohúňovo). – *Geol. Práce, Správy*, **77**, 17–28, Bratislava.
- EBNER, F., VOZÁROVÁ, A. & KOVÁCS, S. (2007): Die variszische Orogenese im Circum-Pannonischen Raum – reflektiert an Devon-Karbon-Sedimenten. – *Jb. Geol. B.-A.*, **147**, 315–329, Wien.
- EBNER, F., VOZÁROVÁ, A., KOVÁCS, S., KRÄUTNER, H.G., KRSTIČ, B., SZEDERKÉNYI, T., JAMČIČ, D., BALEN, D., BELAK, M. & TRAJANOVA, M. (2008): Devonian – Carboniferous pre-flysch and flysch environments in the Circum Pannonian Region. – *Geol. Carpathica*, **59**, 159–195, Bratislava.
- FARYAD, S.W. (2000): Tectonic slices with amphibolite facies assemblages: a further member of the Meliata unit. – *Miner. Slovaca*, **32**, 173–174, Bratislava.
- FAUPL, P. (1997): Austria. – In: MOORES, E.M. & FAIRBRIDGE, R.W. (Eds.): *Encyclopedia of European and Asian regional geology*. – 51–63, London (Chapman & Hall).
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – *Geol. Rdsch.*, **68**, 93–120, Stuttgart.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene palaeogeography and geodynamic evolution of the Eastern Alps. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92**, 79–94, Vienna.
- FILIPOVIĆ, I., JOVANOVIĆ, D., SUDAR, M., PELIKÁN, P., KOVÁCS, S., LESS, GY. & HIPS, K. (2003): Comparison of the Variscan-Early Alpine evolution of the Jadar Block (NW Serbia) and "Bükkium" (NE Hungary) terranes; some paleogeographic implications. – *Slovak Geol. Mag.*, **9**, 23–40, Bratislava.
- FLÜGEL, E. (1981): Paleocology and facies of Upper Triassic reefs in the Northern Calcareous Alps. – *SEPM Spec. Publ.*, **30**, 291–359, Tulsa, OK.
- FLÜGEL, E., VELLEDETS, F., SENOWBARI-DARYAN, B. & RIEDEL, P. (1992): Rifforganismen aus "Wettersteinkalken" (Karn?) des Bükk-Gebirges, Ungarn. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **18**, 35–62, Innsbruck.
- FLÜGEL, E., RAMOVŠ, A. & BUCUR, I. (1993): Middle Triassic (Anisian) limestones from Bled, Northwestern Slovenia: microfacies and microfossils. – *Geologija*, **36**, 157–181, Ljubljana.
- FLÜGEL, H.W. (1990): Das voralpine Basement im Alpin-Mediterranen Belt. Überblick und Problematik. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 181–221, Wien.
- FODOR, L. & KOROKNAI, B. (2000): Ductile deformation and revised stratigraphy of the Martonyi Subunit (Torna Unit, Rudabánya Mts.), Northeastern Hungary. – *Geol. Carpathica*, **51**, 355–369, Bratislava.
- FODOR, L., JELEN, B., MÁRTON, E., SKABERNE, D., ČAR, J. & VRABEC, M. (1998): Miocene-Pliocene tectonic evolution of the Slovenian Periadriatic fault: Implications for Alpine-Carpathian extrusion models. – *Tectonics*, **17**, 690–709, Washington, DC.
- FRANK, W. & SCHLAGER, W. (2006): Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps. – *Int. Journ. Earth Sci.*, **95**, 431–450, Berlin.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. – *Int. Journ. Earth Sci.*, **92**, 712–727, Berlin.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. – *Tectonophysics*, **297**, 1–15, Amsterdam.
- FÜLÖP, J., BREZSNYÁNSZKY, K. & HAAS, J. (1987): The new map of basin basement of Hungary. – *Acta Geol. Hung.*, **30**, 3–20, Budapest.
- GAETANI, M. (Ed.) (1979): Riccardo Assereto and Giulio Pisa Field Symposium on Triassic stratigraphy of the Southern Alps. – *Field Guide Book, IGCP Project 4 (Bergamo, 1979)*, 79 p., Milan.

- GAETANI, M., GIANOTTI, R., JADOUL, F., CIARAPICA, G., CIRILLI, S., LUALDI, A., PASSERI, L.M., PELLEGRINI, M. & TANNOIA, G. (1987): Upper Carboniferous, Permian and Triassic in the Lariana area (Carbonifero superiore, Permiano e Triassico nell' area Lariana). – Mem. Soc. Geol. Ital., **32**, 5–48 (in Italian), Rome.
- GAETANI, M., GNACCOLINI, M., JADOUL, F. & GARZANTI, E. (1998): Multiorder sequence stratigraphy in the Triassic system of the Western Southern Alps. – Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins, SEPM Spec. Publ., **60**, 701–717, Tulsa, OK.
- GALLET, Y., KRZYSTYN, L. & BESSE, J. (1998): Upper Anisian to Lower Carnian magnetostratigraphy from the Northern Calcareous Alps (Austria). – J. Geoph. Res., **103**, 605–621, Washington, DC.
- GAWLICK, H.-J. (1993): Triassische Tiefwasserfazieskomponenten (Kieselkalke, Radiolarite) in der jurassischen Strubbergbrekzie am Tennengebirgsnordrand (Nördliche Kalkalpen, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **136**, 347–350, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Stubbergschichten im Lammertal – Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **39–40**, 119–186, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1998): Obertriassische Brekzienbildung und Schollengleitung im Zlambachfaziesraum (Pötschenschichten) – Stratigraphie, Paläogeographie und diagenetische Überprägung des Lammeregg-Schollenkomplexes (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **141**, 147–165, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (2000a): Paläogeographie der Ober-Trias-Karbonatplattform in den Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **44**, 45–95, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (2000b): Sedimentologie, Fazies und Stratigraphie der obertriassischen Hallstätter Kalke des Holzwehralm-Schollenkomplexes (Nördliche Kalkalpen, Salzburger Land). – Jb. Geol. B.-A., **142**, 11–31, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & BÖHM, F. (2000): Sequence and Isotope Stratigraphy of Late Triassic Distal Periplatform Limestones – an example from the Northern Calcareous Alps (Kälberstein Quarry, Berchtesgaden Hallstatt Zone). – Intern. Jour. Earth Sciences, **89**, 108–129, Berlin (Springer).
- GAWLICK, H.-J. & FRISCH, W. (2003): The Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: sedimentology, basin evolution and tectonics – an overview. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **230**, 163–213, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J. & HÖPFER, N. (1999): Stratigraphie, Fazies und Hochdruck-Mitteltemperatur-Metamorphose der Hallstätter Kalke der Pailwand (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., **150**, 641–671, Hannover.
- GAWLICK, H.-J., KRZYSTYN, L. & LEIN, R. (1994): Conodont colour alteration indices: Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps – a general view. – Geol. Rdsch., **83**, 660–664, Berlin – Heidelberg.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999a): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. – Geol. Rdsch. **87**, 644–657, Berlin – Heidelberg.
- GAWLICK, H.-J., KRZYSTYN, L., LEIN, R. & MANDL, G.W. (1999b): Tectonostratigraphic concept for the Juvavic Domain. – Tübinger Geowiss. Arbeiten, Reihe A, **52**, 95–99, Tübingen.
- GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H. & MISSONI, S. (2001): Nachweis von unterliassischen Beckensedimenten in Hallstätter Fazies (Dürnb-Formation) im Bereich der Hallein-Berchtesgadener Hallstätter Zone und des Lammer Beckens (Hettangium–Sinemurium). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **45**, 39–55, Wien.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., AUER, M., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H. & WEYER, D. (2006): The mega-imbriate zone south of Maria Elend (Karavank Mountains, Austria) – a contribution for a better understanding of the polyphase tectonic history along the eastern Periadriatic Lineament. – In: SUDAR, M., ERCEGOVAC, M. & GRUBIĆ, A. (Eds.): Proceedings 18th Congress of Carpathian-Balkan Geological Association. – 163–166, Belgrade (National committee of the Carpathian-Balkan Geological Association; Serbian Geological Society).
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., HOXHA, L., DUMITRIĆĂ, P., KRZYSTYN, L., LEIN, R., MISSONI, S. & SCHLAGINTWEIT, F. (2008): Mirdita Zone ophiolites and associated sediments in Albania reveal Neotethys Ocean origin. – Int. Journ. Earth. Sci., **97**, 865–881, Berlin (Springer). <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-007-0193-z>
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRZYSTYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009a): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine domain. – Journal of Alpine Geology, **50**, 1–152, Vienna.
- GAWLICK, H.-J., SUDAR, M., SUZUKI, H., DJERICIĆ, N., MISSONI, S., LEIN, R. & JOVANOVIĆ, D. (2009b): Upper Triassic and Middle Jurassic radiolarians from the ophiolite mélange of the Dinaridic Ophiolite Belt, SW Serbia. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **253**, 293–311, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., SUDAR, M., LEIN, R., MISSONI, S., JOVANOVIĆ, D. & SUZUKI, H. (2010a): The Hallstatt Mélange occurrence of Vodena Poljana in the Inner Dinarids (Zlatar Mountain, SW Serbia). – Journal of Alpine Geology, **52**, 116–118, Vienna.
- GAWLICK, H.-J., SUDAR, M., MISSONI, S., SUZUKI, H., JOVANOVIĆ, D. & LEIN, R. (2010b): Age and provenance of the Dinaridic Ophiolite Belt in the Zlatibor area (SW Serbia). – Journal of Alpine Geology, **52**, 118–119, Vienna.
- GAWLICK, H.-J., SUDAR, M., MISSONI, S., SUZUKI, H., JOVANOVIĆ, D. & LEIN, R. (2010c): Jurassic Radiolarians from the Radiolaritic Ophiolitic Mélange of the Zlatibor Area (Dinaridic Ophiolite Belt, SW Serbia). – In: BANJAC, N. (Ed-in-Chief): Proc. 15th. Congr. geol. Serbia intern. partic. – p. 161, Belgrade.
- GHEORGHIAN, D. (1978): Inventaire sommaire des debris d'échinodermes contenus par les calcaires triasiques des nappes transylvaines (Carpates Orientales). – Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz. **64/3**, 55–68, Bucharest.
- GIANOLLA, P., DE ZANCHE, V. & MIETTO, P. (1998): Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution. – Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins, SEPM Spec. Publ., **60**, 719–747, Tulsa, OK.
- GNACCOLINI, M. & JADOUL, F. (1990): Carbonate platform, lagoon and delta high-frequency cycles from the Carnian of Lombardy (Southern Alps, Italy). – Sed. Geol., **67**, 143–159, Amsterdam.
- GOLEBIEWSKI, R. (1990): The Alpine Kössen Formation, a key for European topmost Triassic correlations. A sequence – and ecostatigraphic contribution to the Norian-Rhaetian discussion. – Albertiana, **8**, 25–35, Utrecht.
- GOLEBIEWSKI, R. (1991): Becken und Riffe der alpinen Obertrias. Lithostratigraphie und Biofazies der Kössener Formation. – In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Eds.): Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs. – 79–119, Wien (Österr. Paläont. Ges.).
- GOLONKA, J. (2007): Late Triassic and Early Jurassic paleogeography of the world. – Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol., **244**, 297–307, Amsterdam.
- GOLONKA, J. & PICHA, F.J. (Eds.) (2008): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. – AAPG Memoir, **84**, 600 p., Tulsa, OK.
- GOLONKA, J., KROBICKI, M. & MICHALIK, J. (2008): Western Carpathian basins. – In: MCCANN, T. (Ed.): The geology of Central Europe, Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. – 896–900, London (Geol. Society).

- GORIČAN, Š. & BUSER S. (1990): Middle Triassic radiolarians from Slovenia (Yugoslavia). – *Geologija*, **31–32** (1988/89), 133–197, Ljubljana.
- GORIČAN, Š., KARAMATA, S. & BATOČANIN-SREČKOVIĆ, D. (1999): Upper Triassic (Carnian–Norian) Radiolarians in cherts of Sjenica and the time span of the oceanic realm ancestor of the Dinaridic Ophiolite Belt. – *Bulletin T. 119, Serbian Acad. Sci. Arts., Cl. Sci. Math. Nat., Sci. Nat.*, **39**, 141–149, Belgrade.
- GORIČAN, Š., HALAMIĆ, J., GRGASOVIĆ, T. & KOLAR-JURKOVŠEK, T. (2005): Stratigraphic evolution of Triassic arc-backarc system in northwestern Croatia. – *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **176**, 3–22, Paris.
- GÖTZ, A.E., TÖRÖK, Á., FEIT-BURKHARDT, S. & KONRÁD, GY. (2003): Palynofacies patterns of Middle Triassic ramp deposits (Mecsek Mts., S Hungary): a powerful tool for high-resolution sequence stratigraphy. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **46**, 77–90, Vienna.
- GRAD, K. & OGORELEC, B. (1980): Upper Permian, Scythian and Anisian rocks in the Žiri area. – *Geologija*, **23**, 189–220 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- GRĂDINARU, E. (2005): From the thesaurus of the museum collections. II.: Early Norian ammonoids from Roşia-Sohodol region (Apuseni Mts.). – *Acta Palaeontol. Rom.*, **5**, 181–189, Bucharest.
- GRASU, C. (1971): Recherches géologiques dans le sédimentaire mésozoïque du bassin supérieur de Bicaz (Carpatés Orientales). – *Lucr. St. Cerc. Biol. Geol. Geogr. "Stejarul"*, **4**, 7–55, Piatra Neamţ.
- GRASU, C. (1976): Le sédimentaire mésozoïque de la partie méridionale de Izvorul Mureşului. Le problème de nappe sub-bucovinienne. – *An. Muz. Şt. Nat. Piatra Neamţ, Geol.-Geogr.*, **3**, 43–53 (in Romanian, French summary), Piatra Neamţ.
- GRASU, C., CATANĂ, C., TURCULET, I. & NIŢĂ, M. (1995): Petrographie mésozoïque du „Synclinal marginal externe” (Petrografia mezozoicului din „Sinclinalul marginal extern”). – 192 p. (in Romanian), Bucharest (Ed. Acad. Rom.).
- GRASU, C., MICLĂUŞ, C., BRĂNZILĂ, M. & BACIU, D.S. (2010): Hăşmaş Mountains. Geologic and physical geographic monography (Munţii Hăşmaşului. Monografie geologică şi fizico-geografică). – 434 p. (in Romanian), Iaşi (Ed. Univ. "A.I.Cuza" Iaşi).
- GRGASOVIĆ, T. & SOKAČ, B. (2003): Review on fossil dasycladacean associations in the Triassic of Croatia. – *Acta Micropalaeont. Sinica*, **20**, 75–79, Beijing.
- GRILL, J. (1988): Jurassic formations of the Rudabánya Mts. – *Ann. Rep. Geol. Inst. Hung.*, **1986**, 69–103 (in Hungarian, English summary), Budapest.
- GRILL, J. (1989): Structural evolution of the Aggtelek-Rudabánya Mountains, NE Hungary. – *Ann. Rep. Geol. Inst. Hung.*, **1987**, 411–432 (in Hungarian, English summary), Budapest.
- GRILL, J., KOVÁCS, S., LESS, GY., RÉTI, ZS., RÓTH, L. & SZENTPÉTERY, I. (1984): Geology and evolution of the Aggtelek-Rudabánya Mts. – *Földtani Kutatás*, **24/4**, 49–56 (in Hungarian, English summary), Budapest.
- GRUBIĆ, A. (1995): Schistes lustrés in the Kopaonik area. – In: DOKMANOVIĆ, B. & RAKIĆ, B. (Eds.): *Geology and metallogeny of the Kopaonik Mt.* – Symposium, Kopaonik-Belgrade, 159–168 (in Serbian, English summary), Belgrade (Republ. Društvo. Fond Geol. Istr. Srbije).
- GRUBIĆ, A. & PROTIĆ, LJ. (2000): Deep-water Triassic sediments of the Vardar Zone and Fruška Gora Mt. – In: KARAMATA, S. & JANKOVIĆ, S. (Eds.): *Proceedings of the International Symposium "Geology and metallogeny of the Dinarides and the Vardar Zone"*. – Acad. Sci. Arts Repub. Srpska, Collect. and Monogr., I, Dep. Nat., Math. Tech. Sci., **1**, 87–92, Banja Luka – Srb. Sarajevo.
- HAAS, J. (1994): Carnian basin evolution in the Transdanubian Central Range, Hungary. – *Zentralbl. Geol. Paläont. Teil I.*, **1994**, 1233–1252, Stuttgart.
- HAAS, J. (2002): Origin and evolution of Late Triassic backplatform and intraplatform basins in the Transdanubian Range, Hungary. – *Geol. Carpathica*, **53**, 159–178, Bratislava.
- HAAS, J. & BUDAI, T. (1995): Upper Permian-Triassic facies zones in the Transdanubian Range. – *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, **101**, 249–266, Milan.
- HAAS, J. & DEMÉNY, A. (2002): Early dolomitisation of Late Triassic platform carbonates in the Transdanubian Range (Hungary). – *Sed. Geol.*, **151**, 225–242, Amsterdam.
- HAAS, J. & KOVÁCS, S. (2001): The Dinaridic-Alpine connection – as seen from Hungary. – *Acta Geol. Hung.*, **44**, 345–362, Budapest.
- HAAS, J. & PÉRO, CS. (2004): Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. – *Int. Journ. Earth Sci.*, **93**, 297–313, Berlin.
- HAAS, J., TÓTHNÉ MAKK, Á., GÓCZÁN, F., ORAVECZNÉ SCHEFFER, A., ORAVECZ, J. & SZABÓ, I. (1988): Lower Triassic key sections in the Transdanubian Mid-Mountains. – *Ann. Inst. Geol. Hung.*, **65/2**, 1–356 (in Hungarian, English summary), Budapest.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSZTYN, L. & LEIN, R. (1995a): Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. – *Tectonophysics*, **242**, 19–40, Amsterdam.
- HAAS, J., KOVÁCS, S. & TÖRÖK, Á. (1995b): Early Alpine shelf evolution in the Hungarian segment of the Tethys margin. – *Acta Geol. Hung.*, **38**, 95–110, Budapest.
- HAAS, J., TARDINÉ FILÁ CZ, E., ORAVECZNÉ SCHEFFER, A., GÓCZÁN, F. & DOSZTÁLY, L. (1997): Stratigraphy and sedimentology of an Upper Triassic toe-of-slope and basin succession at Csővár-1, North Hungary. – *Acta Geol. Hung.*, **40**, 111–177, Budapest.
- HAAS, J., KÖRPÁS, L., TÖRÖK, Á., DOSZTÁLY, L., GÓCZÁN, F., HÁMOR-VIDÓ, M., ORAVECZ-SCHEFFER, A. & TARDI-FILÁ CZ, E. (2000a): Upper Triassic basin and slope facies in the Buda Mts. based on study of core drilling Vérhalom tér, Budapest. – *Földt. Közl.*, **130**, 371–421 (in Hungarian), Budapest.
- HAAS, J., MIOČ, P., PAMIĆ, J., TOMLJENOVIC, B., ÁRKAI, P., BÉRCZI-MAKK, A., KOROKNAI, B., KOVÁCS, S. & RÁLISCH-FELGENHAUER, E. (2000b): Complex structural pattern of the Alpine-Dinaridic-Pannonian triple junction. – *Int. Journ. Earth Sci. Abstr.*, **89**, 377–389, Berlin.
- HAAS, J. (Ed.), BÉRCZI-MAKK, A., BUDAI, T., HARANGI, SZ., HIPS, K., JÓZSA, S., KONRÁD, GY., KOVÁCS, S., LESS, GY., PELIKÁN, P., PENDELÉNYI, L., PIROS, O., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., TÖRÖK, Á. & VELLEDITS, F. (2004): *Geology of Hungary. Triassic (Magyarország geológija. Triász)*. – 384 p. (in Hungarian), Budapest (Eötvös Kiadó).
- HAAS, J., KOVÁCS, S., GAWLICK, H.-J., GRĂDINARU, E., KARAMATA, S., SUDAR, M., PÉRO, CS., MELLO, J., POLÁK, M., OGORELEC, B. & BUSER, S. (2011): Jurassic evolution of the tectonostratigraphic units of the Circum-Pannonian region. – *Jb. Geol. B.-A.*, **151/3–4**, 281–354, Vienna.
- HAGDORN, H., KONRÁD, GY. & TÖRÖK, Á. (1997): Crinoids from the Muschelkalk of the Mecsek Mountains and their stratigraphical significance. – *Acta Geol. Hung.*, **40**, 391–410, Budapest.
- HAGEMEISTER, A. (1988): *Zyklische Sedimentation auf einer stabilen Karbonatplattform: die Raibler Schichten (Karn) des Drauzuges/Kärnten (Österreich)*. – *Facies*, **18**, 83–122, Erlangen.
- HALAMIĆ, J. & GORIČAN, Š. (1995): Triassic radiolarites from Mts. Kalnik and Medvednica (Northwestern Croatia). – *Geol. Croatica*, **48**, 129–146, Zagreb.
- HALAMIĆ, J., GORIČAN, Š., SLOVENEK, D. & KOLAR-JURKOVŠEK, T. (1999): A middle Jurassic radiolarite-clastic succession from the Medvednica (northwestern Croatia). – *Geol. Croatica*, **52**, 29–57, Zagreb.
- HARANGI, SZ., SZABÓ, CS., JÓZSA, S., SZOLDÁN, ZS., ÁRVÁNÉ SÓS, E., BALLA, M. & KUBOVICS, I. (1996): Mesozoic igneous suites in Hungary: implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys. – *Int. Geol. Rev.*, **38**, 336–360, London.

- HAUBOLD, H., SCHOLGER, R., FRISCH, W., SUMMESBERGER, H. & MAURITSCH, H.J. (1999): Reconstruction of the geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps by means of paleomagnetism. – *Phys. Chem. Earth.*, **24**, 697–703, Oxford.
- HÄUSLER, H., PLAŠIENKA, D. & POLÁK, M. (1993): Comparison of Mesozoic successions in the Central Eastern Alps and the Central Western Carpathians. – *Jb. Geol. B.-A.*, **136**, 715–739, Vienna.
- HAVRILA, M. (1993): Contribution to solution of paleogeography of the Hronicum sedimentation area. – In: ERDÉLYI, G. & VETŐ, I. (Eds.): 8th Meeting of the Association of European Geological Societies, Abstract of papers. – p. 22, Budapest (Hungarian Geological Society).
- HAVRILA, M. & BUČEK, S. (1992): Slope detrital sediments of the Hronic unit (Svahové detritické sedimenty hronika. Čiast. záver. Správa). – Manuscript, Archive, 22 p. (in Slovak), Bratislava (Geol. Ústav D. Štúra).
- HAVRILA, M. & OŽVOLDOVÁ, L. (1996): Meliaticum in the Stratenská hornatina Hills. – *Slovak Geol. Mag.*, **2**, 335–339, Bratislava.
- HERAK, M. (1974): Paläogeographie und Fazies-Entwicklung während der Trias in den Dinariden Kroatiens. – *Schrift. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, **2**, 101–106, Wien (Springer-Verlag).
- HIPS, K. (1996): Stratigraphical and facies evaluation of the Lower Triassic formations in the Aggtelek-Rudabánya Mountains, NE Hungary. – *Acta Geol. Hung.*, **39**, 369–411, Budapest.
- HIPS, K. (1998): Lower Triassic storm-dominated ramp sequence in northern Hungary: an example of evolution from homoclinal through distally steepened ramp to Middle Triassic flat-topped platform. – In: WRIGHT, V.P. & BURCHETTE, T.P. (Eds.): Carbonate Ramps. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **149**, 315–338, London.
- HIPS, K. (2001): The structural setting of Lower Triassic formations in the Aggtelek-Rudabánya Mountains (Northeastern Hungary) as revealed by geologic mapping. – *Geol. Carpathica*, **52**, 287–299, Bratislava.
- HIPS, K. & PELIKÁN, P. (2002): Lower Triassic shallow marine succession in the Bükk Mountains, NE Hungary. – *Geol. Carpathica*, **53**, 351–367, Bratislava.
- HIPS, K., HAAS, J., VIDÓ, M., BARNÁ, Zs., JOVANOVIĆ, D., SUDAR, M.N. & SIKLÓSY, Z. (2010): Selective blackening of bioclasts via mixing-zone aragonite neomorphism in Late Triassic Limestone, Zlatibor Mountains, Serbia. – *Sedimentology*, **58**, 854–877, Oxford. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01186.x>
- HOECK, V., IONESCU, C., BALINTONI, I. & KOLLER, F. (2009): The Eastern Carpathians “ophiolites” (Romania): Remnants of a Triassic ocean. – *Lithos*, **108**, 151–171, Amsterdam.
- HOHENEGGER, J. & LEIN, R. (1977): Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. Teil 1: Geologie, Stratigraphie und Systematik (exklusive Lagenina). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **24**, 203–261, Wien.
- HORNUNG, T., BRANDNER, R., KRYSZTYN, L., JOACHIMSKI, M. & KEIM, L. (2007): Multistratigraphic constraints of the NW Tethyan “Carnian Crisis”. – In: LUCAS, S.G. & SPIELMANN, J.A. (Eds.): The Global Triassic. – *New Mexico Museum Nat. Hist. & Science Bull.*, **41**, 59–67, Albuquerque, NM.
- HORVÁTH, F. (1993): Towards a quantitative model for the Pannonian Basin. – *Tectonophysics*, **226**, 333–358, Amsterdam.
- HORVÁTH, P. (2000): Metamorphic evolution of gabbroic rocks of the Bódva Valley Ophiolite Complex, NE Hungary. – *Geol. Carpathica*, **51**, 121–129, Bratislava.
- HORVÁTH, P. & ÁRKAI, P. (2002): Pressure-temperature path of metapelites from the Algyó-Ferencszállás area, SE Hungary: thermobarometric constraints from coexisting mineral assemblages and garnet zoning. – *Acta Geol. Hung.*, **45**, 1–27, Budapest.
- HOVORKA, D. (1985): Ultramafic rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. – 259 p., Bratislava (Geol. Ústav D. Štúra).
- HRVATOVIĆ, H. (1999): Geological guide through Bosnia and Herzegovina (Geološki vodič kroz bosnu i Hercegovinu). – *Geol. Glasn.*, **24**, 1–204 (in Bosnian), Sarajevo (Geol. Surv. Fed. Bosnia & Herzegovina).
- IANOVICI, V., BORCOȘ, M., PATRULIUS, D., LUPU, M., DIMITRESCU, R. & SAVU, H. (1976): La géologie des Monts Apuseni. – 631 p. (in Romanian, French summary), Bucharest (Ed. Acad. Rom. Soc. Rep.).
- IONESCU, C., HOECK, V., TOMEK, C., KOLLER, F., BALINTONI, I. & BEȘUȚIU, L. (2009): New insights into the basement of the Transylvanian Depression (Romania). – *Lithos*, **108**, 172–191, Amsterdam.
- JORDAN, M. (1978): The Triassic brachiopods from Rarău Syncline and the Peșani Mountains areas. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **64/3**, 69–84, Bucharest.
- IVAN, P. (2002): Relics of the Meliata ocean crust: geodynamic implications of mineralogical, petrological and geochemical proxies. – *Geol. Carpathica*, **53**, 245–256, Bratislava.
- IVAN, P. & KRONOME, B. (1996): Protolith and geodynamic setting of the HP/LT metamorphosed basic rocks from the northern margin of the Börka nappe (Meliatic Unit, Inner Western Carpathians). – *Slovak Geol. Mag.*, **3–4**, 331–334, Bratislava.
- IVAN, P. & MELLO, J. (2001): Tectonic subunits in the Börka Nappe (Inner Western Carpathians): Their lithostratigraphy and original position in the structure of the ancient Meliata ocean basin. – *Geolines*, **13**, 64–65, Praha.
- JADOU, F. (1985): Norian stratigraphy and palaeogeography of the Western Bergamo Prealps (Stratigrafia e palaeogeografia del Norico nelle Prealpi Bergamasche occidentali). – *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, **91**, 479–511 (in Italian), Milan.
- JADOU, F., BERRA, F. & FRISIA, S. (1992): Stratigraphic and paleontologic evolution of a carbonate platform in an extensional tectonic regime: example of the Dolomia Principale in Lombardy (Italy). – *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, **98**, 29–44 (in Italian, English summary), Milan.
- JADOU, F., GALLI, M.T., BERRA, F., CIRILLI, S., RONCHI, P. & PAGANONI, A. (2004): The Late Triassic-Early Jurassic of the Lombardy Basin: stratigraphy, palaeogeography and palaeontology. – *Field Trip Guide Book*, p. 68, 32nd International Geological Congress (Florence, 2004), **6**, 1–36, Rome.
- JANOČKO, J., PEREZSLÉNYI, M., VASS, D., BEZÁK, V., JACKO, S.JR., JACKO, S., KOHÚT, M., POLÁK, M. & MELLO, J. (2006): Geology and hydrocarbon resources of the Inner Western Carpathians, Slovakia and Poland. – In: GOLONKA, J. & PICHA, F.J. (Eds.): The Carpathians and their Foreland. Geology and hydrocarbon resources. – *AAPG Memoir*, **84**, 569–603, Tulsa, OK.
- JEKELIUS, E. (1936): Der weisse Triaskalk von Brașov und seine Fauna. – *An. Inst. Com. Geol. Rom.*, **17** (1932), 1–106, Bukarest.
- JELASKA, V., KOLAR-JURKOVŠEK, T., JURKOVŠEK, B. & GUŠIĆ, I. (2003): Triassic beds in the basement of the Adriatic-Dinaridic carbonate platform of Mt. Svilaja (Croatia). – *Geologija*, **46**, 225–230, Ljubljana.
- JELEN, B. (1990): The Karnian bivalves (Mollusca) from Lesno brdo, Slovenia, NW Yugoslavia and their paleobiological significance. – *Geologija*, **31/32**, 11–27 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- JELEN, M. & KUŠEJ, J. (1982): Quantitative palynological analysis of Julian clastic rocks from the lead-zinc deposit of Mežica. – *Geologija*, **25**, 213–227, Ljubljana.
- JÓZSA, S., DOSZTÁLY, L., GULÁCSI, Z. & KOVÁCS, S. (1996): Ophiolites of Szarvaskő, Darnó Hill and Bódva Valley. – In: [org. by] OMF [et al.]: Workshop “Magmatic Events in Rifted Basins” under the aegis of IGCP. – Project 369 (1996, Budapest, Mecsek, Bükk), p. 16, Budapest (OMFB [Hungarian National Committee for Technological Development]).
- JURCSÁK, T. (1978): Des nouveaux résultats dans l'étude des Saouriens fossiles d'Aleșd (départ. Bihor, Roumanie). – *Nymphaea*, **6**, 15–60 (in Romanian, French summary), Oradea.

- JURKOVŠEK, B. (1978): Biostratigraphy of the Carnian beds in the Mežica area. – *Geologija*, **21**, 173–208 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- JURKOVŠEK, B. (1983): Fassanian beds with daonellas in Slovenia (Fassanske plasti z daonelami v Sloveniji). – *Geologija*, **26**, 29–70.
- JURKOVŠEK, B. (1984): Langobardian beds with daonellas and posidonias in Slovenia (Langobardske plasti z daonelami in pozidonijami v Sloveniji). – *Geologija*, **27**, 41–95.
- JURKOVŠEK, B. (1993): Karnijske plasti s školjkami južno od Rovt. – *Geologija*, **36**, 195–205.
- JURKOVŠEK, B. & JELEN, B. (1989): Fossil lamellibranchs from the Carnian beds at Orle (Fosilne školjke iz karnijskih plasti pri Orlah). – *Geologija*, **31/32**, 129–132.
- JURKOVŠEK, B. & KOLAR-JURKOVŠEK, T. (1986): A Late Triassic (Carnian) fish skeleton (family Birgeriidae) from Slovenia, NW Yugoslavia. – *Neues Jb. Geol. Paläontol., Monatsh.*, **8**, 475–478.
- JURKOVŠEK, B. & KOLAR-JURKOVŠEK, T. (1997): Carnian crinoids from the Mežica area (Karnijski krinoidi iz okolice Mežice). – *Razpr. Slov. akad. znan. umet., Razr. naravosl. vede*, **38**, 33–71.
- JURKOVŠEK, B., OGORELEC, B., KOLAR-JURKOVŠEK, T., JELEN, B., ŠRIBAR, L. & STOJANOVIĆ, B. (1984): The geological structure of the area south of Vršič with special regard to the development of Carnian beds. – *Rud. Met. zb.*, **31**, 301–334 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- KAIM, A., JURKOVŠEK, B. & KOLAR-JURKOVŠEK, T. (2006): New associations of Carnian gastropods from Mežica region in the Karavanke Mountains of Slovenia. – *Facies*, **52**, 469–482, Berlin – Heidelberg.
- KARAMATA, S. (2006): The geological development of the Balkan Peninsula related to the approach, collision and compression of Gondwanan and Eurasian units. – In: ROBERTSON, A.H.F. & MOUNTAKIS, D. (Eds.): *Tectonic development of the Eastern Mediterranean Region*. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **260**, 155–178, London.
- KARAMATA, S. & KRSTIĆ, B. (1996): Terranes of Serbia and neighbouring areas. – In: KNEŽEVIĆ, V. & KRSTIĆ, B. (Eds.): *Terranes of Serbia: The formation of the geologic framework of Serbia and the adjacent regions*. – 25–40, Beograd (Facult. Min. Geol., Univ. Belgrade, Comm. Geod., Serbian Acad. Sci. Arts).
- KARAMATA, S., KRSTIĆ, B., DIMITRIJEVIĆ, M.D., DIMITRIJEVIĆ, M.N., KNEŽEVIĆ, V., STOJANOV, R. & FILIPOVIĆ, I. (1997): Terranes between the Moesian plate and the Adriatic Sea. – In: PAPANIKOLAOU, D. & SASSI, F.P. (Eds.): *IGCP Project 276, Terrane maps and terrane descriptions*. – *Ann. Géol. Pays Helléniques, 1e Sér.*, **37**, 429–477, Athens.
- KARAMATA, S., DIMITRIJEVIĆ, M.N. & DIMITRIJEVIĆ, M.D. (1999): Oceanic realms in the central part of the Balkan Peninsula during the Mesozoic. – *Slovak Geol. Mag.*, **5**, 173–177, Bratislava.
- KARAMATA, S., OLUJIĆ, J., PROTIĆ, L.J., MILOVANOVIĆ, D., VUJNOVIĆ, L., POPEVIĆ, A., MEMOVIĆ, E., RADOVANOVIĆ, Z. & RESIMIĆ-ŠARIĆ, K. (2000): The Western Belt of the Vardar Zone – the remnant of a marginal sea. – In: KARAMATA, S. & JANKOVIĆ, S. (Eds.): *Proceedings of the International Symposium “Geology and metallogeny of the Dinarides and the Vardar Zone”*. – *Acad. Sci. Arts Repub. Srpska, Collect. and Monogr.*, I, Dep. Nat., Math. Tech. Sci., **1**, 131–135, Banja Luka – Srb. Sarajevo.
- KARAMATA, S., VASIĆ, N., OLUJIĆ, J., VISHNEVSKAYA, V., MARCHENKO, T., VUJNOVIĆ, L. & MICIĆ, V. (2004): The bedded chert sequence of Uzlomac (Bosnia) an association formed at the continental slope beneath the Dinaridic Upper Triassic–Jurassic carbonate platform. – *Bulletin T.* **119**, Serbian Acad. Sci. Arts, Cl. Sci. Math. Nat., Sci. Nat., **42**, 363–378, Belgrade.
- KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. (1985): Permian–Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric–Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug. – *Acta Geol. Hung.*, **28**, 71–84, Budapest.
- KEMENCI, R. & ČANOVIĆ, M. (1997): Geologic setting of the Pre-Tertiary basement in Vojvodina. Part I: The Tisza Mega-Unit of North Vojvodina. – *Acta Geol. Hung.*, **40**, 1–36, Budapest.
- KILIAS, A., FRISCH, W., AVGERINAS, A., DUNKL, I., FALALAKIS, G. & GAWLICK, H.-J. (2010): Alpine architecture and kinematics of deformation of the northern Pelagonian nappe pile in the Hellenides. – *Austrian J. Earth Sci.*, **103**, 4–28, Vienna.
- KISS, G., MOLNÁR, F. & PALINKAŠ, L. (2008): Volcanic facies and hydrothermal processes in Triassic pillow basalts from the Darnó Unit, NE Hungary. – *Geol. Croatica*, **61**, 385–394, Zagreb.
- KLISIĆ, M., MIČIĆ, I., PAJIĆ, V., SIMIĆ, D. & KANDIĆ, M. (1972): Contribution to the stratigraphy of the Trepča metamorphic series. – *Zapisnici Srp. Geol. Druš. za 1968, 1969 i 1970 (Zbor 10. XII. 1968)*, 105–107 (in Serbian, Cyrillic), Belgrade.
- KOHÚT, M., PLAŠIENKA, D., PUTIŠ, M., IVAN, P., MÉRES, Š., HAVRILA, M., UHER, P. & MICHALÍK, J. (2008): Structure of the “core mountains” of western Slovakia (Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.). – In: NÉMETH, Z. & PLAŠIENKA, D. (Eds.): *Proceedings and Excursion Guide of SloVtec 08*. – 6th Meeting of the CETeG & 13th Meet. of the Czech TSG, 2008, Upohlav, PKB, Slovakia, 59–186 (Havrila – Hronicum: 174–178), Bratislava (Štátny Geol. Ústav D. Štúra).
- KOLAR-JURKOVŠEK, T. (1991): Microfauna of Middle and Upper Triassic in Slovenia and its biostratigraphic significance. – *Geologija*, **33**, 21–170 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- KOLAR-JURKOVŠEK, T. (2011): Latest Triassic conodonts of the Slovenian Basin and some remarks on their evolution. – *Geologija*, **54/1**, 83–92.
- KOLAR-JURKOVŠEK, T. & JURKOVŠEK, B. (1996): Contribution to the knowledge of the Lower Triassic conodont fauna in Slovenia. – *Razprave IV. razr. SAZU*, **37**, 3–21, Ljubljana.
- KOLAR-JURKOVŠEK, T. & JURKOVŠEK, B. (1997): *Valvasoria carnolica* n. gen. n. sp., a Triassic Worm from Slovenia. – *Geologia Croatica*, **50/1**, 1–5.
- KOLAR-JURKOVŠEK, T. & JURKOVŠEK, B. (2003): *Clypeina besici* Pantić (Chlorophyta, Dasycladales) from the “Raibl Beds” of the Western Karavanke Mountains (Slovenia). – *Geol. Carpathica*, **54**, 237–242, Bratislava.
- KOLAR-JURKOVŠEK, T. & JURKOVŠEK, B. (2007): First record of Hindeodus-Isarcicella population in Lower Triassic of Slovenia. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **252**, 72–81, Amsterdam.
- KOLAR-JURKOVŠEK, T. & JURKOVŠEK, B. (2010): New paleontological evidence of the Carnian strata in the Mežica area (Karavanke Mts, Slovenia): conodont data for the Carnian pluvial event. – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **290/1-4**, 81–88. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.06.015>
- KOLAR-JURKOVŠEK, T., BUSER, S. & JURKOVŠEK, B. (1983): Upper Triassic Beds of the Western Part of the Pokljuka Plateau (NW Yugoslavia). – *Rud. Met. zb.*, **30**, 151–185 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- KOLAR-JURKOVŠEK, T., GAZDŽICKI, A. & JURKOVŠEK, B. (2005): Conodonts and foraminifera from the “Raibl Beds” (Carnian) of the Karavanke Mountains, Slovenia: stratigraphical and palaeobiological implications. – *Geol. Quarterly*, **49**, 429–438, Warsaw.
- KONRÁD, GY. (1998): Synsedimentary tectonic events in Middle Triassic evolution of the SE Transdanubian part of Tisza Unit. – *Acta Geol. Hung.*, **41**, 327–342, Budapest.
- KOVÁČ, P. & HAVRILA, M. (1998): Inner structure of Hronicum. – *Slovak Geol. Mag.*, **4**, 275–280, Bratislava.
- KOVÁCS, S. (1979): Geological buildup of the South Gemeric Alsóhegy. – *Őslénytani Viták*, **24**, 33–58 (in Hungarian, English summary), Budapest.
- KOVÁCS, S. (1983): The “Tisia problem” and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of the early Mesozoic facies zones. – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **60**, 75–83, Bucharest.

- KOVÁCS, S. (1984): North Hungarian Triassic facies types: A review. – *Acta Geol. Hung.*, **27**, 251–264, Budapest.
- KOVÁCS, S. (1992): Tethys “western ends” during the Late Paleozoic and Triassic and their possible genetic relationships. – *Acta Geol. Hung.*, **35**, 329–369, Budapest.
- KOVÁCS, S. (1994): Conodonts of stratigraphical importance from the Anisian/Ladinian boundary interval of the Balaton Highland, Hungary. – *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, **99**, 473–514, Milan.
- KOVÁCS, S. (1997): Middle Triassic rifting and facies differentiation in Northeast Hungary. – In: SINHA, A.K. (Ed.): *Geodynamic domains in the Alpine-Himalayan Tethys*. – 375–397, New Delhi – Calcutta (Oxford & IBH Publishing Co. Pvt. Ltd.).
- KOVÁCS, S. (1998): Events preceding the opening of the Mesozoic Tethys in the East Mediterranean Region. – In: PAPANIKOLAOU, D. & SASSI, F.P. (Eds.): *IGCP Project 276*. – Newsletter No. 6, Geol. Soc. Greece, Spec. Publ. **3**, 122–139, Athens.
- KOVÁCS, S. (2011): Type section of the Triassic Bódvalenke Limestone Formation (Rudabánya Mts., NE Hungary) – the northwesternmost occurrence of a Neotethyan deep water facies. – *Central European Geology*, **53/2–3** (2010), 121–133, Budapest.
- KOVÁCS, S. & HIPS, K. (1998): Stratigraphy of the Late Paleozoic formations of the Bükk and Aggtelek-Rudabánya Mountains (A Bükk és az Aggtelek-Rudabányai hegység újpaleozoós képződményeinek rétegtana). – In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (Eds.): *Stratigraphy of the Hungarian Geological Formations (Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana)*. – 149–153 (in Hungarian), Budapest (MOL Rt. – Magyar Áll. Földt. Int.).
- KOVÁCS, S. & RÁLISCH-FELGENHAUER, E. (2005): Middle Anisian (Pelsonian) platform Conodonts from the Triassic of the Mecsek Mts. (South Hungary). Their taxonomy and stratigraphic significance. – *Acta Geol. Hung.*, **48**, 69–105, Budapest.
- KOVÁCS, S., LESS, GY., PIROS, O., RÉTI, ZS. & RÓTH, L. (1989): Triassic formations of the Aggtelek-Rudabánya Mountains (Northeastern Hungary). – *Acta Geol. Hung.*, **32**, 31–63, Budapest.
- KOVÁCS, S., SZEDERKÉNYI, T., HAAS, J., BUDA, GY., CSÁSZÁR, G. & NAGYMAROSY, A. (2000): Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. – *Acta Geol. Hung.*, **43**, 225–328.
- KOVÁCS, S., LESS, GY., HIPS, K., PIROS, O. & JÓZSA, S. (2004): Aggtelek-Rudabánya Units (Aggtelek-Rudabányai egységek). – In: HAAS, J. (Ed.): *Geology of Hungary. Triassic (Magyarország geológiai Triász)*. – 197–288 (in Hungarian), Budapest (Eötvös Kiadó).
- KOVÁCS, S., RÁLISCH-FELGENHAUER, E. & BÓNA, J. (2006): Conodont colour alteration related to a half-graben structure: an example from the Mesozoic of the Mecsek and Villány Hills area (Tisza Megaunit, Southern Hungary). – *Geol. Carpathica*, **57**, 257–268, Bratislava.
- KOVÁCS, S., HAAS, J., SZEBÉNYI, G., GULÁCSI, Z., JÓZSA, S., PELIKÁN, P., BAGOLY-ÁRGYELÁN, G., GÖRÖG, Á., OZSVÁRT, P., GECSE, ZS. & SZABÓ, I. (2008a): Permo-Mesozoic formations of the Recsk-Darnó Hill area: stratigraphy and structure of the Pre-Tertiary basement of the Paleogene Recsk Ore Field. – *Geosciences (Publ. Univ. Miskolc)*, ser. A, Mining, **73**, 33–56, Miskolc.
- KOVÁCS, S., GAWLICK, H.-J., HAAS, J., MISSONI, S., OZSVÁRT, P. & SUZUKI, H. (2008b): New Triassic and Jurassic biostratigraphic constraints for precision of the age of Darnó ophiolitic mélangé (NE Hungary). – *Journal of Alpine Geology*, **49**, 57, Vienna.
- KOVÁCS, S., HAAS, J., OZSVÁRT, P., PALINKÁŠ, L., KISS, G., MOLNÁR, F., JÓZSA & KÖVÉR SZ. (2011): Re-evaluation of the Mesozoic complexes of Darnó Hill (NE Hungary) and comparisons with Neotethyan accretionary complexes of the Dinarides and Hellenides – preliminary data. – *Central European Geology*, **53/2–3** (2010), 205–231, Budapest.
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L. & KOVÁCS, S. (2008): Structural position and sedimentary connections of Jurassic formations of the Rudabánya Hills – an overview of old conceptions and a new working hypothesis. – *Ann. Rep. Geol. Inst. Hung.*, **2006**, 97–120 (in Hungarian, English summary), Budapest.
- KÖVÉR, SZ., HAAS, J., OZSVÁRT, P., GÖRÖG, Á., GÖTZ, A.E. & JÓZSA, S. (2009): Lithofacies and age data of Jurassic foreslope and basin sediments of Rudabánya Hills (NE Hungary) and their tectonic interpretation. – *Geol. Carpathica*, **60**, 351–379, Bratislava.
- KOZUR, H. (1991): The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **87**, 109–135, Amsterdam.
- KOZUR, H. (1999): The correlation of the Germanic Buntsandstein and Muschelkalk with the Tethyan Scale. – In: BACHMANN, G.I. & LERCHE, I. (Eds.): *Epicontinental Triassic*. – *Zentralbl. Geol. Paläont. Teil I.*, **1999**, 701–726, Stuttgart.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1973): Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. – *Geol. Zborn. Geol. Carpathica*, **24**, 365–374, Bratislava.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1992): Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-Rudabányaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **18**, 87–129, Innsbruck.
- KOZUR, H. & RÉTI, ZS. (1986): The first paleontological evidence of Triassic ophiolites in North Hungary. – *N. Jb. Geol. Paläont.*, **5**, 284–292, Stuttgart.
- KRAINER, K. (1985a): Beitrag zur Mikrofazies, Geochemie und Paläogeographie der Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen und des Karwendel. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **6**, 129–142, Wien.
- KRAINER, K. (1985b): Zur Sedimentologie des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **14/2**, 21–81, Innsbruck.
- KRÄUTNER, H.-G. & BINDEA, G. (1998): Timing of the Ditrău Alkaline intrusive Complex (Eastern Carpathians, Romania). – *Slovak Geol. Mag.*, **4**, 213–221, Bratislava.
- KRIVIC, K. & BUSER, S. (1979): Excursion M. Hudajužna in the Bača Valley – Carnian stage. – In: DROBNE, K. (Ed.): *Guidebook 16th European Micropaleontol. Colloq. Zagreb-Bled*. – 229–232, Ljubljana (Croat. Geol. Soc. & Slov. Geol. Soc.).
- KRONOME, B. (2002): Some constraints to internal division of the Meliata Unit s.l. (Inner Western Carpathians, Slovakia) based on petrographic study and field relations. – *Geol. Carpathica*, **53**, Spec. Issue, CD-ROM, Bratislava.
- KRZYSTYN, L. with contributions by B. PLÖCHINGER & H. LOBITZER (1980): Triassic Conodont localities in the Salzkammergut Region (Northern Calcareous Alps). – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): *Second European Conodont Symposium – ECOS II*. – *Field-Trip B, Abh. Geol. B.-A.*, **35**, 61–98, Vienna.
- KRZYSTYN, L. (1987): Zur Rhät-Stratigraphie in den Zlambachschichten (vorläufiger Bericht). – *Sitzungber. Österr. Akad. Wiss., Math.-natw. Kl., Abt. 1*, **196**, 21–36, Wien.
- KRZYSTYN, L. (1991): Die Fossilagerstätten der alpinen Trias. – In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Ed.): *Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreich*. – 24–78, Wien (Österr. Paläont. Ges.).
- KRZYSTYN, L. (1999): The northwestern margin of the Triassic Tethys – an overview. – *Tübinger Geowiss. Arbeiten, Reihe A*, **52**, 86–87, Tübingen.
- KRZYSTYN, L. (2008): The Hallstatt pelagics – Norian and Rhaetian Fossilagerstaetten of Hallstatt. – *Ber. Geol. B.-A.*, **76**, 81–98, Vienna.
- KRZYSTYN, L. & LEIN, R. (1996): Triassische Becken- und Plattform-sedimente der östlichen Kalkalpen. – *Exkursionsführer Sediment '96*, *Ber. Geol. B.-A.*, **33**, 1–23, Wien.
- KRZYSTYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W. (1971): Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **137**, 284–304, Stuttgart.

- KRYSSTYN, L., LEIN, R., MELLO, J., RIEDEL, P. & PILLER, W. (1990): "Tisovec Limestone" – an example of the problems of lithostratigraphic correlation between the Northern Calcareous Alps and the central West Carpathians. – In: MINARIKOVÁ, D. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. – 125–136, Vienna-Prague (Federal Geological Survey Vienna, Geological Survey Prague).
- KRYSSTYN, L., LEIN, R., SCHLAF, J. & BAUER, F.K. (1994): Über ein neues obertriadisch-jurassisches Intraplattformbecken in den Südkarawanken. – In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (Eds.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, Teil 2. – 409–416, Wien – Budapest (Geol. B.-A. – Magyar Áll. Földt. Int.).
- KRYSSTYN, L., BOUQUEREL, H., KUERSCHNER, W., RICHOSZ, S. & GALLET, Y. (2007): Proposal for a candidate GSSP for the base of the Rhaetian stage. – In: LUCAS, S.G. & SPIELMANN, J.A. (Eds.): The Global Triassic. – New Mexico Museum Nat. Hist. & Science Bull., **41**, 189–199, Albuquerque, NM.
- KRYSSTYN, L., MANDL, G.W. & SCHAUER, M. (2009): Growth and termination of the Upper Triassic platform margin of the Dachstein area (Northern Calcareous Alps, Austria). – Austrian Journ. of Earth Sci., **102**, 23–33, Vienna.
- KUBOVICS, I., SZABÓ, CS., HARANGI, SZ. & JÓZSA, S. (1990): Petrology and petrochemistry of Mesozoic magmatic suites in Hungary and adjacent areas, an overview. – Acta Geod. Geoph. Mont. Hung., **25**, 345–371, Budapest.
- KÜHN, O. (1936): Die Anthozoen, Hydrozoen, Tabulaten und Bryozoen der Trias von Braşov (Kronstadt). – An. Inst. Com. Geol. Rom., **17** (1932), 109–132, Bukarest.
- LEIN, R. (1981): Deckschollen aus Hallstätter Buntkalken in Salzburgfazies in den Müritzalpen südlich von Mariazell (Steiermark). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**, 207–235, Wien.
- LEIN, R. (1982): Paläogeographie und tektonische Deformation des Aflenzer Troges im Bereich der westlichen Müritzalpen südlich Mariazell (Steiermark). – Jahresbericht 1981 Hochschulschwerpt S **15**, 203–221, Leoben.
- LEIN, R. (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 117–128, Wien.
- LEIN, R. (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps. – 85–102, Vienna (Franz Deuticke).
- LEIN, R. (1989): Neufassung des Begriffes Raminger Kalk (Oberladin–Unterkarn) auf mikrofazialer Grundlage. – In: KRAINER, K. (Ed.): 4. Treffen dtsprach. Sedimentologen, Innsbruck 1989. – Zentralbl. Geol. Paläont., Teil I, 1989, **9/10**, 2 S., Stuttgart.
- LEIN, R. (2000): Die Hallstätter Trias der Müritzalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **44**, 289–296, Wien.
- LEIN, R. (2001): Neue Daten zur Mitteltrias-Schichtfolge des Semmeringsystems. – Arbeitstagung der Geol. B.-A. 2001 (Neuberg a.d. Mürz), 61–62, Wien (Geol. B.-A.).
- LEIN, R. & GAWLICK, H.-J. (1999): Die tektonische Stellung der Hallstätter Schichtfolge des Naßwald-Halbfensters – Neuergebnisse auf der Grundlage von stratigraphischen, faziellen und Conodont Colour Alteration Index (CAI) Untersuchungen (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **42**, 181–186, Wien.
- LEIN, R. & GAWLICK, H.-J. (2003): Zur tektonischen Stellung der Basalschuppen der Kalkkögel (Brenner-Mesozoikum) auf der Basis von Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Untersuchungen. – Arbeitstagung der Geol. B.-A. 2003 (Blatt 148 Brenner), 111–116, Wien (Geol. B.-A.).
- LEIN, R. & GAWLICK, H.-J. (2008): Plattform-Drowning im mittleren Anis – ein überregionaler Event. – Journal of Alpine Geology, **49**, 61–62, Wien.
- LEIN, R., GAWLICK, H.-J. & KRYSSTYN, L. (1997): Paläogeographie und tektonische Herkunft des Drauzuges – Eine Diskussion auf der Basis von Fazies- und Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Untersuchungen. – Zentralbl. Geol. Paläont. Teil I., **1996**, 471–483, Stuttgart.
- LEIN, R., GAWLICK, H.-J. & KRYSSTYN, L. (2010): Die Annaberger Wende: Neudefinition der Annaberg-Formation als Ausdruck der ersten Öffnungsphase der Neotethys im Bereich der Ostalpen. – Journal of Alpine Geology, **52**, 165–166, Wien.
- LELKES-FELVÁRI, GY., FRANK, W. & SCHUSTER, R. (2003): Chronological constraints on Variscan, Permian-Triassic and eo-Alpine (Cretaceous) evolution of the Great Hungarian Plain basement. – Geol. Carpathica, **54**, 299–315, Vienna.
- LEŠKO, B. & VARGA, I. (1980): Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. – Miner. Slovaca, **12**, 97–130, Bratislava.
- LESS, GY. (2000): Polyphase evolution of the structure of the Aggtelek-Rudabánya Mountains (NE Hungary), the southernmost element of the Inner Western Carpathians – a review. – Slovak Geol. Mag., **6**, 260–268, Bratislava.
- LESS, GY. & MELLO, J. (Eds.), ELEČKO, M., KOVÁCS, S., PELIKÁN, P., PENTELÉNYI, L., PEREGI, ZS., PRISTAŠ, J., RADÓCZ, GY., SZENTPÉTERY, I., VASS, D., VOZÁR, J. & VOZÁROVÁ, A. (2004): Geological map of the Gemer-Bükk Area 1:100.000. – Budapest (Hung. Geol. Inst.).
- LINZER, H.G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – Tectonophysics, **242**, 41–61, Amsterdam.
- LOBITZER, H. (1974): Fazielle Untersuchung an norischen Karbonatplattformbecken (Dachsteinkalk – Aflenzer Kalk) im südöstlichen Hochschwabgebiet (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 75–92, Wien.
- LUCAS, S.G., KOLAR-JURKOVŠEK, T. & JURKOVŠEK, B. (2008): First record of a fossil amphibian in Slovenia (Lower Triassic, Olenekian). – Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., **114**, 323–326, Milan.
- LUPU, M. (1983): The Mesozoic history of the South Apuseni Mountains. – An. Inst. Geol. Geofiz., **60**, 115–124, Bucharest.
- LUPU, M. & LUPU, D. (1967): La présence du Werfénien dans les Carpates Méridionales centrales (Valea lui Stan). – Stud. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., ser. Geol., **12**, 461–464 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- LUPU, M. & LUPU, D. (1985): L'olistolite de calcaire néotriassique de Bejan (au Nord de Deva – Monts Apuseni du Sud). – Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz., **69/5**, 37–40, Bucharest.
- LUPU, M., KRÄUTNER, H., ȚICLEANU, N., BOȘTINESCU, S., BANDRABUR, T., KRÄUTNER, FL., HORVATH, A. & NICOLAE, I. (1983): Geological map of R. S. Romania (Harta Geologică Republica Socialistă România), Sheet 89b, Deva 1:50.000. – Bucharest (Inst. Geol. Geofiz.).
- MAHEL, M. (Ed.) (1973): Tectonic map of the Carpathian-Balkan mountain system and adjacent areas 1:1.000.000, Carpathian-Balkan Assoc. Tect. Commission. – Paris, Warsaw (Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava/UNESCO).
- MAHEL, M. (1984): The West Carpathians. – In: MAHEL, M. & MAL-KOVSKÝ, M. (Eds.): Explanations to tectonic map of Czechoslovakia 1:500.000. – 29–50, Bratislava (Geol. Ústav D. Štúra).
- MAHEL, M. (1986): Geological pattern of the Czechoslovak Carpathians – Palealpine Units 1 (Geologická stavba československých Karpát. Palealpínske jednotky 1). – 503 p. (in Slovak), Bratislava (Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied).
- MANDL, G.W. (1984): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes – ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 133–176, Wien.

- MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92**, 61–77, Vienna.
- MANDL, G.W. & ONDREJČKOVÁ, A. (1991): Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den Nördlichen Kalkalpen – ein Vorbericht. – *Jb. Geol. B.-A.*, **134**, 309–318, Wien.
- MANDL, G.W. & ONDREJČKOVÁ, A. (1993): Radiolarien und Conodonten aus dem Meliatikum im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **136**, 841–871, Wien.
- MANTEA, GH. (1969): Géologie de la partie nord-ouest des Monts Bihor (région de Ferice). – *Stud. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., ser. Geol.*, **14**, 511–522 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- MANTEA, GH. (1985): Geological studies in the upper basin of the Someșul Cald Valley and the Valea Seacă Valley region (Bihor-Vlădeasa Mountains). – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **66**, 5–89, Bucharest.
- MARJANAC, T. (2000): Triassic of Dalmatia – Evidence of a failed rift (Muć section). – *PANCARDI 2000, Vijesti Hrvatskoga Geološkog Društva*, **37/2**, 117–126, Zagreb.
- MASLAREVIĆ, LJ. & ČENDIĆ, R. (1994): Braided river deposits at Stara Planina (Eastern Serbia). – *Radovi Geoinst.*, **30**, 51–63 (in Serbian, English summary), Belgrade.
- MASLAREVIĆ, LJ. & KRSTIĆ, B. (2001): Continental Permian and Lower Triassic red beds of the Serbian Carpatho-Balkanides. – *Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sci. Nat., Monografia No.* **25**, 245–252, Brescia.
- MAZZOLI, C., SASSI, R. & VOZÁROVÁ, A. (1992): The pressure character of the Alpine metamorphism in the Central and Inner Western Carpathians (Czechoslovakia). – *Spec. Vol. IGCP Project 276*, 109–117, Bratislava (Dionýz Štúr Inst. Geol.).
- MELLO, J. (1974): Facial development and facial relations of the Slovak Karst Middle and Upper Triassic (West Carpathians, Southern part of Gemerids). – *Schrift. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, **2**, 147–155, Vienna.
- MELLO, J. (1975a): Triassische Biohermenkalke im östlichen Teil des Slowakischen Karstes. – *Geol. Zborn. Geol. Carpathica*, **26**, 21–46, Bratislava.
- MELLO, J. (1975b): Pelagic and reef sediment relations of the Middle Triassic in the Silica nappe and transitional strata nature (the Slovak karst, West Carpathians). – *Geol. Zborn. Geol. Carpathica*, **26**, 237–252, Bratislava.
- MELLO, J. (1996): Meliaticum – geological development, position and relation to surrounding units. – *Geol. Práce, Správy*, **101**, 41–43, Bratislava.
- MELLO, J. & REICHWALDER, P. (1979): Geological profiles through the SE part of the Spišsko-gemerské Rudohorie Mts. and the adjacent part of the Slovak Karst. – In: MAHEL, M. (Ed.): *Tectonic profiles through the West Carpathians*. – *Conf. Symp. Sem*, 199–202 (in Slovak, English summary), Bratislava (Geol. Ústav D. Štúra).
- MELLO, J., POLÁK, M. & ONDREJČKOVÁ, A. (1995): Mesozoic radiolarites of central and inner part of the West Carpathians. – *Carpathian-Balkan Geological Association 15th Congress Reports, Geol. Soc. Greece*, **4/1**, 232–236, Athens.
- MELLO, J. (Ed.), ELEČKO, M., PRISTAŠ, J., REICHWALDER, P., SNOPKO, L., VASS, D. & VOZÁROVÁ, A. (1996): Geological map of the Slovenský kras Mts 1:50.000. – Regional geological maps of Slovakia, Bratislava (Vyd. Ministerstvo Životného prostredia Slov. Rep.-Geol. Služba Slov. Rep.).
- MELLO, J. (Ed.), ELEČKO, M., PRISTAŠ, J., REICHWALDER, P., SNOPKO, L., VASS, D., VOZÁROVÁ, A., GAÁL, L., HANZEL, V., HÓK, J., KOVÁČ, P., SLAVKAY, M. & STEINER, A. (1997): Explanations to the geological map of the Slovenský kras Mts 1:50.000. – 256 p. (in Slovak, English summary), Bratislava (Vyd. D. Štúra, Geol. Služba Slov. Rep.).
- MELLO, J., REICHWALDER, P. & VOZÁROVÁ, A. (1998): Bôrka Nappe: high-pressure relic from the subduction-accretion prism of the Meliata ocean (Inner Western Carpathians, Slovakia). – *Slovak Geol. Mag.*, **4**, 261–273, Bratislava.
- MELLO, J. (Ed.), FILO, I., HAVRILA, M., IVANIČKA, J., MADARÁS, J., NÉMETH, Z., POLÁK, M., PRISTAŠ, J., VOZÁR, J., KOŠA, E. & JACKO, S.JR. (2000a): Geological map of the Slovenský Raj-Galmus Mts. and Hornád Depression 1:50.000. – Regional geological maps of Slovakia, Bratislava (Vyd. Ministerstvo Životného prostredia Slov. Rep. – Štátny Geol. Ústav D. Štúra).
- MELLO, J. (Ed.), FILO, I., HAVRILA, M., IVAN, P., IVANIČKA, J., MADARÁS, J., NÉMETH, Z., POLÁK, M., PRISTAŠ, J., VOZÁR, J., VOZÁROVÁ, A., LIŠČÁK, P., KUBEŠ, P., SCHERER, S., SIRÁNOVÁ, Z., SZALAIÓVÁ, V. & ŽÁKOVÁ, E. (2000b): Explanatory text to the geological map of the Slovenský raj, Galmus Mts. and Hornád Depression 1:50.000. – 304 p. (in Slovak, English summary), Bratislava (Vyd. D. Štúra, Štátny Geol. Ústav D. Štúra).
- MEMOVIĆ, E., CVETKOVIĆ, V., KNEŽEVIĆ, V. & ZAKARIADZE, G. (2004): The Triassic metabasalts of Dudin Krš, near Kosovska Mitrovica, Serbia. – *Geol. An. Balk. Poluos.*, **65**, 85–91, Belgrade.
- MICHALÍK, J., PLANDEROVÁ, E. & SÝKORA, M. (1976): To the stratigraphic and paleogeographic position of the Tomanová Formation of the Upper Triassic of the West Carpathians. – *Geol. Zborn. Geol. Carpathica*, **27**, 299–318, Bratislava.
- MIČIĆ, I., UROŠEVIĆ, D., KANDIĆ, M., KLISIĆ, M. & SIMIĆ, D. (1972): Findings of Triassic conodont fauna in the metamorphic complex of Kopaonik Mt. (Nalazak trijaske konodontske faune u metamorfnom kompleksu Kopaonika). – *Zapiski Srp. geol. druš. za 1968, 1969 i 1970 (Zbor 10. XII 1968)*, Belgrade, 103–104 (in Serbian, Cyrillic), Belgrade.
- MIETTO, P. & MANFRIN, S. (1995): A high resolution Middle Triassic ammonoid standard scale in the Tethys Realm. A preliminary report. – *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **166**, 539–563, Paris.
- MIOČ, P. (1981): Tectonic relation between the Sava Nappe and surrounding units in Slovenija and its position in the structure of the Dinarides. – *Nafta*, **32**, 543–548, Zagreb.
- MIRĂUȚĂ, E. & GHEORGHIAN, D. (1978): Étude microfaunistique des formations triasiques (transylvaines, bucoviennes et gétiques) des Carpates Orientales. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **64/3**, 109–162, Bucharest.
- MIRĂUȚĂ, E. & GHEORGHIAN, D. (1993): Nouvelles données biostratigraphiques concernant les dépôts triasiques de Sasca Montană (zone de Reșița-Moldova Nouă, Banat). – *Rom. Journ. Stratigr.*, **75**, 29–32, Bucharest.
- MIŠÍK, M. & BORZA, K. (1976): Obere Trias bei Silická Brezová (Westkarpaten). – *Acta Geol. Geogr. Univ. Comenianae, Geol.*, **30**, 5–49, Bratislava.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2010): Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany). – *International Journal of Earth Sciences*, **100/7**, 1605–1631, Berlin – Heidelberg (Springer). <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-010-0552-z>
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011): Jurassic mountain building and Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). – *Facies*, **57**, 137–186, Berlin – Heidelberg (Springer). <http://dx.doi.org/10.1007/s10347-010-0225-1>
- MISSONI, S., STEIGER, T. & GAWLICK, H.-J. (2001): Das Gschirrkopfenster in den Berchtesgadener Kalkalpen (Deutschland) und seine Interpretation: Neuergebnisse auf der Basis von stratigraphischen und faziellen Untersuchungen. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **45**, 89–110, Wien.
- MISSONI, S., GAWLICK, H.-J., DUMITRĂCĂ, P., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (2008): Late Triassic mass-flow deposits in hemipelagic “Slovenian Trough”-like sediments in the Karavank Mountains (Austria) triggered by Late Triassic strike-slip movements. – *Journal of Alpine Geology*, **49**, 71, Vienna.

- MISSONI, S., VELIĆ, I., GAWLICK, H.-J., TIŠLJAR, J. & VLAHOVIĆ, I. (2010): How many Middle Triassic carbonate platforms existed in the Outer Dinarides? New insights from the Velebit Mountain (Croatia). – *Journal of Alpine Geology*, **52**, 185–187, Vienna.
- MISSONI, S., GAWLICK, H.-J., SUDAR, M.N., JOVANOVIĆ, D. & LEIN, R. (2012): Onset and demise of the Wetterstein Carbonate Platform in the mélange areas of the Zlatibor Mountain (Sirogojno, SW Serbia). – *Facies*, **58/1**, 95–111, Berlin – Heidelberg (Springer). <http://dx.doi.org/10.1007/s10347-011-0274-0>
- MOCK, R. (1980a): Gemericum – definition and delimitation (Gemerikum — definiția a ohraničenje). – *Miner. Slovaca*, **12**, 228 (in Slovak), Bratislava.
- MOCK, R. (1980b): Novel knowledge and some problems as regards the geology of the inner West Carpathians. – *Földtani Kutatás*, **23/3**, 11–15 (in Hungarian, English summary), Budapest.
- MOCK, R., SÝKORA, M., AUBRECHT, R., OŽVOLDOVÁ, L., KRONOME, B., REICHWALDER, R.P. & JABLONSKÝ, J. (1998): Petrology and stratigraphy of the Meliaticum near the Meliata and Jaklovce villages, Slovakia. – *Slovak Geol. Mag.*, **4**, 223–260, Bratislava.
- MONOSTORI, M. (1996): Ostracods and charophytes from the Triassic Kantavár Formation, Mecsek Mts., Hungary. – *Acta Geol. Hung.*, **39**, 311–317, Budapest.
- MOSTLER, H. (1978): Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **7/3**, 1–28, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1984): Mikrofazies und Palökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. – *Facies*, **10**, 87–144, Erlangen.
- MUDRENOVIĆ, V. (1995): Cephalopods from the Bulog Limestones of Sirogojno. – *Geol. An. Balk. Polous.*, **59**, 203–214 (in Serbian and English), Belgrade.
- MUTHAC, V. (1966): Problems of stratigraphy and tectonics regarding the Rarău syncline/Eastern Carpathians (Probleme de stratigrafie și tectonică privind sinclinalul Rarăului /Carpații Orientali/). – *Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr.*, ser. Geol., **11**, 483–496 (in Romanian), Bucharest.
- MUTHAC, V. (1968): Structure géologique de la partie nord du synclinal marginal externe / Carpates Orientales (Structura geologică a Compartimentului nordic din Sinclinalul Marginal Extern /Carpații Orientali/). – 127 p. (in Romanian), Bucharest (Ed. Acad. Rom.).
- NAGY, E. (1968): Triasbildungen des Mecsek Gebirges. – *Ann. Inst. Geol. Hung.*, **51/1**, 1–239 (in Hungarian, German summary), Budapest.
- NEUBAUER, F. & RAUMER, J.F. (1993): The Alpine Basement – Linkage between Variscides and East-Mediterranean mountain belts. – In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. – 641–664, Heidelberg (Springer Verlag).
- O'DOGHERTY, L. & GAWLICK, H.-J. (2008): Pliensbachian Radiolaria in the Teltschengraben (Northern Calcareous Alps, Salzkammergut area, Austria) and their evidence for the reconstruction of Liasic Tethys. – *Stratigraphy*, **5/1**, 63–81, New York, NY.
- OBRADOVIĆ, J. & GORIČAN, Š. (1988): Siliceous deposits in Yugoslavia: occurrences, types and ages. – In: HEIN, J.R. & OBRADOVIĆ, J. (Eds.): *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions*. – 51–64, New York (Springer Verlag).
- OBRADOVIĆ, J., MILOVANOVIĆ, D. & VASIĆ, N. (1986): Point No. 1, Locality: Čačak – Ovčar Banja, Siliceous rocks from Diabase-chert formation. – In: *Guide-book with Abstracts*. – 3rd International Conference on Siliceous deposits, IGCP Project 187, 51–54, Belgrade (Yugosl. Comm. IGCP, Project 187 “Siliceous deposits”).
- OBRADOVIĆ, J., MILOVANOVIĆ, D. & VASIĆ, N. (1987–1988): Siliceous rocks in Mesozoic from Serbia in association with Diabase-chert and Porphyrite-chert formation. – *Glasnik Priir. Muz.*, ser. A, **42/43**, 23–49 (in Serbian, English summary), Belgrade.
- OGORELEC, B. & DOZET, S. (1997): Upper Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous beds in Eastern Sava Folds – Section Laze at Boštanj (Slovenia). – *Rud. Met. zb.*, **44**, 223–235 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- OGORELEC, B. & ROTHE, P. (1993): Mikrofazies, Diagenese und Geochemie des Dachsteinkalkes und Hauptdolomits in Süd-West-Slowenien. – *Geologija*, **35**, 81–181, Ljubljana.
- OGORELEC, B., JURKOVŠEK, B., ŠRIBAR, L., JELEN, B., STOJANOVIĆ, B. & MIŠIĆ, M. (1984): Carnian beds at Tamar and at Log pod Mangartom. – *Geologija*, **27**, 107–158 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- PALINKAŠ, A.L., BERMANEC, V., BOROJEVIĆ ŠOŠTARIĆ, S., KOLAR-JURKOVŠEK, T., STRMIĆ PALINKAŠ, S., MOLNÁR, F. & KNIEWALD, G. (2008): Volcanic facies analysis of a subaqueous basalt lava-flow complex at Hruškovec, NW Croatia – Evidence of advanced rifting in the Tethyan domain. – *Journ. Volc. Geotherm. Res.*, **178**, 644–656, Amsterdam.
- PALINKAŠ, L., KOVÁCS, S., MOLNÁR, F., HAAS, J., JÓZSA, S., DOSZTÁLY, L., GULÁCSI, Z., KISS, G., KÖVÉR, SZ., OZSVÁRT, P., MIKES, T., HALAMIĆ, J., HRVATOVIĆ, H., SUDAR, M., JOVANOVIĆ, D., DJERIĆ, N., MIGIROS, G., PAPANIKOLAOU, D. & TSELEPIDIS, V. (2010): Triassic rift-type basalts and related deep-water sediments in the western ophiolite belt of the Hellenides-Dinarides (from Othrys Mts., Greece to Darnó Hill, NE Hungary). – 19th Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Thessaloniki, Greece, 2010, Abstract Volume, *Geologica Balcanica*, **39/1-2**, 285–286, Sofia.
- PAMIĆ, J. (1982): Triassic magmatism of the Dinarides. – 236 p. (in Croatian, English Abstract), Zagreb (Nafta, Spec. Publ.).
- PAMIĆ, J. (1984): Triassic magmatism of the Dinarides in Yugoslavia. – *Tectonophysics*, **109**, 273–307, Amsterdam.
- PAMIĆ, J. (1997): The northwesternmost outcrops of the Dinaridic ophiolites: a case study of Mt. Kalnik. – *Acta Geol. Hung.*, **40**, 37–56, Budapest.
- PAMIĆ, J. (2000): Triassic Jablanica gabbro pluton in north Hercegovina. – In: PAMIĆ, J. & TOMLJENIĆ, B. (Eds.): *Outline of the geology of the Dinarides and South Tisia*. – Pancardi 2000: Field trip guidebook, Dubrovnik, 77–80, Zagreb (Vijesti Hrvatskoga Geološkog Društva – Special Issue).
- PAMIĆ, J. (2003): The allochthonous fragments of the Internal Dinaridic units in the western part of the South Pannonian Basin. – *Acta Geol. Hung.*, **46**, 41–62.
- PAMIĆ, J. & TOMLJENIĆ, B. (1998): Basic geologic data on the Croatian part of the Zagorje-Mid-Transdanubian Zone. – *Acta Geol. Hung.*, **41**, 389–400, Budapest.
- PAMIĆ, J.J., GUŠIĆ, V. & JELASKA, V. (1998): Geodynamic evolution of the Central Dinarides. – *Tectonophysics*, **297**, 251–268, Amsterdam.
- PAMIĆ, J., KOVÁCS, S. & VOZÁR, J. (2002): The Internal Dinaridic fragments into the collage of the South Pannonian Basin. – *Geol. Carpathica*, **53** (Spec. Issue), 9–11, Bratislava.
- PAMIĆ, J., KOVÁCS, S. & VOZÁROVÁ, A. (2004): The role of the Dinarides in the evolution in the Pannonian-Carpathians-Dinarides domain. – Manuscript, 36 p., Budapest (MÁFI Archive, No. 21278).
- PANIN, ȘT. & TOMESCU, C. (1974): Nouvelles contributions à la biostratigraphie des dépôts triasiques du Plateau de Vașcău. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **60/4**, 51–57 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- PANIN, ȘT., BLEAHU, M., TOMESCU, C., MIRĂUȚĂ, E. & ȘTEFĂNESCU, M. (1982): Structure of the Vașcău Plateau. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **67/5**, 109–124, Bucharest.
- PATRULIUS, D. (1963): Les olistolithes du Massif des Bucegi (Carpates Orientales). – *Association Géologique Carpat.-Balkan 5ème Congrès (1961)*, *Comm. Sci.*, 2ème Sect.: *Stratigr.*, **3/2**, 129–146 (in Romanian, French summary), Bucharest.

- PATRULIUS, D. (1967): Le Trias des Carpates Orientales de Roumanie. – *Geol. Zborn. Geol. Carpathica*, **18**, 233–244, Bratislava.
- PATRULIUS, D. (1976): Les formations mésozoïques des Monts Apuseni septentrionaux: corrélation chronostratigraphique et faciale. – *Rev. Roumaine Géol. Géophys. Géogr., sér. Géol.*, **20**, 49–57, Bucharest.
- PATRULIUS, D. (1996): The Triassic and Lower Jurassic formations of the Transylvanian Nappe System (East Carpathians – Romania). – *Mém. Inst. Géol. Rom.*, **36**, 21–30, Bucharest.
- PATRULIUS, D. & BLEAHU, M. (1967): Le Trias des Monts Apuseni. – *Geol. Zborn. Geol. Carpathica*, **18**, 245–255, Bratislava.
- PATRULIUS, D., POPA-DIMIEN, E. & DUMITRU-POPESCU, IL. (1966): Le série mésozoïque et les nappes de décollement transylvaines dans les environs de Comana (Monts Perșani). – *An. Com. Geol.*, **35**, 397–444 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- PATRULIUS, D., POPA, E. & POPESCU, IL. (1969): Structure de la nappe bucovinienne dans la partie méridionale du Massif cristallin moldave (Carpates Orientales). – *An. Com. Geol.*, **37**, 71–117 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- PATRULIUS, D., BLEAHU, M., POPESCU, IL. & BORDEA, S. (1971): The Triassic formations of the Apuseni Mountains and of East Carpathian Bend. – 2nd Triassic Colloquium Carpathian-Balkan Geological Association, Guidebook to excursions, *Geol. Inst. Guidebook ser.*, **8**, 86 p., Bucharest.
- PATRULIUS, D., GHEORGHIAN, D. & MIRĂUȚĂ, E. (1976): Corrélation biochronologique du Calcaire de Roșia, formation triasique du système des nappes de Codru (Monts Apuseni). – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **62/4**, 121–133, Bucharest.
- PATRULIUS, D., BLEAHU, M., ANTONESCU, E., BALTREȘ, A., BORDEA, S., BORDEA, J., GHEORGHIAN, D., JORDAN, M., MIRĂUȚĂ, E., PANIN, ȘT., POPA, E. & TOMESCU, C. (1979): The Triassic Formations of the Bihor Autochthon and Codru nappe-system (Apuseni-Mountains). – 3rd Triassic Colloquium Carpathian-Balkan Geological Association, Guidebook to Field Trips, 31 p., Bucharest (Inst. Geol. Geofiz.).
- PATRULIUS, D., POPESCU, IL., MIRĂUȚĂ, E. & GHEORGHIAN, D. (1996): The klippen of the Perșani Mountains (East Carpathians). – *Mém. Inst. Géol. Rom.*, **36**, 31–52, Bucharest.
- PELIKÁN, P. (Ed.), LESS, GY., KOVÁCS, S., PENTELÉNYI, L. & SÁSDI, L. (2005): Geology of the Bükk Mountains. Explanatory book to the Geological map of the Bükk Mountains 1:50.000. – 284 p. (in Hungarian and English), Budapest (Hung. Geol. Inst.).
- PELIN, M. (1969): Sur le Trias du Massif de Hăghimaș – la crête Ciofronca (Carpates Orientales). – *Anal. Univ. Bucharest*, **18**, 47–54 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- PENTELÉNYI, L., HAAS, J., PELIKÁN, P., PIROS, O. & ORAVECZNÉ SCHEFFER, A. (2003): Re-evaluation of the Triassic formations in the Hungarian part of the Zemplén Unit. – *Földt. Közl.*, **133**, 1–19 (in Hungarian, English summary), Budapest.
- PÉRO, CS., KOVÁCS, S., LESS, GY. & FODOR, L. (2002): Tectonic setting of the Triassic Hallstatt (s.l.) facies in NE Hungary. – *Proceedings 17th Carpathian-Balkan Geological Congress, Geol. Carpathica, Spec. Issue*, **53**, 24–25, Bratislava.
- PÉRO, CS., KOVÁCS, S., LESS, GY. & FODOR, L. (2003): Geological setting of Triassic “Hallstatt” (s.l.) facies in NE Hungary. – *Ann. Univ. Sci. Budapest., Sect. Geol.*, **35**, 58–60, Budapest.
- PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSZTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – 1. Aufl., Wolkersdorf (Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission).
- PIROS, O. (2002): Anisian to Carnian carbonate platform facies and dasycladacean biostratigraphy of the Aggtelek Mts, Northeastern Hungary. – *Acta Geol. Hung.*, **45**, 119–151, Budapest.
- PISA, G. (1974): Stratigraphische Tabelle der südalpinen Trias. – *Schriften. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, **2**, 157–158, Wien.
- PLACER, L. & KOLAR-JURKOVŠEK, T. (1990): The age of the Pseudozilian beds in the east part of the Sava folds. – *Rud. Met. zb.*, **37**, 529–534 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- PLANDEROVÁ, E. & POLÁK, M. (1976): On the age of the Triassic dolomite-shaly beds from the (Tatric) envelope sequence of Velká Fatra Mts. (O veku triasových dolomiticko-bridličnatých vrstiev z obalovej série Velkej Fatry). – *Geol. Práce, Správy*, **65**, 75–79 (in Slovak), Bratislava.
- PLAŠIENKA, D. (1993): Structural pattern and partitioning of deformation in the Veporic Foederata cover unit (Central Western Carpathians). – In: RAKÚS, M. & VOZÁR, J. (Eds.): Geodynamic model and deep structure of the Western Carpathians. – *Conf., Symp., Sem.*, 269–277, Bratislava (Geol. Ústav D. Štúra).
- PLAŠIENKA, D. (1997): Cretaceous tectonochronology of the Central Western Carpathians (Slovakia). – *Geol. Carpathica*, **48**, 99–111, Bratislava.
- PLAŠIENKA, D. & SOTÁK, J. (2001): Stratigraphic and tectonic position of Carboniferous sediments in the Furmanec Valley (Muráň Plateau, Central Western Carpathians). – *Miner. Slovaca*, **33**, 29–44 (in Slovak, English summary), Bratislava.
- PLAŠIENKA, D., GREČULA, P., KOVÁČ, M. & HOVORKA, D. (1997a): Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. – In: GREČULA, P., HOVORKA, D. & PUTIŠ, M. (Eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. – *Monograph*, 1–24, Bratislava (Miner. Slovaca Corp., Geokomplex).
- PLAŠIENKA, D., HAVRILA, M., MICHALÍK, J., PUTIŠ, M. & REHÁKOVÁ, D. (1997b): Nappe Structure of the western part of the Central Carpathians. – In: PLAŠIENKA, D., HÓK, J., VOZÁR, J. & ELEČKO, M. (Eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. – *International Conference, Abstracts, Introductory articles to the Excursion*, 139–161, Bratislava (Geol. Survey Slov. Rep. – D. Štúr Publ.).
- PLÖCHINGER, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs*. – 217–264, Wien – New York (Springer).
- POLÁK, M. (Ed.), FILO, M., HAVRILA, M., BEZÁK, V., KOHÚT, M., KOVÁČ, P., VOZÁR, J., MELLO, J., MAGLAY, J., ELEČKO, M., VOZÁROVÁ, A., OLŠAVSKÝ, M., SIMAN, P., BUČEK, S., SIRÁNOVÁ, Z., HÓK, J., RAKÚS, M., LEXA, J., ŠIMON, L., PRISTAŠ, J., KUBEŠ, P., ZAKOVIČ, M., LIŠČÁK, P., ŽÁKOVÁ, E., BOOROVÁ, D. & VANĚKOVÁ, H. (2003): Explanations to geological map of Starohorské vrchy Mts., Čierťaž Mts. and northern part of the Zvolenská kotlina Depression 1:50.000. – 218 p. (in Slovak, English summary), Bratislava (Štátny Geol. Ústav D. Štúra).
- POPA, E. (1981): La biostratigraphie des formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului (Monts Apuseni). – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **58**, 203–282, Bucharest.
- POPA, E. & DRAGASTAN, O. (1973): Anisian-Ladinian calcareous algae and foraminifera from the eastern part of Pădurea Craiului (Apuseni Mountains). – *Stud. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., ser. Geol.*, **18**, 425–442, Bucharest.
- POPESCU, D.A. (2004): Triassic carbonates from north of Rarău Syncline (East Carpathians): microfacies and paleogeographical implications. – *Acta Palaeontol. Rom.*, **4**, 373–384, Bucharest.
- POPESCU, D.A. (2008): Geology and microfacies of Triassic carbonate deposits between Moldova Valley and Troțuș Valley. – 221 p. (in Romanian), Iași (Ed. Sedcom Libris).
- POPESCU, D.A. & POPESCU, L.G. (2004): Microfacies of the Triassic limestones in the Piatra Șoimului klippe (Transylvanian nappes, Rarău Syncline, Eastern Carpathians, Romania). – *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, Geol.*, **49/1**, 87–105, Cluj-Napoca.

- POPESCU, D.A. & POPESCU, L.G. (2005a): Microfacies of the Middle Triassic carbonates in the Infracarpathian nappes (the north compartment of the Crystalline-Mesozoic Area, Eastern Carpathians). – *Anal. Univ. "Ștefan cel Mare" Suceava, Sect. Geogr.*, **14**, 5–20 (in Romanian, English summary), Suceava.
- POPESCU, D.A. & POPESCU, L.G. (2005b): The Olenekian carbonates of the Bucovinian nappe (the central sector of the Hăghimaș syncline, Eastern Carpathians): lithology and microfacies. – *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, Geol.*, **50/1-2**, 53–62, Cluj-Napoca.
- POPEVIĆ, A. (1970): A contribution to the knowledge of the Diabase-Chert formation in the neighbourhood of the Priboj Bath. – *Geol. An. Balk. Poluosa.*, **35**, 137–150 (in Serbian, English summary), Belgrade.
- PROTIĆ, L.J., FILIPOVIĆ, I., PELIKÁN, P., JOVANOVIĆ, D., KOVÁCS, S., SUDAR, M., HIPS, K., LESS, GY. & CVIJIĆ, R. (2000): Correlation of the Carboniferous, Permian and Triassic sequences of the Jadar Block, Sana-Una and "Bükkium" Terranes. – In: KARAMATA, S. & JANKOVIĆ, S. (Eds.): Proceedings of the International Symposium "Geology and metallogeny of the Dinarides and the Vardar Zone" (Zvornik, 2000). – *Acad. Sci. Arts Rep. Srpska, Collect. and Monogr.*, I, Dept. Nat., Math. Tech. Sci., **1**, 61–69, Banja Luka – Srb. Sarajevo.
- PUEYO, E.L., MAURITSCH, H.J., GAWLICK, H.-J., SCHOLGER, R. & FRISCH, W. (2007): New evidence for block and thrust sheet rotations in the central northern Calcareous Alps deduced from two pervasive remagnetization events. – *Tectonics*, **26**, 25 p., Washington DC, TC5011. <http://dx.doi.org/10.1029/2006TC001965>
- RADOIČIĆ, R. (1987): Preplatform and first carbonate platform development stages in the Dinarides (Montenegro-Serbia sector, Yugoslavia). – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **40**, 355–358, Rome.
- RADOVANOVIĆ, Z. (2000): Explanatory notes, Sheet Prijepolje 2, GM FR Yugoslavia 1:50.000. – 95 p. (in Serbian, unpublished), Belgrade (Arhiv Geol. Surv. "Gemini").
- RĂDULESCU, D., CORNEA, I., SĂNDULESCU, M., CONSTANTINESCU, P., RĂDULESCU, FL. & POMPILIAN, A. (1976): Structure de la croûte terrestre en Roumanie. Essai d'interprétation des études sismiques profondes. – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **50**, 5–36, Bucharest.
- RAMOVS, A. (1987a): The Anisian reef development between Kranjska gora and Mojstrana (Slovenia, NW Yugoslavia). – *Razprave IV. razr. SAZU*, **27**, 3–13, Ljubljana.
- RAMOVS, A. (1987b): Ausbildung der Karn-Stufe in östlichen Teil der nördlichen Julischen Alpen. – *Geologija*, **30**, 67–82 (in Slovenian, German summary), Ljubljana.
- RAMOVS, A. (1989a): Ausbildung der Ladin-Stufe (Mitteltrias) in den nördlichen Julischen Alpen. – *Geologija*, **31/32**, 241–266 (in Slovenian, German summary), Ljubljana.
- RAMOVS, A. (1989b): Development of the Scythian (Lower Triassic) in the Northern Julian Alps (Slovenia). – *Rud. Met. zb.*, **36**, 623–636 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- RAMOVS, A. (1998): Conodonten-Stratigraphie der Obertrias von Slowenien. Ergebnisse einiger Untersuchungen. – *Geologija*, **40**, 223–232, Ljubljana.
- RAMOVS, A. & ŠRIBAR, L. (1992): The Cordevolian reef on the Menina, Kamnik – Savinja Alps, Slovenia. – *Geologija*, **35**, 73–80 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- RAMOVS, A. & TURNŠEK, D. (1984): Lower Carnian reef buildups in the Northern Julian Alps (Slovenia, NW Yugoslavia). – *Razprave IV. razr. SAZU*, **25/4**, 161–200, Ljubljana.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. & MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural analysis. – *Tectonics*, **10**, 257–271, Washington, DC.
- RATSCHBACHER, L., LINZER, H.-G., MOSER, F., STRUSIEVICZ, R.O., BEDELEAN, H., HAR, N. & MOGOȘ, P.A. (1993): A Cretaceous to Miocene thrusting and wrenching along the central South Carpathians due to a corner effect during collision and orocline formation. – *Tectonics*, **12**, 855–873, Washington, DC.
- REIJMER, J.J.G. & EVERAAS, S.L. (1991): Carbonate platform facies reflected in carbonate basin facies (Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria). – *Facies*, **25**, 253–278, Erlangen.
- RÉTI, Zs. (1985): Triassic ophiolite fragments in an evaporitic mélange, Northern Hungary. – *Ofioliti*, **10**, 411–422, Pisa.
- RICHARD, L. (LEIN, R.), GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SUZUKI, H., JOVANOVIĆ, D. & SUDAR, M.N. (2010): Triassic and Jurassic radiolarians from the Dinaridic Ophiolite Belt (Zlatibor area, SW Serbia). – 19th Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Thessaloniki, Greece, 2010, Abstract Volume, *Geologica Balcanica*, **39/1-2**, 335–336, Sofia.
- RIEDEL, P., SENOWBARY-DARYAN, B., KOVÁCS, S. & PELIKÁN, P. (1988): The age of the Bánya-hegy reef limestone, Bükk Mts., NE Hungary. – *Ann. Rep. Hung. Geol. Inst.*, **1986**, 105–115 (in Hungarian and English), Budapest.
- ROBERTSON, A.H.F., KARAMATA, S. & ŠARIĆ, K. (2009): Overview of ophiolites and related units in the Late Paleozoic – Early Cenozoic magmatic and tectonic development of Tethys in the northern part of the Balkan region. – *Lithos*, **108**, 1–36, Amsterdam.
- ROTH, Z. (1939): Geology of Silica surroundings near Rožňava (Geologie okolí Silice u Rožňavy). – *Rozpravy II. Tř. České Akad.*, **49**, 1–23 (in Czech), Praha.
- ROŽIČ, B., KOLAR-JURKOVŠEK, T. & ŠMUK, A. (2009): Late Triassic sedimentary evolution of Slovenian Basin (eastern Southern Alps): description and correlation of the Slatnik Formation. – *Facies*, **55/1**, 137–155, Berlin – Heidelberg.
- ROZLOZSNIK, P. (1935): Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobsina. – *Geol. Hung.*, ser. *Geol.*, **5**, 1–118, Budapest.
- RUSO-SĂNDULESCU, D., UDRESCU, C. & MEDEȘAN, A. (1981): Petrochemical characteristics of the Mesozoic ophiolites of the Rarău-Hăghimaș marginal syncline. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **66/1**, 153–185, Bucharest.
- RUSO-SĂNDULESCU, D., SĂNDULESCU, M., UDRESCU, C., BRATOSIN, I. & MEDEȘAN, A. (1983): Le magmatisme d'âge mésozoïque dans les Carpates Orientales. – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **61**, 245–252, Bucharest.
- SAKAČ, K. (1992): *Discoptychites oenensis* n. sp. and the accompanying ammonite fauna from Anisian deposits in Brotnja, Lika, Central Croatia. – *Natura Croatica*, **1**, 27–40, Zagreb.
- SĂNDULESCU, M. (1964): Structure géologique du massif de Postăvaru-Runcu (Monts du Brașov). – *An. Com. Geol., Inst. Geol.*, **34/2**, 381–432 (in Romanian with French summary), Bucharest.
- SĂNDULESCU, M. (1966): Structure géologique des terrains mésozoïques à l'extérieur du massif cristallin de Făgăraș. – *Dări de Seamă, Com. Geol., Inst. Geol.*, **52/2**, 177–208 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- SĂNDULESCU, M. (1973): Contributions à la connaissance de la structure géologique du synclinal de Rarău (secteur central). – *Dări de Seamă, Inst. Geol.*, **59/5**, 59–92 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- SĂNDULESCU, M. (1974): Corrélation des séries mésozoïques des synclinaux du Rarău et de Hăghimaș (Carpates Orientales). – *Dări de Seamă, Inst. Geol.*, **60/5**, 119–142 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- SĂNDULESCU, M. (1975a): Étude géologique de la partie centrale et septentrionale du synclinal de Hăghimaș (Carpates Orientales). – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **45**, 1–200 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- SĂNDULESCU, M. (1975b): Essai de synthèse structurale des Carpates. – *Bull. Soc. Géol. Fr., Sér. 7*, **17**, 299–358, Paris.
- SĂNDULESCU, M. (1976a): Contributions à la connaissance de la stratigraphie et de la position tectonique des séries mésozoïques du bassin supérieur de la vallée de la Moldova (Carpates Orientales). – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **62/5**, 149–176 (in Romanian, French summary), Bucharest.

- SĂNDULESCU, M. (1976b): La corrélation structurale du tronçon oriental avec celui méridional des Carpates Roumaines. – *Dări de Seamă*, Inst. Geol. Geofiz., **62/5**, 177–194, Bucharest.
- SĂNDULESCU, M. (1980): Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **56**, 253–262, Bucharest.
- SĂNDULESCU, M. (1984): Geotectonics of Romania (Geotectonica României). – 337 p. (in Romanian), Bucharest (Ed. Tehnică).
- SĂNDULESCU, M. (1985): Contributions à la connaissance des nappes crétacées des Monts du Maramureş (Carpathes Orientales). – *Dări de Seamă*, Inst. Geol. Geofiz., **69/5**, 83–96, Bucharest.
- SĂNDULESCU, M. (1988): Les problèmes tectoniques de la courbure interne des Carpates roumaines. – *Dări de Seamă*, Inst. Geol. Geofiz., **72–73/5**, 283–299, Bucharest.
- SĂNDULESCU, M. (1994): Overview on Romanian geology. – *Rom. Journ. Tect. Reg. Geol.*, **75**, suppl. **2**, 3–16, Bucharest.
- SĂNDULESCU, M. & DIMITRESCU, R. (2004): Geological structure of the Romanian Carpathians. – 32nd International Geological Congress (Florence, 2004), Field Trip Guide Book, **B12**, 1, 48 p., Rome (Ed APAT).
- SĂNDULESCU, M. & RUSSO-SĂNDULESCU, D. (1981): The ophiolites from the Rarău and Hăghimaş syncline. Their structure, position, age and geotectonic evolution. – *Dări de Seamă*, Inst. Geol. Geofiz., **66/5**, 91–101, Bucharest.
- SĂNDULESCU, M. & VISARION, M. (1978): Considérations sur la structure tectonique du soubassement de la dépression de Transylvanie. – *Dări de Seamă*, Inst. Geol. Geofiz., **64/5**, 153–173, Bucharest.
- SĂNDULESCU, M., KRÄUTNER, H.G., BALINTONI, I., RUSSO-SĂNDULESCU, D. & MICU, M. (1981): The structure of the East Carpathians (Moldavia-Maramureş area). – 12th Congress Carpathian-Balkan Geological Association, Guide to Excursion B1, Guidebook ser., **21**, 92 p., Bucharest (Geol. Geoph. Inst.).
- SATTERLEY, A.K. & BRANDNER, R. (1995): The genesis of Lofers cycles of the Dachstein Limestone, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Geol. Rdsch.*, **84**, 287–292, Berlin – Heidelberg.
- SAVU, H. (1980): Genesis of the Alpine cycle ophiolites from Romania and their associated calc-alkaline and alkaline volcanics. – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **56**, 55–73, Bucharest.
- SAVU, H. (1983): Geotectonic and magmatic evolution of the Mureş Zone (Apuseni Mountains, Romania). – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **61**, 253–262, Bucharest.
- SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1981): Facies development and paleoecologic zonation of four upper Triassic patch-reefs, Northern Calcareous Alps near Salzburg, Austria. – *SEPM Spec. Publ.*, **30**, 241–259, Tulsa, OK.
- SCHEFER, S., EGLI, D., MISSONI, S., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., GAWLICK, H.-J., JOVANOVIĆ, D., KRZYSTYN, L., LEIN, L., SCHMID, S.M. & SUDAR, M.N. (2010): Triassic metasedimentary rocks in the Internal Dinarides (Kopaonik area, southern Serbia): stratigraphy, paleogeographic and tectonic significance. – *Geol. Carpathica*, **61**, 89–109, Bratislava.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNERBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **66/67**, 165–193, Wien.
- SCHMID, S.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI, K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. – *Swiss J. Geosci.*, **101**, 139–183, Basel.
- SCHMIDT, TH., BLAU, J. & KÁZMÉR, M. (1991): Large-scale strike-slip displacement of the Drauzug and the Transdanubian Mountains in early Alpine history: evidence from Permo-Mesozoic facies belts. – *Tectonophysics*, **200**, 213–232, Amsterdam.
- SCHÖNENBERG, R. (1946): Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpaten). – *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, **98**, 70–119, Hannover.
- SCHROLL, E., KÖPPEL, V. & CERNY, I. (2006): Pb and Sr isotope and geochemical data from the Pb-Zn deposit Bleiberg (Austria): constraints on the age of mineralization. – *Mineralogy and Petrology*, **86**, 129–156, Heidelberg – New York (Springer).
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2008): Permian metamorphic event in the Alps. – *Geology*, **36**, 603–606, Boulder, CO.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich*, **45**, 111–141, Vienna.
- SCIUNNACH, D., GARZANTI, E., POSENATO, R. & RODEGHIERO, F. (1999): Stratigraphy of the Servino Formation (Lombardy, Southern Alps): towards a refined correlation with the Werfen Formation of the Dolomites. – *Mem. Sci. Geol.*, **51**, 103–118, Padova.
- ŠIKIĆ, K. & BRKIĆ, M. (1975): Lower Triassic of Papuk and Krndija. – *Geol. Vjesnik*, **28**, 133–141 (in Croatian, English summary), Zagreb.
- ŠIKIĆ, K., BRKIĆ, M., ŠIMUNIĆ, A. & GRIMANI, M. (1975): Mesozoic succession of the Papuk Mts. – Scientific Committee for Oil of the Croatian Academy of Science and Art, Geol. Geoph. Geochem. Section, ser **A**, **4**, 87–96 (in Croatian, English summary), Zagreb.
- SKOURTSIS-CORONEOU, V., TSELEPIDIS, V., KOVÁCS, S. & DOSZTÁLY, L. (1995): Triassic pelagic sedimentary evolution in some geotectonic units in Greece and Hungary: a comparison. – *Proceedings Carpathian-Balkan Geological Association 15th Congress, Geol. Soc. Greece, Spec. Publ.*, **4**, 275–281, Athens.
- STAMPFLI, G.M., MOSAR, J., DE BONO, A. & VAVASIS, I. (1998): Late Paleozoic, early Mesozoic plate tectonics of the western Tethys. – *Bull. Geol. Soc. Greece*, **32**, 113–120, Athens.
- STAMPFLI, G.M., MOSAR, J., FAVRE, PH., PILLEVUIT, A. & VANNAY, J.-C. (2001): Permo-Mesozoic evolution of the Western Tethys realm: the Neo-Tethys East-Mediterranean Basin connection. – In: ZIEGLER, P.A., CAVAZZA, W., ROBERTSON, A.H.F. & CRASQUIN-SOLEAU, S. (Eds.): *Peri-Tethys Memoir 6. Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins*. – *Mém. Mus. Nat. Hist. Natur.*, **186**, 51–108, Paris.
- ȘTEFĂNESCU, M., PANIN, ȘT. & TOMESCU, C. (1985): A new tectonic image of the Mesozoic deposits of the Codru-Moma Mountains between Crișu Negru and Ripoasa valleys (Northern Apuseni). – *Dări de Seamă*, Inst. Geol. Geofiz., **69/5**, 101–107, Bucharest.
- STEFANI, M., FURIN, S. & GIANNOLA, P. (2010): The changing climate framework and depositional dynamics of Triassic carbonate platforms from the Dolomites. – *Palaeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **290**, 43–57, Amsterdam.
- STINGL, V. (1989): Marginal marine sedimentation in the basal alpine Buntsandstein (Skythian) in the western part of the Northern Calcareous Alps (Tyrol/Salzburg, Austria). – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **72**, 249–262, Amsterdam.
- STRAKA, P. (1981): On the age of the Foederata sequence (O veku série Foederata). – *Geol. Práce. Správy*, **75**, 57–62 (in Slovak), Bratislava.
- ŠTRUCL, I. (1971): On the geology of the eastern part of the Northern Karavankes with special regard to the Triassic lead-zinc deposits. – In: MÜLLER, G. (Ed.): *Sedimentology of parts of Central Europe*. – 8th Int. Sediment. Congr. (Heidelberg, 1971), 285–301, Frankfurt am Main (W. Kramer).
- ŠTRUCL, I. (1974): Die Entstehungsbedingungen der Karbonatgesteine und Blei-Zincvererzungen in dem Anisschichten von Topla. – *Geologija*, **17**, 299–397 (in Slovenian, German summary), Ljubljana.
- SUDAR, M. (1986): Triassic microfossils and biostratigraphy of the Inner Dinarides between Gučevo and Ljubišnja Mts., Yugoslavia. – *Geol. An. Balk. Poluos.*, **50**, 151–394 (in Serbian, English summary), Belgrade.

- SUDAR, M. (1996): Triassic conodonts of Zlatibor. – In: DIMITRIJEVIĆ, M.D. (Ed.): *Geology of Zlatibor*. – Geoinst., Pos. Izd., **18**, 25–26 (in Serbian, English summary), Belgrade.
- SUDAR, M.N. & KOVÁCS, S. (2006): Metamorphosed and ductilely deformed conodonts from Triassic limestones situated beneath Ophiolite Complexes: Kopaonik Mountain (Serbia) and Bükk Mountains (NE Hungary) – a preliminary comparison. – *Geol. Carpathica*, **57**, 157–176, Bratislava.
- SUDAR, M., JOVANOVIĆ, D. & KOLAR-JURKOVŠEK, T. (2007): Late Permian conodonts from Jadar Block (Vardar Zone, northwestern Serbia). – *Geol. Carpathica*, **58**, 145–152, Bratislava.
- SUDAR, M., GAWLICK, H.-J., LEIN, R., MISSONI, S., JOVANOVIĆ, D. & KRZYSTYN, L. (2008): Drowning and block tilting of Middle Anisian carbonate platform in the Middle Jurassic Zlatibor mélange of the Dinaridic Ophiolite Belt (SW Serbia). – *Journal of Alpine Geology (Abstracts, Pangeo 2008)*, **49**, 106–107, Vienna.
- SUDAR, M.N., GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SUZUKI, H., JOVANOVIĆ, D. & LEIN, R. (2010): The carbonate-clastic radiolaritic mélange of Pavlovica Cuprija: a key to solve the palaeogeography of the Hallstatt Limestone in the Zlatar Mountain (SW Serbia). – *Pangeo 2010, Journal of Alpine Geology*, **52**, 53–57, Vienna.
- SZOLDÁN, ZS. (1990): Middle Triassic magmatic sequences from different tectonic settings in the Bükk Mts (NE Hungary). – *Acta Miner.-Petr.*, **31**, 25–42, Szeged.
- THÖNY, W., ORTNER, H. & SCHOLGER, R. (2006): Paleomagnetic evidence for large en-bloc rotations in the Eastern Alps during Neogene orogeny. – *Tectonophysics*, **414**, 169–189, Amsterdam.
- TICHY, G. (1975): Fossilfunde aus dem Hauptdolomit (Nor, Trias) der östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **79**, 57–100, Wien.
- TIŠLJAR, J., VLAHOVIĆ, I., SREMAC, J., VELIĆ, I., VESELI, V. & STANKOVIĆ, D. (1991): Excursion A – Velebit Mt., Permian-Jurassic. – In: VLAHOVIĆ, I. & VELIĆ, I. (Eds.): *Some aspects of the shallow water sedimentation on the Adriatic Carbonate Platform (Permian to Eocene)*. – Excursion Guidebook; 2nd International Symposium on the Adriatic Carbonate Platform – relations with adjacent regions, 1–49, Zagreb (Croatian Geological Institute).
- TOLLMANN, A. (1976): *Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums*. – 580 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich, Band 1*. – 766 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1985): *Geologie von Österreich, Band 2*. – 710 S., Wien (Deuticke).
- TOMESCU, C. & SÂNDULESCU, M. (1978): Note concernant l'âge des calcaires associés aux couches des jaspes de la région de Tâtarca-Breaza (Synclinal de Rarău – Carpatés Orientales). – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **64/4**, 193–198 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- TÖRÖK, Á. (1993): Storm influenced sedimentation in the Hungarian Muschelkalk. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (Eds.): *Muschelkalk, Schöntaler Symposium, 1991*. – *Jb. Ges. Nat. Württemberg, Korb*, **2**, 133–142, Stuttgart (Goldschneck)
- TÖRÖK, Á. (1998): Controls on development of Mid-Triassic ramps: examples from southern Hungary. – In: WRIGHT, V.P. & BURCHETT, T.P. (Eds.): *Carbonate ramps*. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **149**, 339–367, London.
- TÖRÖK, Á. (2000): Muschelkalk carbonates in southern Hungary: an overview and comparison to German Muschelkalk. – *Zentralbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1998**, 1085–1103, Stuttgart.
- TRUBELJA, F., BURGATH, K.-P. & MARCHIG, V. (2004): Triassic magmatism in the area of the Central Dinarides (Bosnia and Herzegovina): Geochemical resolving of tectonic setting. – *Geol. Croatica*, **57**, 159–170, Zagreb.
- TURCULEȚ, I. (1971): Recherches géologiques sur les dépôts jurassiques et éocènes de la cuvette de Rarău-Breaza. – *Stud. Techn. Econ., Inst. Geol. ser. I*, **10**, 1–141 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- TURCULEȚ, I. (1991a): Sur quelques faunes des mollusques et des brachiopodes néotriassiques des calcaires blancs, associés aux volcanites ophiolithiques dans le synclinal mésozoïque de Rarău (Carpatés Orientales Roumaines). – *Lucr. Sem. Geol. "Grigore Cobălcescu"*, **3**, 15–35 (in Romanian, French summary), Iași.
- TURCULEȚ, I. (1991b): Considérations géologiques sur les ophiolites de la colline Măcieș (Synclinal de Rarău, Carpatés Orientales Roumaines). – *Stud. Cerc. Geol.*, **36**, 19–27 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- TURCULEȚ, I. (2004): *Transylvanian Triassic paleontology of Rarău*. – 175 p. (in Romanian, English summary), Bucharest (Ed. Arvin Press).
- TURNŠEK, D. (1997): *Mesozoic corals of Slovenia*. – Zbirka ZRC SAZU, **16**, 1–512, Ljubljana.
- UROŠEVIĆ, D. & ANDJELKOVIĆ, J. (1970): L'étage rétien dans la montagne de Stara planina. – *Vesnik Zav. Geol. Geofiz. Istraž.*, ser. A., **28**, 301–305 (in Serbian, French summary), Belgrade.
- UROŠEVIĆ, D. & GABRE, R. (1986): Les unités lithostratigraphiques des sédiments triassiques (Région Carpatho-Balkanique interne). – *11. Kongr. Geol. Jugoslavije, Tara*, **2**, Stratigr., Paleontol., Reg. Geol., 141–155 (in Serbian, French summary), Belgrade.
- UROŠEVIĆ, D. & RADULOVIĆ, V. (1990): The uppermost Rhaetian – Lower Liassic continental terrigenous Senokos Formation in the Yugoslavian Carpatho-Balkanides (Stara Planina Mts.). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **17**, 25–30, Innsbruck.
- UROŠEVIĆ, D. & SUDAR, M. (1991a): Ladinian and Carnian Sediments in Ždrelo Section, Eastern Serbia, Yugoslavia. – *Geol. An. Balk. Poluos.*, **55**, 57–66 (in Serbian and English), Belgrade.
- UROŠEVIĆ, D. & SUDAR, M. (1991b): Triassic Conodont Fauna of the Yugoslavian Carpatho-Balkanides. – *Geol. An. Balk. Poluos.*, **55**, 147–159 (in Serbian and English), Belgrade.
- VAI, G.B. (1994): Crustal evolution and basement elements in the Italian area: paleogeography and characterization. – *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **36**, 411–434, Trieste.
- VAI, G.B. (1998): Field trip through the Southern Alps: an introduction with geologic settings, palaeogeography and Palaeozoic stratigraphy. – In: PERRI, M.C. & SPALLETTA, C. (Eds.): *Southern Alps Field Trip Guidebook ECOS 7*. – *Giorn. Geol. ser. 3a*, **60**, Spec. Issue, 1–38, Bologna.
- VAI, G.B. (2003): Development of the palaeogeography of Pangea from Late Carboniferous to Early Permian. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoec.*, **196**, 125–155, Amsterdam.
- VAI, G.B. & VENTURINI, C. (1997): Moscovian and Artinskian rocks in the frame of the cyclic Permo-Carboniferous deposits of the Carnic Alps and related areas. – In: CRASQUIN-SOLEAU, S. & DE WEVER, P. (Eds.): *Peri-Thetys: stratigraphic correlations*. – *Geodiversitas*, **19/2**, 173–186.
- VASS, D. (Ed.), BODNÁR, J., ELEČKO, M., GAÁL, L., HANÁČEK, J., HANZEL, V., LEXA, J., MELLO, J., PRISTAŠ, J. & VOZÁROVÁ, A. (1986): Explanations to the geological map of the Rimava Depression and adjoining parts of the Slovenského rudohoria Mts. 1:50.000. – 177 p., Bratislava (Geol. Ústav D. Štúra).
- VELIĆ, I., VLAHOVIĆ, I., DRAGICEVIĆ, I. & MATIČEC, D. (2001): Adriatic Carbonate Platform from the Middle Permian to the Middle Eocene – a paleogeographic overview. – In: DRAGICEVIĆ, I. & VELIĆ, I. (Eds.): *1st Scientific Meeting Carbonate Platform or Carbonate Platforms of Dinarids (2001)*. – Abstracts, p. 22 (in Croatian, English summary), Zagreb (Croatian Geological Institute).

- VELIĆ, I., TIŠLJAR, J., VLAHOVIĆ, I., MATIČEĆ, D. & BERGANT, S. (2003): Evolution of the Istrian part of the Adriatic Carbonate Platform from the Middle Jurassic to the Santonian and formation of the flysch basin during the Eocene: Main events and regional comparison. – In: VLAHOVIĆ, I. & TIŠLJAR, J. (Eds.): Evolution of depositional environments from the Palaeozoic to the Quaternary in the Karst Dinarides and the Pannonian Basin. – Field Trip Guidebook 22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija 2003, 3–17, Zagreb (Croatian Geological Institute).
- VELIĆ, I., TIŠLJAR, J., VLAHOVIĆ, I., MATIČEĆ, D. & BERGANT, S. (2004): Introductions to the Adriatic Carbonate Platform. – In: JURACIĆ, M., PALINKAŠ, L., BARJAKTAREVIĆ, Z., BULJAN, R., BERGANT, S., JURAK, V., GUŠIĆ, I., MARJANAC, T., MATIČEĆ, D., MEZGA, A., PAVISA, T., SESTANOVIC, S., ŠOŠTARIĆ-BOROJEVIĆ, S., STRMIĆ, S., SREMAC, J., TIŠLJAR, J. & VLAHOVIĆ, I.: Adriatic-Dinaridic Mesozoic Carbonate Platform, environments and facies from Permian to recent time. – Field Trip Guide Book, 32nd International Geological Congress (Florence, 2004), 3–7, Rome (Ed. APAT).
- VELLEDITS, F. (1999): Anisian terrestrial deposits in the sequences of the Northern Bükk Mts. (Anisian-Ladinian layers of the Alsó-Sebes-víz key-section and Miskolc 10. borehole = Zsófiatorony). – *Földt. Közl.*, **129**, 327–361 (in Hungarian, English summary), Budapest.
- VELLEDITS, F. (2000): Evolution of the area from the Berva Valley to the Hór Valley in the Middle-Upper Triassic. – *Földt. Közl.*, **130**, 47–93 (in Hungarian, English summary), Budapest.
- VELLEDITS, F. (2004): Anisian terrestrial sediments in the Bükk Mts. (NE Hungary) and their role in the Triassic rifting of the Vardar-Meliata branch of the Neo-Tethys ocean. – *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, **110**, 659–679, Milan.
- VELLEDITS, F. (2006): Evolution of the Bükk Mts. (NE Hungary) during the Middle-Late Triassic asymmetric rifting of the Vardar-Meliata branch of the Neo-Tethys Ocean. – *Int. Journ. Earth Sci.*, **95**, 395–412, Berlin.
- VELLEDITS, F., PELIKÁN, P., HIPS, K., HARANGI, SZ., HAAS, J., JÓZSA, S. & KOVÁCS, S. (2004): Bükk Unit (Bükki egység). – In: HAAS, J. (Ed.): Geology of Hungary. Triassic (Magyarország geológiája. Triász). – 139–196 (in Hungarian), Budapest (Eötvös Kiadó).
- VELLEDITS, F., PÉRÓ, CS., BLAU, J., SENOWBARI-DARYAN, B., KOVÁCS, S., PIROS, O., POCSAI, T., SZÜGYI-SIMON, H., DUMITRIĆ, P. & PÁLFY, J. (2011): The oldest Triassic platform margin reef from the Alpine-Carpathian region (Aggtelek, NE Hungary): platform evolution, reefal biota and biostratigraphic framework. – *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, **117**, 221–268, Milan.
- VISHNEVSKAYA, V. & DJERIĆ, N. (2006): Ophiolite-related and non-ophiolite radiolarites of the Balkan Peninsula. – In: Proceedings of the Mesozoic ophiolite belts of northern part of the Balkan Peninsula, International Symposium Ophiolites 2006 (Belgrade-Banja Luka). – 139–143, Belgrade – Banja Luka (Serbian Acad. Sci. Arts, Comm. Geod., Acad. Sci. Arts Rep. Srpska, Comm. Geosci.).
- VISHNEVSKAYA, V.S., DJERIĆ, N. & ZAKARIADZE, G.S. (2009): New data on Mesozoic Radiolaria of Serbia and Bosnia, and implications for the age and evolution of oceanic volcanic rocks in the Central and Northern Balkans. – *Lithos*, **108**, 72–105, Amsterdam.
- VLAHOVIĆ, I., TIŠLJAR, J., VELIĆ, I. & MATIČEĆ, D. (2005): Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: Paleogeography, main events and depositional dynamics. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **220**, 333–360, Amsterdam.
- VOJTKO, R. (2000): Are there tectonic units derived from the Meliata-Hallstatt trough incorporated into the tectonic structure of the Tisovec Karst? (Muráň karstic plateau, Slovakia). – *Slovak Geol. Mag.*, **6**, 335–346, Bratislava.
- VÖRÖS, A. (Ed.) (2003): BUDAI, T., KOVÁCS, S., LELKES, GY., PÁLFY, J., PIROS, O., SZABÓ, I. & SZENTE, I.: The Pelsonian Substage on the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary). – *Geol. Hung., ser. Palaeontol.*, **55**, 1–195, Budapest.
- VÖRÖS, A. & GALÁ CZ, A. (1998): Jurassic paleogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). – *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, **104**, 69–84, Milan.
- VOZÁR, J. (1996): Map of pre-Tertiary basement of the Danube region on the territory of the Slovak Republic. – In: AMANN, G., HANDLER, R., KÜRZ, W. & STEYRER, H.P. (Eds.): 6th Symp. Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie. – Ext. Abstracts, 455–457, Salzburg (Facultas Univ.-Verl.).
- VOZÁROVÁ, A. & STRAKA, P. (1989): Mezozoikum. – In: BAŇACKÝ, V. (Ed.), ELEČKO, M., KALIČIAK, M., STRAKA, P., ŠKVARKA, L., ŠUCHA, P., VASS, D., VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J.: Explanation to geological map of the Southern Part of East Slovakian Lowland and Zemplín Hills 1:50.000. – 40–43 (in Slovak, English summary), Bratislava (Dionýz Stúr Inst. of Geology).
- VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J. (1988): Late Paleozoic in the West Carpathians. – 314 p., Bratislava (Geol. Ústav D. Štúra).
- VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J. (1992): Tornaicum and Meliaticum in bore-hole Brusník BRU-1, Southern Slovakia (Brusník Anticline, Rimava Depression). – *Acta Geol. Hung.*, **35**, 97–116, Budapest.
- VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J., EBNER, F., PAMIĆ, J., KOVÁCS, S., SZEDERKÉNYI, T., VAI, G.B., VENTURINI, C., KRÄUTNER, H.-G., KARAMATA, S., KRSTIĆ, B., SUDAR, M. & MIOČ, P. (2009a): Tectonostratigraphic terrane and paleoenvironment map of the Circum Pannonian Region. Late Variscan (Latest Carboniferous to Early Permian) environments 1:2.500.000. – Budapest (Geol. Inst. Hung.).
- VOZÁROVÁ, A., EBNER, F., KOVÁCS, S., KRÄUTNER, H.-G., SZEDERKÉNYI, T., KRSTIĆ, B., SREMAC, J., ALJINOVIĆ, D., NOVAK, M. & SKABERNE, D. (2009b): Late Variscan (Carboniferous to Permian) environments in the Circum Pannonian Region. – *Geol. Carpathica*, **60**, 71–104, Bratislava.
- WAGREICH, M. (1995): Subduction tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). – *Tectonophysics*, **242**, 63–78, Amsterdam.
- WEIN, GY. (1969): Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. – *Acta Geol. Hung.*, **13**, 399–436, Budapest.
- ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. – *Abh. Senckb. Naturf. Ges.*, **519**, 1–123, Frankfurt/Main.
- ZEEH, S., BECHSTÄDT, T. & MAUL, B. (1988): Fazies und frühe Diagenese im obersten Wettersteinkalk (Drauzug, Nördliche Kalkalpen). – *Bochumer Geol. Geotechn. Arb.*, **29**, 245–247, Bochum.

Plate 1

- Fig. 1. Norian organic rich Hauptdolomit, Wiesthal, Bavaric Unit, Northern Calcareous Alps (photo: H.-J. Gawlick).
- Fig. 2. Dachstein Limestone, reefal facies (Upper Norian), Hochkönig, Tirolic Unit, Northern Calcareous Alps (photo: H.-J. Gawlick).
- Fig. 3. Kössen Formation (Rhaetian) Moertlbach (photo: H.-J. Gawlick).
- Fig. 4. Well-bedded cherty hemipelagic limestone of the Pötschen Formation with of shallow-marine origin allodapic limestone intercalations (Upper Carnian to Middle Norian). Pötschenwand, Zlambach/Pötschen Facies Zone, Northern Calcareous Alps (photo: Cs. Péró).
- Fig. 5. Dachstein Limestone lagoonal facies (Norian) – Kössen Formation (Upper Norian-Rhaethian) – Rhaetian reefal limestone. Section Hohes Freieck, Tirolic Unit, Northern Calcareous Alps (photo: H.-J. Gawlick).



Plate 2

- Fig. 1. Zlambach Formation at the type locality (Rhaetian) (photo: H.-J. Gawlick).
- Fig. 2. Light red Hallstatt Limestone, Hangendrotkalk Member (Middle Norian, Alauian 1–3). Bad Dürrenberg, south of Salzburg, Hallstatt Facies Zone, Northern Calcareous Alps (photo: Sz. Kövér).
- Fig. 3. Carnian – Norian Carpathian Keuper with dolomite intercalations. Fatric Unit, Krížna Nappe, Kardolina near Ždiar village, Belanské Tatry, Western Carpathians (photo: Cs. Péró).
- Fig. 4. Ladinian platform dolomite; cyclic lagoonal facies, Budaörs, Buda Mts, Transdanubian Range (photo: J. Haas).
- Fig. 5. Thin-bedded, laminated limestone. Felsőörs Formation, Anisian 2 (Pelsonian), Aszófó, Balaton Highland (photo: J. Haas).

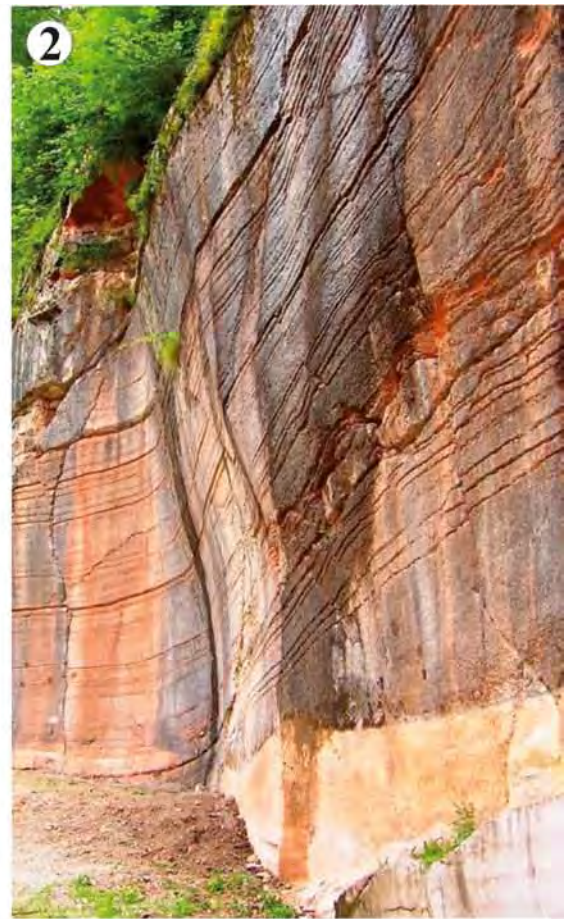


Plate 3

- Fig. 1. Thin-bedded pelagic limestone (Füred Limestone). Uppermost Ladinian to lowermost Carnian, Pécsely, Balaton Highland, Transdanubian Range Unit (photo: J. Haas).
- Fig. 2. Lofer-cyclic Dachstein Limestone. Rhaetian. Gorba Quarry, Gerecse Mts, Transdanubian Range Unit (photo: Cs. Péro).
- Fig. 3. Chanell structure in a limestone turbidite sequence of slope facies. Csóvár Formation. Rhaetian, Csóvár, Blocks on the eastern side of Danube, Transdanubian Range Unit (photo: J. Haas).
- Fig. 4. Bódvalenke Limestone Formation, Upper Anisian – Ladinian. Road-side cut at the NW margin of Bódvalenke village, Rudabánya Hills, Bódva Unit. Typical development of Bódvalenke Limestone: alternation of purplish red-pink micritic limestone, whitish *Posidonia*-coquina and purplish-red chert layers. Lower Ladinian (photo: Sz.Kövé).
- Fig. 5. Bódvalenke Limestone Formation. Road-side cut at the NW margin of Bódvalenke village, Rudabánya Hills, Bódva Unit. Slump fold in alternation of purplish red chert and pinkish micritic limestone. Lower Ladinian (photo: Sz. Kövé).

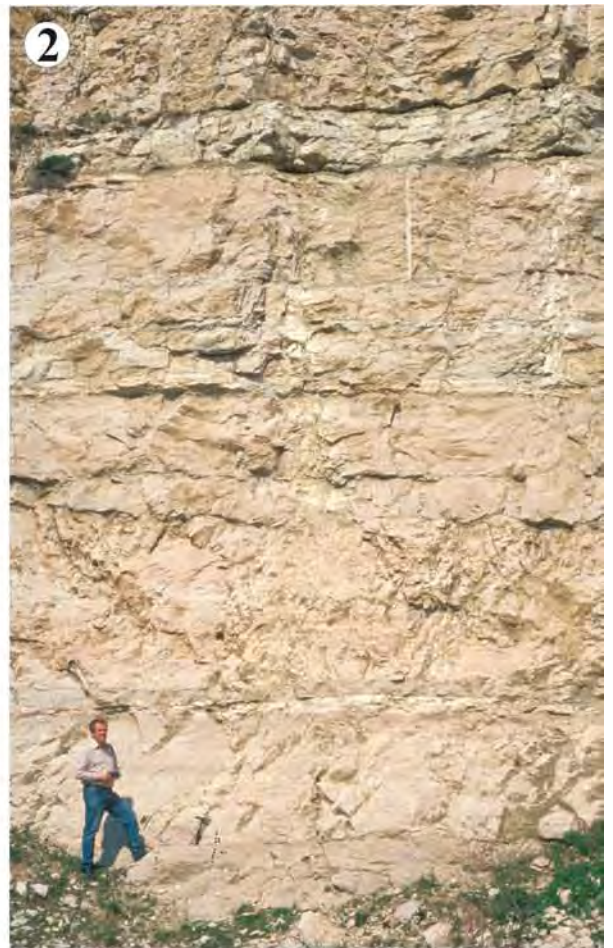


Plate 4

- Fig. 1. Permian/Triassic boundary in marine succession: P₃ = top of Upper Permian black, fossiliferous Bellerophon-type limestone (Nagyvisnyó Fm.); BCl = "boundary clay"; T₁: base of Lower Triassic oolitic limestone (Gerennavár Fm.). Bálvány-North key section, northern part of Bükk Mts., Gemer-Bükk-Zagorje Unit (photo: J. Haas).
- Fig. 2. Peperite: red, micritic limestone enclaves in basalt, Middle Triassic olistolith in Jurassic mélangé. Baj-patak Quarry, Darnó Unit, westernmost part of Bükk Mts, Gemer-Bükk-Zagorje Unit (photo: J. Haas).
- Fig. 3. Ladinian-Carnian red radiolarite in Jurassic mélangé (Dallapuszta Radiolarite Formation). Sirok-Dallapuszta, Darnó Unit (photo: Cs. Péro).
- Fig. 4. Folded Carnian beds below Triglav Mt, Julian Alps, Slovenia (photo: B. Jurkovšek).
- Fig. 5. "Raibl Beds", Carnian, Belca, Karavanke Mts, Slovenia (photo: B. Jurkovšek).



Plate 5

- Fig. 1. Dachstein Limestone, cyclic lagoonal (loferite) facies. Triglav Mt, Julian Alps, Julian Carbonate Platform, Gemer-Bükk-Zagorje Unit (photo: Cs. Péró).
- Fig. 2. Peperite: basalt mingled with red, micritic limestone. Marginal facies of a Triassic volcano complex (PALINKAŠ et al., 2008). Hruškovec quarry, Kalnik Mts, Gemer-Bükk-Zagorje Unit (photo: G. Kiss).
- Fig. 3. Carnian beds, basinal facies, Kozja dnina, Julian Alps, Slovenia (photo: B. Jurkovšek).
- Fig. 4. Permian–Triassic interval, Lukač section, Idrija–Žiri area, Slovenia (photo: B. Jurkovšek).
- Fig. 5. Olistolith of Upper Carnian–Lower Norian red and light grey Hallstatt Limestone in the matrix of mélangé. Dinaridic Ophiolite Belt, Zlatar Mt, Bučevske Luke locality, road Nova Varoš – Bistrica (photo: D. Milovanović).



Plate 6

- Fig. 1. “Bódvalenke-type” red, cherty limestone (Ladinian) on top (at the right margin) of amygdaloidal basalt. Olistolith in the black shale matrix of ophiolite mélangé, locality Potpeć along the road from Bistrica to Priboj. Dinaridic Ophiolite Belt, Zlatar Mts (photo: Sz. Kóvér).
- Fig. 2. Pillow lava and red chert (Carnian) in the olistostrome/mélangé deposits of the Vardar Zone Western Belt. Ovčar – Kablar Gorge (photo: D. Milovanović).
- Fig. 3. Folded Carnian platy to bedded grey cherty limestones with thin interlayers of argillaceous or tuffitic material of the Grivska Formation. Dinaridic Ophiolite Belt, Zlatar Mt, valley of Zlošnica River, road Nova Varoš – Akmačići (photo: D. Jovanović).
- Fig. 4. Carnian–Norian massive limestone, Transylvanian Nappe System, Zimbru “Series”, Piatra Șoimului klippe, Rarău Mts (photo: D.A. & L.G. Popescu).
- Fig. 5. Block of Carnian “Bódvalenke-type” red cherty limestone associated with basalt in the matrix of ophiolite mélangé. Dinaridic Ophiolite Belt, Zlatibor Mt, valley of Katušnica Creek, road Sirogojno – Gostilje (photo: D. Jovanović).

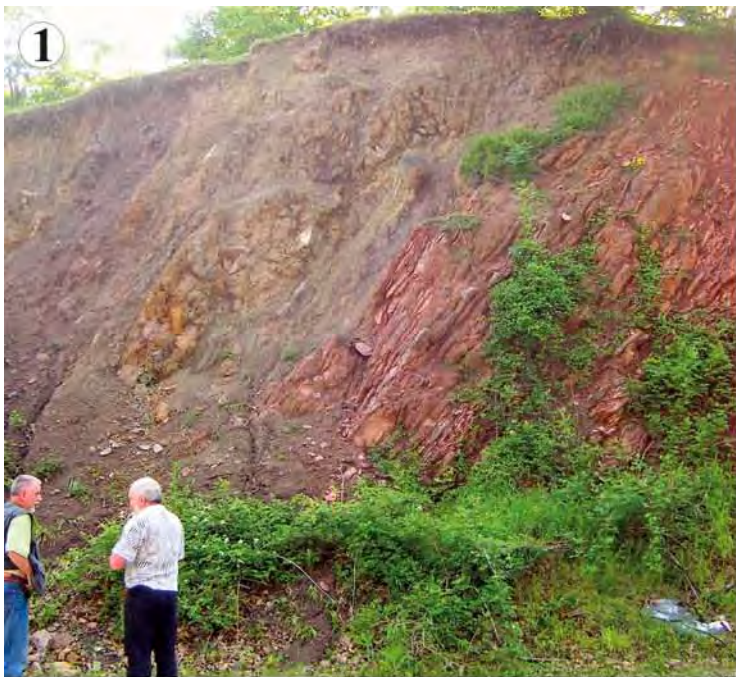


Plate 7

- Fig. 1. Carnian–Norian massive limestone, Transylvanian Nappe System, Zimbru “Series”, Popchii Rarăului klippe, Rarău Mts (photo: D.A. & L.G. Popescu).
- Fig. 2. Low-angular discordance contact (less than 10 degrees) between Permian sediments of the Topli Do Formation (lower right part) and Lower Triassic continental deposits of braided rivers of the Temska Formation (left and upper parts). Stara Planina – Poreč Unit (Upper Danubian) of the East Serbian Carpatho-Balkanides, Stara Planina Mt, Mrtvački Most locality, canyon of Temska River (photo: D. Jovanović).
- Fig. 3. Recumbent fold in Gutenstein-type bedded bituminous dolomite (Upper Olenekian), Infrabucovinian Iacobeni Unit, Puciosu Quarry (photo: D.A. & L.G. Popescu).
- Fig. 4. Lower Triassic Buntsandstein-type continental conglomerate – sandstone: Babás-szerkövek, Mecsek Mts, Mecsek Unit (photo: Gy. Konrád).
- Fig. 5. Ladinian–? Lower Carnian variegated limestone, Infrabucovinian Iacobeni Unit, Suhărzelul Mare Quarry (photo: D.A. & L.G. Popescu).
- Fig. 6. Slump deformation structure in the “Wellenkalk”. Anisian (Pelsonian), Lapis road cut, Pécs, Mecsel Mts. (photo: Á. Török).
- Fig. 7. Anisian massive dolomite unconformably covered by Callovian-Oxfordian reddish radiolarite, Bucovinian Nappe, Fundu Moldovei Village, quarry on right bank of Cailor rivulet, inner limb of Rarău Syncline (photo: D.A. & L.G. Popescu).



Jurassic Evolution of the Tectonostratigraphic Units of the Circum-Pannonian Region

JÁNOS HAAS¹, SÁNDOR KOVÁCS¹, HANS-JÜRGEN GAWLICK², EUGEN GRĂDINARU³, STEVAN KARAMATA⁴, MILAN SUDAR⁵, CSABA PÉRO¹, JÁN MELLO⁶, MILAN POLÁK⁶, BOJAN OGORELEC⁷ & STANKO BUSER⁸

16 Text-Figures, 12 Plates

Piemont-Penninic Ocean
Pannonian Basin
Carpathians
Stratigraphy
Dinarides
Neotethys
Jurassic
Facies
Alps

Contents

Zusammenfassung	283
Abstract	283
Introduction	283
Jurassic Stratigraphy and Evolution of Tectonostratigraphic Units	283
ALCAPA MEGAUNIT	283
Penninic Unit	283
Austroalpine – Western Carpathian Units	284
Eastern Alps (Austroalpine Unit)	284
Lower Austroalpine Units and p.p. Central Alpine Mesozoic Units	284
Northern Calcareous Alps	284
Bavaric Unit	287
Tirolic Unit	287
Hallstatt Facies Belt (reworked Jurassic Hallstatt Mélange)	288
Drau Range	288
Lienz Dolomites and Gailtal Alps	288
Northern Karavanks	289
Central Western Carpathian (Tatro-Veporic) Unit	289
Pieniny Klippen Belt	289
Tatric Unit	290
Fatro-Veporic Unit	291
Hronic Unit	291
Pelso Unit	291
Transdanubian Range Unit	291
Gemer-Bükk-Zagorje Unit	293
Inner Western Carpathian (Gemic s.l.) Unit	293
Meliatic, Turnaic, Silicic Units	293
Bódva Unit	293

- JÁNOS HAAS, †SÁNDOR KOVÁCS, CSABA PÉRO: Geological, Geophysical and Space Science Research Group of the Hungarian Academy of Sciences, Department of Geology, Eötvös Loránd University, Pázmány Péter sétány 1/c, 1117. Budapest, Hungary. haas@ludens.elte.hu; perocs@elte.hu
- HANS-JÜRGEN GAWLICK: Department of Applied Geosciences and Geophysics, Prospection and Applied Sedimentology, University of Leoben, Peter-Tunner-Strasse 5, 8700 Leoben, Austria. hans-juergen.gawlick@unileoben.ac.at
- EUGEN GRĂDINARU: Faculty of Geology and Geophysics, University of Bucharest, Bd. Bălcescu Nicolae 1, 010041 Bucharest, Romania. egradin@geo.edu.ro
- STEVAN KARAMATA: Serbian Academy of Sciences and Arts, Knez Mihailova St. 35, 11000 Belgrade, Serbia. inga@eunet.rs
- MILAN SUDAR: Department of Paleontology, Faculty of Mining and Geology, University of Belgrade, Kamenička St. 6, P. O. Box 227, 11000 Belgrade, Serbia. sudar@eunet.rs
- JÁN MELLO, MILAN POLÁK: State Geological Institute Dyoníz Štúr, Mlynska dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovak Republic. janismello@gmail.com; milan.polak@geology.sk
- BOJAN OGORELEC: Geological Survey of Slovenia, Dimičeva ulica 14, 1000 Ljubljana, Slovenia. bojan.ogorelec@geo-zs.si
- † STANKO BUSER: Geological Department, University of Ljubljana, NTF, Aškerčeva 12, 1000 Ljubljana, Slovenia.

Tornakápolna Unit	293
Martonyi (Torna) Unit	293
Bükk Unit s.l.	293
Bükk Unit s.s.	293
Mónosbél Unit	294
Szarvaskő Unit	295
Darnó Unit	295
Zagorje-Mid-Transdanubian Unit	295
Julian-Savinja Unit	295
South Zala, Medvednica and Kalnik Units	295
ADRIA-DINARIA MEGAUNIT	295
South Alpine Unit	295
Adria Unit	297
Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform	297
Slovenian Basin and Bosnian Zone	297
Dinaridic Unit	298
Central Bosnian Mountains Unit	298
East Bosnian-Durmitor Unit	298
Dinaridic Ophiolite Belt	299
VARDAR MEGAUNIT	300
Jadar Block, Sana-Una and Banija-Kordun Units	300
Vardar Zone Western Belt	300
Main Vardar Zone	300
Transylvanides	301
Simic Metaliferi Mts Nappe System (Southern Apuseni Mts)	302
Transylvanian Nappe System (Perșani, Olt and Hăghimaș Nappes in the Eastern Carpathians)	303
TISZA MEGAUNIT	304
Mecsek Unit	304
Villány-Bihor Unit	306
Papuk-Békés-Codru Unit	307
DACIA MEGAUNIT	308
Danubian-Vrška Čuka-Stara Planina (-Prebalkan) Unit	308
Southern Carpathians	308
Lower Danubian Units	308
Upper Danubian Units	310
East Serbian Carpatho-Balkanides	310
Vrška Čuka-Miroč Unit (Lower Danubian)	311
Stara Planina-Poreč Unit (Upper Danubian)	311
Čivčin-Ceahlău-Severin-Krajina Unit	312
Eastern Carpathians	312
Čivčin-Ceahlău-Black Flysch Unit	312
Southern Carpathians	312
Severin Unit	312
East Serbian Carpatho-Balkanides	312
Krajina Unit	312
Bucovinian-Getic-Kučaj (-Sredno Gora) Unit	312
Eastern Carpathians	312
Bucovinian, Subbucovinian and Infrabucovinian Units	312
Southern Carpathians	314
Getic-Supragetic Units	314
East Serbian Carpatho-Balkanides	315
Kučaj Unit (Getic)	315
Kraishte Unit	315
East Serbian Carpatho-Balkanides	315
Lužnica Unit (West Kraishte)	315
History of Evolution and Notes for Paleogeographic Interpretation	316
Conclusions	317
Acknowledgements	318
References	318
Plates	330

Jura-Tektonostratigraphie im Circum-Pannonischen Raum

Zusammenfassung

Die Jura-Sedimentation in den verschiedenen tektonischen Einheiten im Circum-Pannonischen Raum (Alpen-Karpaten-Pannonien-Dinariden) ist geprägt durch bedeutende plattentektonische Veränderungen. Im Norden bzw. Nordwesten öffnet sich der zum Atlantik-System gehörenden Piemont-Pennin Ozean, während sich gleichzeitig der zum tethyalen System gehörende westliche Teil des Neotethys Ozeans im Osten bzw. Südosten schließt. Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, die Jura-Entwicklungen der verschiedenen Einheiten kurzgefasst darzustellen, ihre fazielle und lithostratigraphische Entwicklung zu dokumentieren und die jeweils beschriebenen Fazies-Affinitäten für die Diskussion der ursprünglichen Jura-Paläogeographie heranzuziehen. Neben der textlichen Darstellung erfolgt eine bildliche Klarstellung in Form von vergleichenden stratigraphischen Entwicklungsschemen. Darüber hinaus wird eine kurze Übersicht zur Jura-Gesamtentwicklung im dargestellten Raum angeschlossen.

Abstract

In the Jurassic due to important plate tectonic processes remarkable changes took place in the setting of the tectonostratigraphic units in the Circum-Pannonian (Alpine-Carpathian-Pannonian-Dinaridic) domain. These changes were mostly controlled by coeval closure of the westernmost part of the Neotethys Ocean in the eastern Mediterranean region and the opening of the Piemont-Penninic Ocean as an eastern continuation of the early Atlantic Ocean in the western Mediterranean area. The aim of the present paper is to briefly summarize the main characteristics of the Jurassic successions of the tectonostratigraphic units, referring to the recognized affinities and relationships among the units. Demonstration of the stratigraphy and basic facies pattern is facilitated by simplified lithofacies columns for the units defined. This review may provide a base for an interpretation of the Jurassic evolutionary history of the studied domain and for better paleogeographic reconstructions. A brief summary of the evolutionary history is given.

Introduction

Coeval closure of the westernmost part of the Neotethys Ocean in the eastern Mediterranean region and opening of the Piemont-Penninic Ocean as an eastern continuation of the early Atlantic Ocean in the western Mediterranean area resulted in a new plate configuration in the Circum-Pannonian (Alpine-Carpathian-Pannonian-Dinaridic) domain in the Jurassic, discussed controversially (STAMPFLI et al., 1991; DERCOURT et al., 1993; PLAŠIENKA, 2000; STAMPFLI & BOREL, 2002; CSONTOS & VÖRÖS, 2004; HAAS & PÉRÓ, 2004). Spreading of the Piemont-Penninic Ocean ("Alpine Tethys"; e.g. STAMPFLI et al., 2001; BILL et al., 2002; SCHMID et al., 2004; "Alpine Atlantic"; MISSONI & GAWLICK, 2010) with formation of oceanic crust since the late Early Jurassic (e.g. RATSCHBACHER et al., 2004) and early Middle Jurassic (e.g. BILL et al., 2002) led to the separation of the Austroalpine-Western Carpathian and the Tisza Megaunits (e.g. GÉCZY, 1973; KOVÁCS, 1984; HAAS & PÉRÓ, 2004) from other parts of the European plate. In the late Early Jurassic to Middle Jurassic subduction initiated in the Neotethys realm (e.g. GAWLICK et al., 2008) that resulted in the formation of accretionary complexes in the Vardar Zone, the Dinaridic Ophiolite Belt / Mirdita Ophiolite Zone (e.g. DIMITRIJEVIĆ, 1997; DIMITRIJEVIĆ et al., 2003; KARAMATA, 2006; GAWLICK et al., 2008) and the Meliata-Hallstatt Zone (GAWLICK et al., 1999) in the Middle to Late Jurassic. The accretionary complex and the out-of-sequence nappes in the more proximal part of the former continental margin are locally covered by platform carbonates of Kimmeridgian to Berriasian age.

Due to further tectonic shortening after the closure of the westernmost Neotethys and the Piemont-Penninic oceanic basins since Late Cretaceous and lateral displacements of plate fragments during the Cretaceous and Tertiary, the Jurassic formations moved partly relatively far from their original position leading to significant changes in their relationships and paleogeographic setting (e.g. SÂNDULESCU, 1984; BALLA, 1987; ROYDEN & BÁLDI, 1988; RATSCHBACHER et al., 1991; CSONTOS, 1995; KOVÁČ et al., 1998; FODOR et al., 1999; NEUBAUER et al., 1999; HAAS & KOVÁCS, 2001; CSONTOS & VÖRÖS, 2004; FRANK & SCHLAGER, 2006; SCHMID

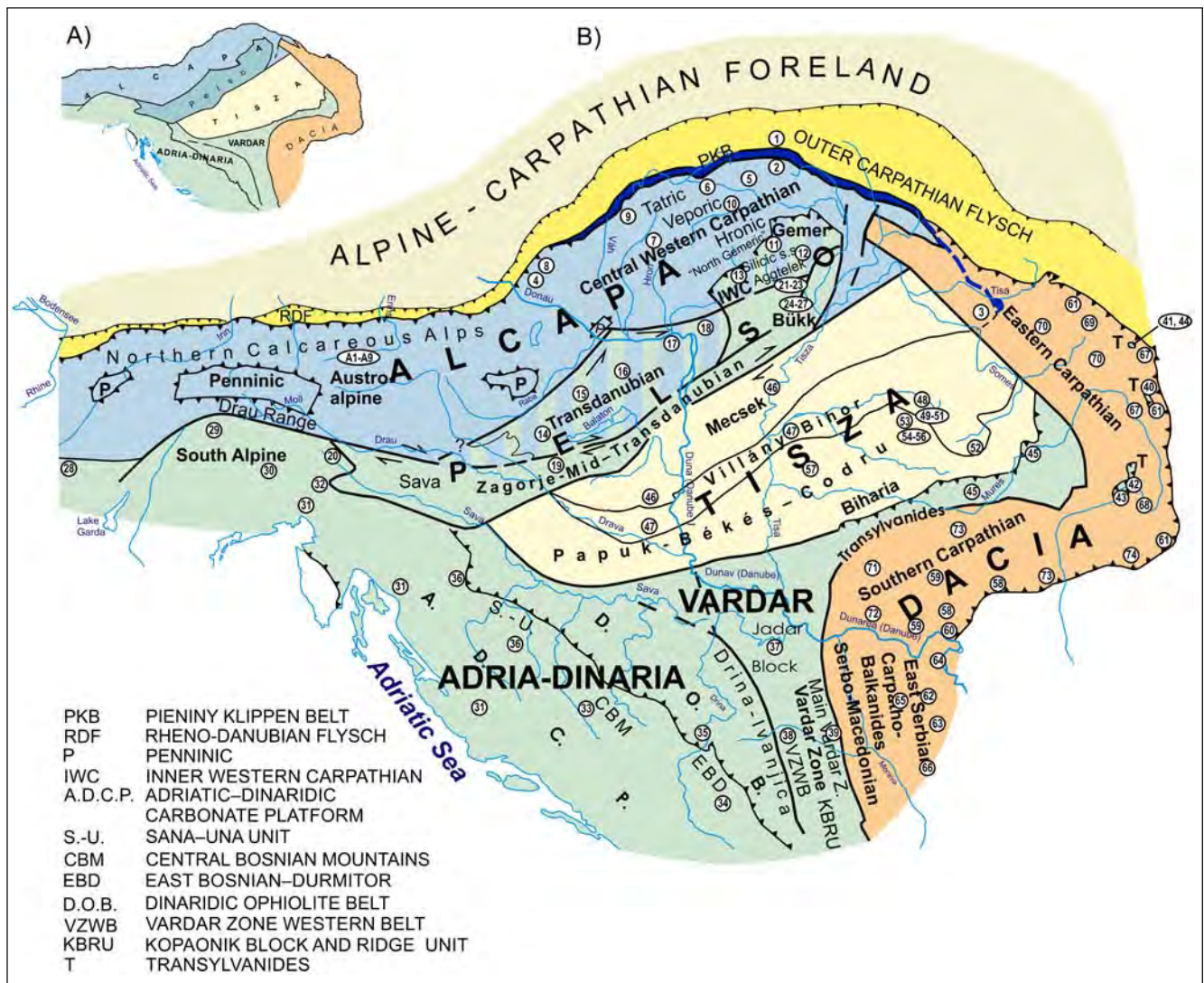
et al., 2008). Essential characteristics of the Jurassic formations of the tectonostratigraphic units are presented below, thus providing the basis for the reconstruction of the provenance of the tectonostratigraphic units that will be briefly summarized in the last part of the present paper. Setting and names of the structural units referred to in the text and locations of the lithofacies columns are presented in Text-Fig. 1.

Jurassic Stratigraphy and Evolution of Tectonostratigraphic Units

ALCAPA MEGAUNIT

Penninic Unit

The Jurassic sedimentary successions of the Penninic Unit represent the distal continuation of the Lower Austroalpine successions towards the newly formed Penninic Ocean, but finer-grained. Accordingly, the sedimentary evolution of this unit is more or less the same as that of the Lower Austroalpine passive continental margin. The sedimentary successions generally are highly deformed and metamorphosed (e.g. Engadin and Tauern Windows), form different nappes and lack mostly in determinable fossils (details in TOLLMANN, 1977). In the Early Jurassic, quartzites, arkoses and phyllites (Hochstegenquarzit, Schwarzkopf-quarzit) dominate in both windows beside conglomerates and Bündner schists. First ophiolites (Pl. 1, Fig. 1) occur in the upper part of the Early Jurassic (RATSCHBACHER et al., 2004). In the Middle Jurassic the fine-grained Bündner schists are dominating (Pl. 1, Fig. 2) beside sandstones (Idalp sandstone). Rare radiolarites (e.g. in the Idalp region) may be contemporaneous with the radiolarites in the Swiss or French Alps (Bathonian to Oxfordian; BILL et al., 2001). In the Late Jurassic the sedimentation changed from shaly/siliceous sediments to more carbonatic ones: Hochstegen limestone/-dolomite and Klammkalk in the Tauern and Rechnitz windows (Oxfordian to Tithonian), Falknis and Sulzfluh limestone in the Engadin window (Oxfordian to Tithonian) (TOLLMANN, 1977; PILLER et al., 2004).



Text-Fig. 1. Megaunits (A) and lower-rank structural units (B) in the Circum-Pannonian region, with location of the lithofacies columns.

Austroalpine-Western Carpathian Units

Eastern Alps (Austroalpine Unit)

For a detailed description of the Jurassic evolution of the Austroalpine with definition and revision of all formations see GAWLICK et al. (2009a).

Lower Austroalpine Units and p.p. Central Alpine Mesozoic Units (Text-Fig. 3, col. A1)

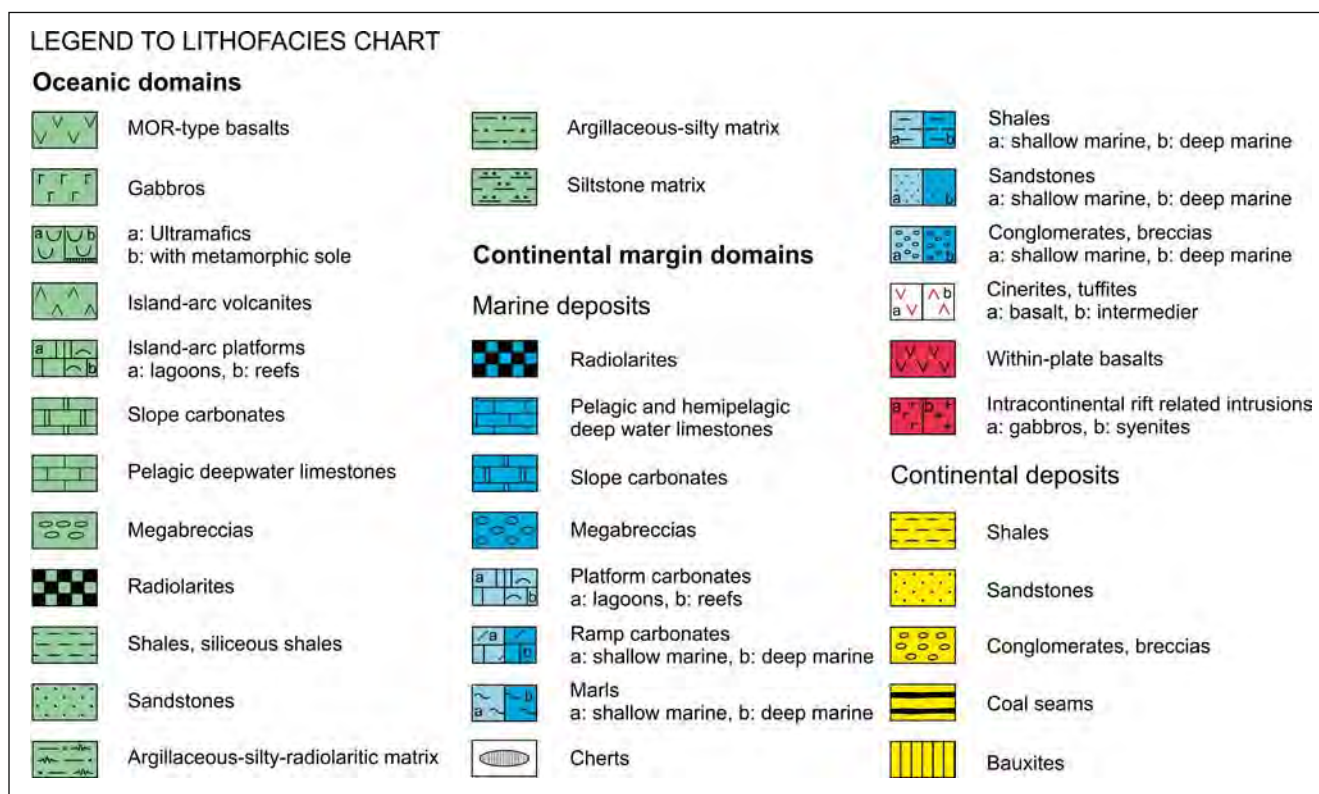
The Lower Austroalpine Units formed in Jurassic times the passive continental margin facing the Penninic-Piemont Ocean to the northwest. Breccia formation due to extensional tectonics started above siliciclastic influenced carbonates in the Late Hettangian and should prevail until the end of the Early Jurassic or early Middle Jurassic (e.g. ENZENBERG, 1967; HÄUSLER, 1988; CONTI et al., 1994), but metamorphism and deformation prevent exact dating of the successions in the Lower Austroalpine units (TOLLMANN, 1977). Exact dating of the equivalent breccias in the Engadin shows that breccia formation decreased in the Sinemurian to Early Pliensbachian (e.g. EBERLI, 1988; CONTI et al., 1994). This Late Hettangian to Early Pliensbachian breccias are related to the first extensional pulse. A second pulse may start in the Late Toarcian to Aalenian

and could be related to the final break-up of the Penninic Ocean (RATSCHBACHER et al., 2004).

The Early Jurassic breccias occur in deep-water marly and cherty limestones and derive from nearby escarpments (Text-Fig. 3). Radiolarite deposition may start in the late Middle Jurassic, contemporaneous with the deposition of the radiolarian cherts in the Penninic-Piemont oceanic domain (O'DOHERTY et al., 2006). In Late Jurassic times, after the deposition of the radiolarites, calcareous sedimentation becomes important, but again breccias occur (e.g. GRUNER, 1981; HÄUSLER, 1988). Whereas in the Lower Austroalpine Units the Jurassic successions seems to be more or less completely prevailed, they are rare (mostly eroded) in the Central Alpine Mesozoic Units. Where prevailed these successions show the same evolution as in the Lower Austroalpine Units but with less tectonic influence (compare TOLLMANN, 1977).

Northern Calcareous Alps

At the Triassic/Jurassic boundary carbonate production significantly decreased in connection with the environmental crisis leading to a mass extinction accompanied by a sea-level drop. Therefore earliest Jurassic sedi-

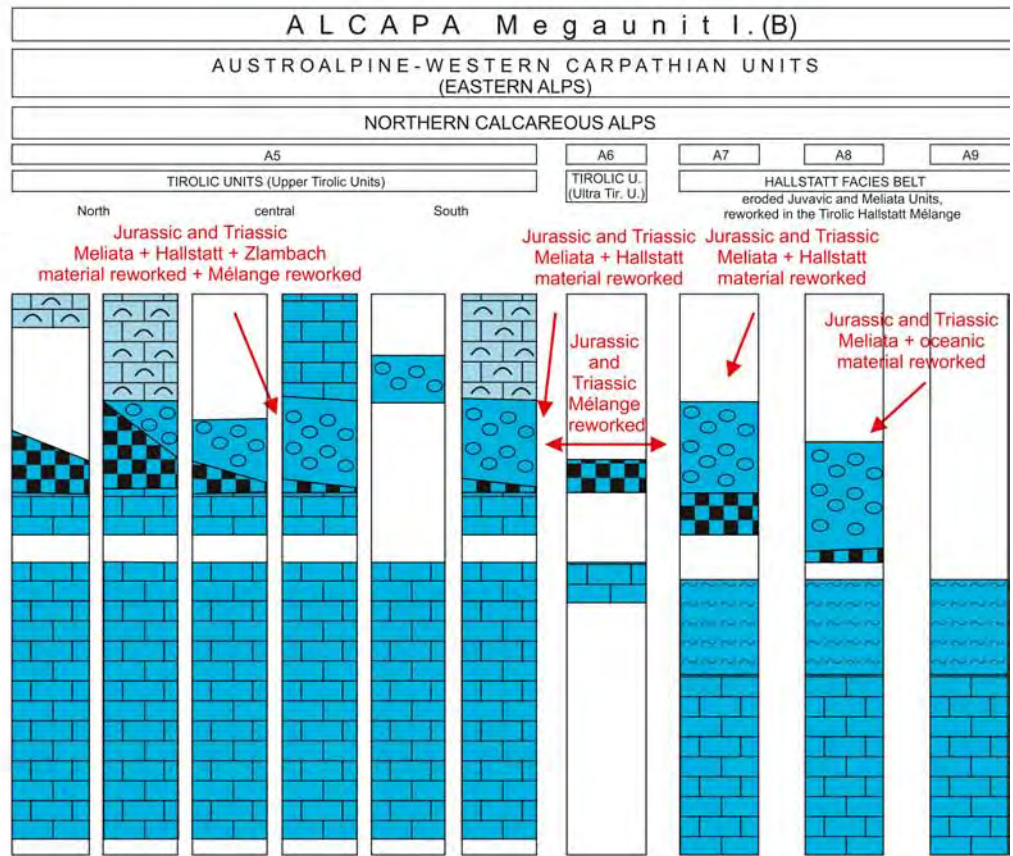
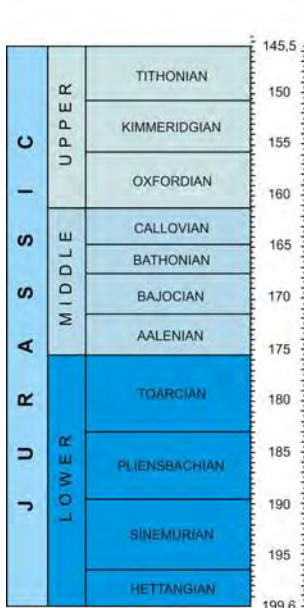
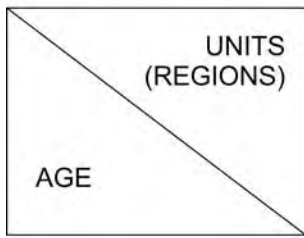
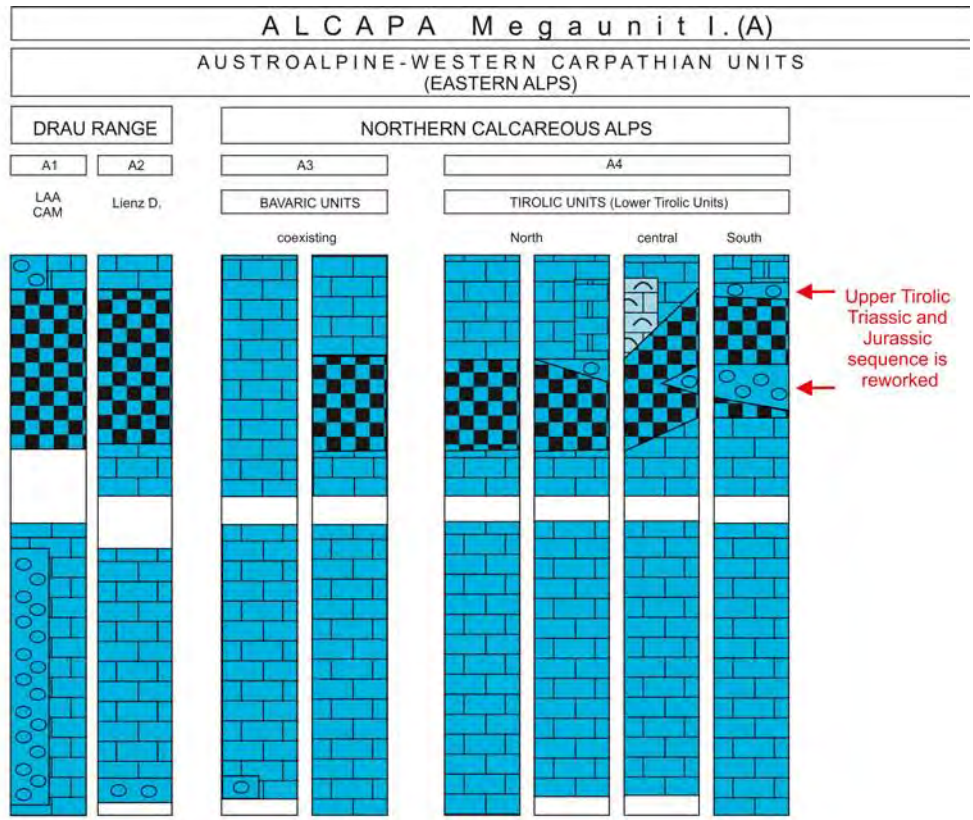
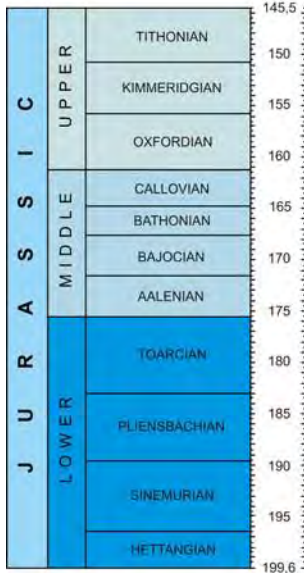
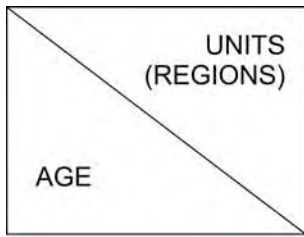


Text-Fig. 2.
Legend to lithofacies charts (Text-Figs. 3–16).

ments are missing on top of the morphologic highs (former Hauptdolomit/Dachstein Carbonate Platform). Only in basal areas sedimentation was continuous (HILLEBRANDT & KRYSZYN, 2009). Lack of sufficient sediment supply led to drowning of the Hauptdolomit/Dachstein Carbonate Platform in Late Hettangian times due to a sea-level rise. Later on, a horst and graben morphology developed (BERNOULLI & JENKYN, 1974; EBERLI, 1988; KRAINER et al., 1994) and triggered breccia formation (Text-Figs. 1, 2 and 3) along submarine slopes and escarpments, mainly in Pliensbachian to Early Toarcian times (BÖHM et al., 1995). An increasing pelagic influence was manifested in the Early to Middle Jurassic sediments of the Northern Calcareous Alps (NCA) (GARRISON & FISCHER, 1969; BÖHM, 1992). Breccia formation in late Early Jurassic times was mostly interpreted as a result of the opening of the Penninic Ocean (e.g. BERNOULLI & JENKYN, 1974; EBERLI, 1988; KRAINER et al., 1994). Whereas the lower part of the Early Jurassic sequences of the Lower Austroalpine shows the typical features of a rifted margin (e.g. EBERLI, 1988); the Bavaric and Tirolic Units were only slightly influenced by these rifting processes. In contrast, late Early Jurassic tectonic movements affected mainly the Tirolic Unit and resulted in a completely new paleogeographic setting, whereas the Bavaric to Lower Austroalpine Units show only mild or no influence of these tectonic processes. This change in the late Early Jurassic (Late Pliensbachian to Early Toarcian) was interpreted by many authors also as a result of the opening of the Penninic Ocean (e.g. EBERLI, 1988; KRAINER et al., 1994). In contrast, FRISCH & GAWLICK (2003) and MISSONI & GAWLICK (2011) attributed this “event” to the onset of subduction of the Neotethys Ocean.

Due to the subduction processes in the Neotethys realm and the contemporaneous out-of-sequence thrusting towards the continent (Juvavic and Tirolic Nappes), the sedimentation pattern in the Northern Calcareous Alps changed dramatically in the Middle Jurassic (GAWLICK & FRISCH, 2003), and not in the Oxfordian as formerly assumed (TOLLMANN, 1985). Significant sedimentation resumed with the deposition of the Ruhpolding Radiolarite Group, which documented the change from condensed carbonates to almost purely siliceous sediments. In the Middle Jurassic, the sedimentary evolution in the southern part of the Tirolic Unit (Upper Tirolic Nappe with Bajocian to Oxfordian Hallstatt Mélange) clearly differed from the one in the northern part (Lower Tirolic Nappe with Oxfordian Tauglboden Mélange). The main difference of the Hallstatt and Tauglboden Mélanges was the earlier onset and the different composition of huge mass-flows in the Hallstatt Mélange basins. The mélanges are interpreted as carbonate-clastic-radiolaritic trench fills formed in sequence due to the closure of parts of the Neotethys Ocean.

The Plassen Carbonate Platform (PCP, Kimmeridgian to Early Berriasian; GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2006) developed during tectonically active periods in a convergent regime (GAWLICK et al., 2009a). In the Late Kimmeridgian to Early Berriasian huge masses of shallow-water carbonates were formed. The platform carbonates are covered by calpionellid-radiolaria wackestones to packstones of Late Berriasian age. A siliciclastic influenced drowning sequence sealed the highly differentiated PCP (Schrambach Formation). The onset, evolution and drowning of the PCP took place in a tectonic active regime. The tectonic evolution of the Northern Calcareous Alps during Kimmeridgian to Berriasian times and the final drowning of the PCP



Text-Fig. 3. Lithofacies chart of the Eastern Alpine Units (A1–A9) (ALCAPA I).

Abbreviations:
LAA = Lower Austroalpine, CAM = Central Alpine Mesozoic,
Lienz D. = Lienz Dolomites, Ultra Tir. U. = Ultra-Tirolic Unit.

can be interpreted as a result of further tectonic shortening and uplift of the accretionary prism after the closure of parts of the Neotethys Ocean. This led to the erosion of siliciclastic material, which reached at this time the inner parts of the NCA.

Bavaric Unit (Text-Fig. 3, col. A3)

In the Early Jurassic the sedimentation was mainly controlled by the Late Triassic topography (BÖHM, 2003; GAWLICK & FRISCH, 2003). Block tilting was mild in this area. The Rhaetian shallow-water carbonates were overlain by red and grey crinoidal limestones in the Late Hettangian to Sinemurian with a gap (EBLI, 1997). On top of the Rhaetian Kössen Formation cherty and marly bedded limestones were deposited (Kirchstein Formation). These sediments progressed gradually to the hemipelagic Allgäu Formation (Sinemurian to ?Bathonian). In the depositional areas of the Adnet Formation condensed sedimentation prevailed partly until the late Middle Jurassic (Adnet Formation: Sinemurian to Toarcian; Klaus Formation: Bathonian to Callovian), and condensed red limestones were formed subsequently (Steinmühl Formation – Kimmeridgian to Tithonian) (KRYSTYN, 1971, 1972). In the Upper Bavaric Nappe, i.e. in the basinal transitional areas to the Lower Tirolic Unit only the deposition of the organic rich Sachrang Member indicates a slight tectonic influence in the Early Toarcian, in contrast to the stronger tectonic influence which occurred in the Tirolic Units. In the Callovian to Oxfordian these depositional areas deepened which resulted in the deposition of cherty limestones, cherty marls, and radiolarites. In basinal areas on top of the Allgäu Formation dark grey cherty marls and cherty limestones were deposited, formerly interpreted as early to late Middle Jurassic Allgäu Formation (EBLI, 1997; PILLER et al., 2004), being in fact time equivalents of the Ruhpolding Radiolarite Group in the sense of GAWLICK & FRISCH (2003). On the Early to Middle Jurassic topographic highs red condensed limestones or condensed radiolarites were deposited (Callovian to Kimmeridgian). In the Kimmeridgian the siliceous sedimentation passed gradually to marly sedimentation, which is characteristic for the Kimmeridgian to Early Berriasian (Ammergau Formation, Aptychus beds). Typical Aptychus beds beside Biancone were deposited in the Late Tithonian. These sediments may reflect tectonic movements in the Tirolic Units and an enormous amount of fine-grained carbonate export from the PCP to the Peninic realm. This time synchronicity suggests that coeval tectonic subsidence and shedding of huge amounts of carbonate material from the platform areas of the PCP may have been responsible for the great thickness of the Oberalm Formation/Aptychus beds (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2006) rather than enhanced nannoplankton productivity in the whole Tethys realm (e.g. COLACICCHI & BIGOZZI, 1995).

Tirolic Unit (Text-Fig. 3, col. A4-A6)

In the Early Jurassic the sedimentation was controlled by the topography of the Late Triassic Hauptdolomit/Dachstein Carbonate Platform (BÖHM, 2003; GAWLICK & FRISCH, 2003). On top of the Rhaetian shallow-water carbonates red condensed limestones of the Adnet Group (Late Hettangian to Toarcian; BÖHM, 1992, 2003) were deposited, partly above a gap. On top of the Rhaetian

Kössen Formation cherty and marly bedded limestones (Scheibelberg Formation: Sinemurian to Toarcian – Pl. 1, Fig. 3; Kendlbach Formation: Hettangian; BÖHM, 1992, 2003; EBLI, 1997; KRÄINER & MOSTLER, 1997), whereas in the transitional areas to the Rhaetian Kössen Basin crinoidal or sponge spicule rich limestones of the Enzesfeld Formation were deposited (Hettangian to Sinemurian; BÖHM, 1992). In the Late Pliensbachian and Early Toarcian a horst and graben morphology developed (BERNOULLI & JENKYN, 1974; KRÄINER et al., 1994) and triggered breccia formation along submarine slopes and escarpments (Pl. 1, Fig. 4; BÖHM et al., 1995). On the horsts the Toarcian and most of the Middle Jurassic is characterized by starving sedimentation and ferro-manganese crusts or there is a hiatus, whereas the grabens were filled with deep-water carbonates and breccias, which were formed at near fault scarps. Neptunian dykes developed in various places. In these newly formed basinal areas grey bedded limestones of the Scheibelberg Formation were deposited, whereas the topographic highs were covered by condensed red limestones of the Klaus Formation (e.g. KRYSTYN, 1972).

This sedimentation pattern changed dramatically in the late Middle Jurassic (GAWLICK & FRISCH, 2003) when radiolarian cherts and radiolarian rich marls and limestones of the Ruhpolding Radiolarite Group start to deposit (DIERSCHKE, 1980) (Pl. 2, Fig. 1).

In the Bajocian the sedimentary evolution in the southern part of the Tirolic Unit (= Upper Tirolic Unit) differed from that in the northern part (= Lower Tirolic nappe group; recently subdivided by GAWLICK et al. (2011) in a Lower Tirolic nappe and a Lowermost Tirolic nappe, separated by the Brunnwinkl Rise in central position). Deep-water trenches were formed in front of advancing nappes. The southern parts of the Northern Calcareous Alps (= Upper Tirolic nappe) received mass-flow deposits and large slides derived from the Hallstatt zone (GAWLICK & FRISCH, 2003; Pl. 2, Fig. 3). The thickness of the basin fills may reach 2000 m (GAWLICK, 1996; GAWLICK et al., 2007). The Tauglboden trench in the north (= Upper Tirolic nappe) was subjected to high subsidence and sedimentation rates in the Oxfordian (SCHLAGER & SCHLAGER, 1973; GAWLICK & FRISCH, 2003). A rise (= nappe front of the Upper Tirolic units; northern part) was eroded and supplied the Tauglboden trench to its north with mass-flow deposits and slides (Pl. 1, Fig. 5). These two groups differ significantly, since the Hallstatt Mélange trenches formed earlier and exhibited a different composition of its huge mass-flows. However, both basins formed syntectonically suggesting a substantial relief between the basin axis and the source area. The third type of radiolarite basin, the Sillenkopf Basin (MISSONI et al., 2001), remained a starved basin in the Kimmeridgian in the southern NCA. This basin contains the earliest ophiolitic detritus deriving from the accreted and or obducted Neotethys ocean floor (MISSONI, 2003; MISSONI & GAWLICK, 2011).

GAWLICK et al. (1999) interpreted all these patterns of sedimentation as a reflection of nappe movements in the today eroded southernmost Northern Calcareous Alps (= eroded Juvavic nappe pile) in late Middle to Late Jurassic times and related it to the Kimmeridgian orogeny according to earlier authors (see “Jurassic gravitational tectonics”; PLÖCHINGER, 1976; TOLLMANN, 1981, 1985, 1987; MANDL, 1982). This orogenic event (e.g. LEIN, 1985, 1987a) was related to the closure of parts of the Neotethys Ocean.

According to other authors (e.g. WÄCHTER, 1987; CHANNELL et al., 1992; FRANK & SCHLAGER, 2006) these Late Jurassic coarse clastic sediments should be related to strike-slip faulting (compare SCHMID et al., 2008; GAWLICK et al., 2008).

The Hallstatt Mélange as erosional product of the today eroded Juvavic nappes was formed in the late Early to early Late Jurassic interval as a result of a successive shortening of the Triassic to Early Jurassic distal shelf area (Hallstatt Zone). In front of advancing and rising nappes, trenches were formed and filled up by various deposits. These trenches were overthrust and incorporated into the accretionary prism subsequently (GAWLICK et al., 2009a).

In the Tirolic Units of the Northern Calcareous Alps establishment of the shallow-water PCP started on the frontal parts of the rising and advancing nappes (GAWLICK et al., 1999, 2005). From there these platforms prograded towards the adjacent radiolarite basins (GAWLICK & FRISCH, 2003; GAWLICK et al., 2005). This resulted in a complex basin and rise topography with shallow-water and deep-water areas with different types of sediments (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2006). In the Kimmeridgian a huge carbonate platform was formed in the southern and northern parts of the Upper Tirolic Unit (Pl. 2, Fig. 4), whereas in the Lower Tirolic Unit the formation of Kimmeridgian shallow-water carbonates was restricted to its central part (GAWLICK et al., 2007), i.e. the rise separating the Lower and Lowermost Tirolic nappe (GAWLICK et al., 2011). The whole PCP cycle lasted from the Kimmeridgian till the Early Berriasian platform drowning, but drowning resp. uplift of the platform was not contemporaneous (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2010). From the Late Tithonian onwards due to the break up of rises a large amount of carbonate debris was shed into the adjacent basins, and further to the Bavaric Units and to the Lower Austroalpine realm forming there the Oberalm Formation (resp. Aptychus beds). The "Barmstein Limestones" consists of proximal reef debris and in parts with allochthonous components (PLÖCHINGER, 1976; STEIGER, 1981; GAWLICK et al., 2005) and represent mass-flows and turbiditic layers in a basinal succession (Oberalm Formation) with components deriving mostly from the adjacent autochthonous PCP (Pl. 2, Fig. 2), although older clasts also occur (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK, 2007).

Hallstatt Facies Belt (reworked Jurassic Hallstatt Mélange)

In the area of the Northern Calcareous Alps, the eroded Juvavicum represents the Jurassic accretionary prism (FRISCH & GAWLICK, 2003). Remnants of this nappe complex are only present in the Middle to Late Jurassic radiolaritic trenches respectively on top of them where all sedimentary rock types of the Hallstatt facies belt from the transitional area to the Triassic platform and to the Meliata Facies Zone occur (for details: MISSONI & GAWLICK, 2011).

Zlambach/Pötschen Facies Zone (Text-Fig. 3, col. A7)

The Rhaetian marly Zlambach Formation progresses gradually to the Early Jurassic Dürrnberg Formation (GAWLICK et al., 2001) that is made up of marly sediments in its basal part (Hettangian) that gradually progress into cherty limestones (Sinemurian), cherty marls and radiolarites (Pliens-

bachian) (O'DOHERTY & GAWLICK, 2008). The Toarcian is represented by dark grey marly limestones and grey marls (MISSONI, 2003; GAWLICK et al., 2009b). In the Middle Jurassic the Zlambach/Pötschen Facies Zone was incorporated into an accretionary prism.

Hallstatt Limestone Facies Zone (Text-Fig. 3, col. A8)

The Zlambach Marl (Rhaetian) progresses gradually into the Early Jurassic Dürrnberg Formation (for small variations and transitional successions in this typical sedimentary sequence see KRISTYN, 1970, 1987; TOLLMANN, 1985; LEIN, 1987b; GAWLICK, 1998). The Dürrnberg Formation passes also gradually from marly sediments (Hettangian) to cherty limestones (Sinemurian) and cherty marls to radiolarites (Pliensbachian) (O'DOHERTY & GAWLICK, 2008). Toarcian sediments are dark grey marly limestones and grey marls (MISSONI, 2003; GAWLICK et al., 2009a). In the Middle Jurassic the Hallstatt Facies Zone was incorporated into an accretionary prism. Resedimented remnants of these early trenches formed in this area occur in the Florianikogel Formation (PILLER et al., 2004) and the Sandlingalm Formation (GAWLICK et al., 2007).

Meliata Facies Zone (Text-Fig. 3, col. A9)

The Meliata facies zone represents the most distal part of the shelf area and the continental slope as well as the transition to the Neotethys Ocean. Rare remnants of these facies belt are described from the eastern (KOZUR & MOSTLER, 1992; MANDL & ONDREJČKOVÁ, 1993) and central part of the Northern Calcareous Alps (GAWLICK, 1993). These remnants occur partly as metamorphosed isolated slides (Florianikogel area) or as breccia components in the Hallstatt Mélange (GAWLICK, 1993). The Meliata facies zone should have been the first, which was incorporated into the accretionary prism.

Drau Range

Lienz Dolomites and Gailtal Alps (Text-Fig. 3, col. A2)

In the Lienz Dolomites Jurassic sediments are only preserved on top of the Oberrhätalkalk. In contrast to the Bavaric and the Tirolic Units of the Northern Calcareous Alps the shallow-water Oberrhätalkalk drowned partly, and was overlain by the Allgäu Formation (partly with breccias) or the Adnet Formation. Contemporaneously the Lavant Breccia was formed (Hettangian to Sinemurian; SCHLAGER, 1963; BLAU & SCHMIDT, 1988) in contrast to similar but younger breccias in the Tirolic Units. This clearly shows that the Lienz Dolomites represent a transitional area between the Bavaric Units and the Lower Austroalpine, where parts of the Türkenkogel and Tarntaler breccias started to form at that time (TOLLMANN, 1977; HÄUSLER, 1988). These breccias are overlain by the Pliensbachian Adnet and the Klaus Formations (TOLLMANN, 1977; BLAU & SCHMIDT, 1988). The overlying sequences are not very well investigated (TOLLMANN, 1977), the correlation with other Middle to Late Jurassic sequences is poorly constrained (PILLER et al., 2004). The radiolarian-rich red cherty limestones may correlate with the cherty sediments of the Ruhpoldinger Radiolarite Group and the red nodular crinoid-rich limestones may correlate with the Late Jurassic Steinmühl Formation. The following *Calpionella*-rich reddish-greyish limestones progress into the Early Cretaceous and can be correlated

with the Oberalm Formation or Aptychus beds respectively Biancone.

Northern Karavanks

The Jurassic sedimentation (TELLER, 1888; TOLLMANN, 1977) started with deposition of red limestones of the Adnet Group which progress into red condensed limestones of the Klaus Formation. The radiolarian-rich red cherty limestone may correlate with the cherty sediments of the Ruhpolding Radiolarite Group, and the red nodular crinoid-rich limestone may correlate with the Late Jurassic Steinmühl Formation. The following *Calpionella*-rich, reddish-greyish limestones progress into the Early Cretaceous and can be correlated with the Oberalm Formation or Aptychus beds (SUETTE, 1978; BAUER et al., 1983).

Central Western Carpathian (Tatro-Veporic) Unit

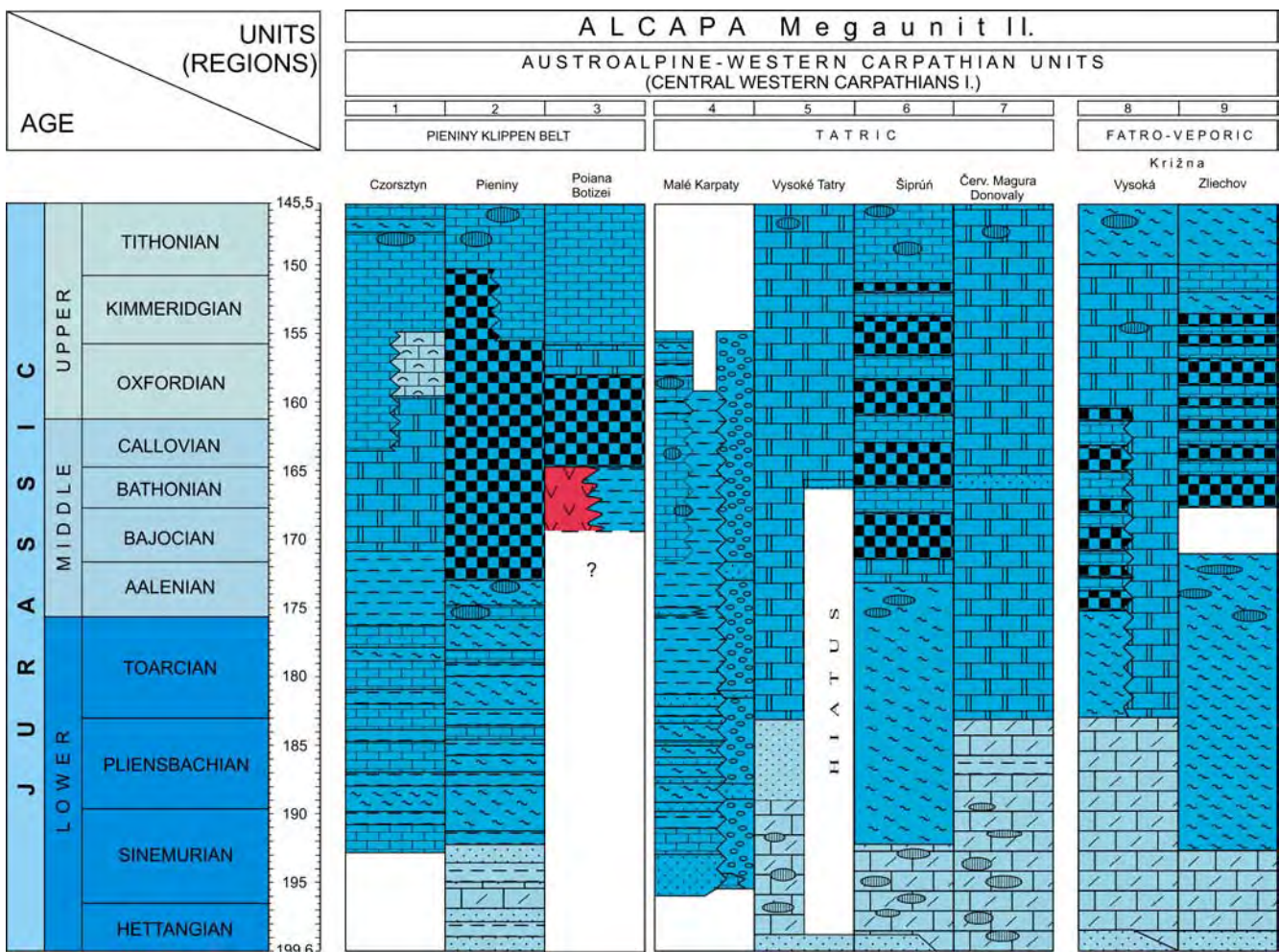
Pieniny Klippen Belt (Text-Fig. 4, col. 1–3)

The Pieniny Klippen belt is the most complicated unit of the Western Carpathians, Slovakia and Poland that continues eastward in the North-Eastern Carpathians, Ukraine and in the Eastern Carpathians, Romania. Two markedly different sequences are present: the deep-water **Pieniny** (-Kysuca) sequence and the shallower **Czorsztyn** sequence (ANDRUSOV, 1968; BIRKENMAJER, 1977, 1998; GOLONKA & KRO-

BICKI, 2004) (Text-Figs. 1, 2 and 4); however, there are transitional sequences too.

Hettangian sediments occur only in the Pieniny(-Kysuca), Drietoma and Klape sequences, but continuous successions are not exposed. The Kopianec Formation is similar to the Gresten facies. Similar rock types occur in the Sinemurian to Pliensbachian in the Manín and Haligovce sequences, with increasing amount of coarse bioclastic material. In the Czorsztyn sequence and Drietoma transitional sequence the Sinemurian to Toarcian is represented by deep-water dark-grey, mottled, marly limestones similar to the Allgäu facies. In the Pieniny(-Kysuca) sequence black shales reflecting euxinic environment also occur (Zázrivá beds). Deepening took place in the late Pliensbachian to Toarcian when variegated marly limestones (Kozince beds) were formed, which progress into Adnet-type red nodular limestones. The Aalenian is represented by sandy limestones, calcareous sandstones (ANDRUSOV, 1968) with intercalations of the Posidonia beds (Szlachtowa Formation).

The Upper Bathonian to Oxfordian is represented in the Pieniny(-Kysuca), Drietoma and Manín sequences by variegated radiolarian limestones and radiolarites. The Kimmeridgian is characterized in almost all sequences by red, nodular, Saccocoma limestones (Czorsztyn Limestone, Vršatec Limestone) that is overlain by Ti-



Text-Fig. 4. Lithofacies chart of the Pieniny Klippen Belt (1–3) and Central Western Carpathians (Tatro-Veporic Unit) I. (4–9). (ALCAPA II).

Abbreviation:

Červ. Magura = Červená Magura.

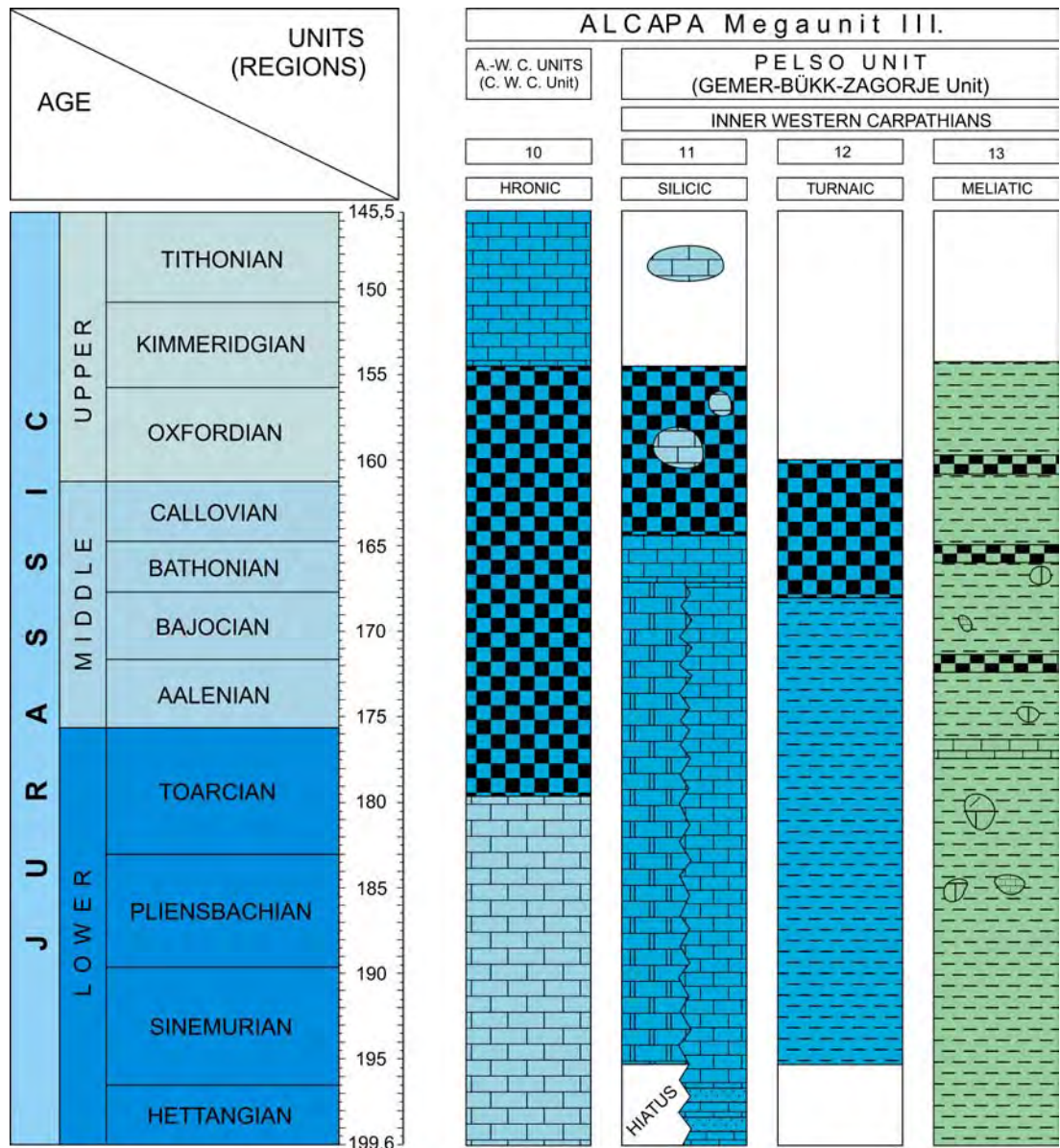
thonian to Valanginian marly, cherty pelagic limestones (Pieniny Formation). In the Pieniny sequence the whole Bathonian to Tithonian interval is represented by radiolarian cherts.

In the Pienides in the Transcarpathian Flysch Zone of the Eastern Carpathians, Pieniny-type klippen containing pelagic Jurassic to Cretaceous and ?Paleocene sequences occur only in the frontal scales of the *Botiza* Nappe (i.e. in the **Poiana Botizei** region) (SÂNDULESCU, 1984). The Jurassic succession includes in ascending stratigraphic order: basic cinerites with a basal breccia of variolitic basalts and hyalobasalts of ?Callovian age, radiolarites (Callovian–Oxfordian), detrital limestones with fragments of basic rocks (Oxfordian – ?Lower Kimmeridgian) and *Aptychus* beds (Kimmeridgian – ?Berriasian; SÂNDULESCU et al., 1982; BOMBIŢĂ et al., 1992).

Tatric Unit (Text-Fig. 4, col. 4-7)

The sedimentation area of the different Tatric units was most probably the continuation of the Lower Austroalpine units of the Eastern Alps (PUTIŠ et al., 2008). Differentiation of the Tatric sedimentation area commenced in the

latest Triassic to earliest Jurassic. Intense extensional tectonics led to the development of the **Šipruň Trough** in the Middle to Late Liassic (PLAŠIENKA, 1998). The sedimentary record in the eastern segment of the northern Tatric Ridge in the High Tatra (**Vysoké Tatry**) is reflected in the presence of the continental Rhaetian Tomanová Formation, and Pisany Sandstone that is followed by crinoidal and sandy limestones. The western segment of the northern Tatric Ridge controlled the sedimentation record of the **Malé Karpaty** Mts (PLAŠIENKA, 1991, 1995). In the Early Liassic the South Tatric Ridge emerged at the southern part of the Šipruň area (**Červená Magura** sequence, **Donovaly** sequence). This paleogeographic setting is reflected in the sedimentological features of the Upper Liassic siliciclastic rocks, crinoidal and Hierlatz-type limestones and also of the Dogger crinoidal and sandy limestones. During the Pliensbachian to Toarcian an intensive extension took place and characteristic Allgäu facies developed. In the Bathonian to Oxfordian radiolarian limestones and radiolarites were formed. The deep-water sedimentation continued in the Early Cretaceous with deposition of pelagic limestones (Lúčivná Formation).



Text-Fig. 5. Lithofacies chart of the Central Western Carpathians II (10) and Inner Western Carpathians (11–13). (ALCAPA III). Abbreviations: A.-W.C. UNITS = Austroalpine-Western Carpathian Units, C.W.C. Unit = Central Western Carpathian Unit

In the Tatric Unit an intense segmentation took place in the latest Triassic which resulted in erosion and non-deposition over a predominant part of the area. Rudimentary occurrences are present only in the western part of the unit. During the Early Liassic differentiation of the sedimentary basin continued; longitudinal basins (troughs) separated by ridges were formed. The sedimentation was controlled by extensional tectonics until the Pliensbachian, when the Šiprúň Basin developed.

The Hettangian to Sinemurian sequences of the Tatric Unit are characterized by slope facies of crinoidal and sandy-crinoidal limestones with a different abundance of siliciclastic components. In the eastern part of the unit Hettangian to Sinemurian sequences are missing. In the central part of the unit mottled Hierlatz-type limestones were formed during the Sinemurian and partly in the Pliensbachian. In the Pliensbachian deepening took place in the Šiprúň Basin which was reflected in the deposition of 100–250 m “Fleckenmergel” (Allgäu facies), which continued in the Toarcian and Aalenian. In the Bathonian to Oxfordian radiolarian limestones, claystones and radiolarites were formed up to 30 m in thickness (POLÁK et al., 1998).

In the other, relatively elevated parts of the Tatric sedimentation area the contribution of terrestrial siliciclastic material was remarkable. Variegated, crinoidal and crinoidal-sandy limestones were formed in ventilated, strongly agitated environments.

The sedimentation conditions became more and more uniform during the Late Jurassic. Deep-water sedimentation prevailed during the Kimmeridgian to Middle Tithonian, when mottled, up to 10 m thick nodular Saccocoma limestones were formed. The Upper Tithonian is represented in the whole Tatric area by light marly, cherty Calpionella limestones that belong to the Lúčivná Formation (Upper Tithonian to Lower Aptian).

The geological setting is significantly different in the area of the **Malé Karpaty** Mts that is characterized by the *Borinka* sequence (PLAŠIENKA, 1987). Shallow-water, biotrititic and sandy limestones to sandstones (Prepadlé Formation of the Borinka sequence) were deposited during the Sinemurian to Pliensbachian. The upper part of the Borinka sequence is made up mostly by carbonate breccia. The lateral equivalent of the Prepadlé Formation is the Korenek Formation, which is composed of turbiditic claystones, marlstones, sandstones and sandy limestones. The most characteristic formation in the Borinka sequence is the Marianka Formation, which consists of black shales indicating anoxic conditions with intercalations of crinoidal-sandy limestones, breccias and manganiferous beds. The age of this formation is Toarcian to Kimmeridgian(?). The uppermost part of the Borinka sequence (Somár Formation; Toarcian to Tithonian?) is made up of polymictic breccias composed of various rock-types (granitic and metamorphic rocks, carbonates, siliciclasts).

Fatro-Veporic Unit (Text-Fig. 4, col. 8-9)

The **Křížna** Nappe of the Patricum is characterized by a continuous sedimentary succession from the Upper Paleozoic to the Upper Cretaceous (Cenomanian). According to the lithofacies subdivision of the Křížna Nappe sensu MAHEL (1964), the **Zliechov** sequence was deposited from the Early Jurassic to the Albian and is characterized by shallow-marine Hettangian to Sinemurian deep-

er-water shales and carbonates in the Pliensbachian–Toarcian; deep-water radiolarian limestones, radiolarites in the Middle to early Late Jurassic; hemipelagic limestones and marly limestones in the Kimmeridgian to the early part of the Early Cretaceous. MAHEL (1964) and MAHEL & BUDAY (1968) distinguished the shallow-water Belianska and **Vysoká** sequences of the Křížna Nappe.

In the **Vysoká** sequence the Late Triassic sedimentation progressed continuously into the Jurassic. The Fatra Formation is overlain by the Hettangian to Sinemurian Kopeniec Formation of slope facies. It consists of 100–150 m thick dark-grey calcareous sandstones, sandy shales and crinoidal limestones rich in quartz sand. At the end of the Pliensbachian the sedimentation area differentiated.

In the **Zliechov** sequence the Pliensbachian is represented by Allgäu facies up to 150 m thick (ANDRUSOV, 1964, 1965). Pink to red Adnet-type nodular limestones formed in the Toarcian. The Upper Toarcian to Aalenian is made up of dark-grey, spotted, cherty limestones with intercalations of black shales (MIŠÍK, 1964; SOTÁK & PLAŠIENKA, 1996). In the shallower-water sequences the Sinemurian to Pliensbachian is made up of crinoidal limestones. Its uppermost part consists of pink, pinkish-grey crinoidal limestones containing irregular nodules of pink biomicritic limestones (Pristodolok Limestone). Condensed Ammonitico Rosso facies with hardgrounds were formed in the Toarcian to Bajocian.

The Bathonian to Lower Kimmeridgian is characterized by deep-water facies (Ždiar Formation) over the whole Veporic area. This succession is composed of radiolarian limestones up to 50 m thick, claystones and radiolarites (POLÁK & ONDREJIČKOVÁ, 1993; POLÁK et al., 1998). It is overlain by Kimmeridgian to Lower Tithonian Saccocoma limestones, which is composed of red, pink, brownish-grey nodular and tabular limestones with common intercalations of shale beds. The Upper Tithonian to Lower Berriasian is represented by Calpionella limestones (Osnica Formation).

Hronic Unit (Text-Fig. 5, col. 10)

Hettangian rocks occur only in the Nízke Tatry Mts. This sequence consists of grey to black, mostly well-stratified limestones. Crinoidal limestones occur in some levels. Grey, black or brownish chert nodules or even chert layers are common. Slope facies of the mottled thick-crinoidal Hierlatz-type limestones represent the Sinemurian to Toarcian. The uppermost part of the Toarcian to Aalenian is a condensed sequence composed of red limestones with hardgrounds and rich ammonite faunas (MAHEL, 1985). This is overlain by radiolarian limestones and variegated radiolarites. The age of this formation is Late Toarcian to Oxfordian (POLÁK & OŽVOLDOVÁ, 2001). During the Late Oxfordian to Kimmeridgian red, nodular Saccocoma limestones were formed. The sedimentation of Biancone-type pink, light grey, marly limestones started in the Tithonian and continued until the Hauterivian.

Pelso Unit

Transdanubian Range Unit (Text-Fig. 6, col. 14-18)

The process of segmentation and unequal subsidence of the carbonate platforms was initiated around the Triassic/Jurassic boundary. In the **Bakony** Mts. and the basement of the **Norh Zala** Basin the shallow-marine carbon-

ate deposition continued in the Hettangian; 100–150 m thick, oolitic-oncoidal limestones were formed (For setting of localities see Text-Fig. 1). In contrast, in the **Gerrece** and **Vértes** Mts., the topmost part of the Triassic and the lower part of the Hettangian are missing; the Dachstein Limestone is overlain by pinkish limestones with brachiopods, and ammonites (Pl. 3, Figs. 1 and 2). In the **Csővár** (East of Danube), deposition of pelagic grey cherty limestones continued in the Early Jurassic (PÁLFY et al., 2001, 2007).

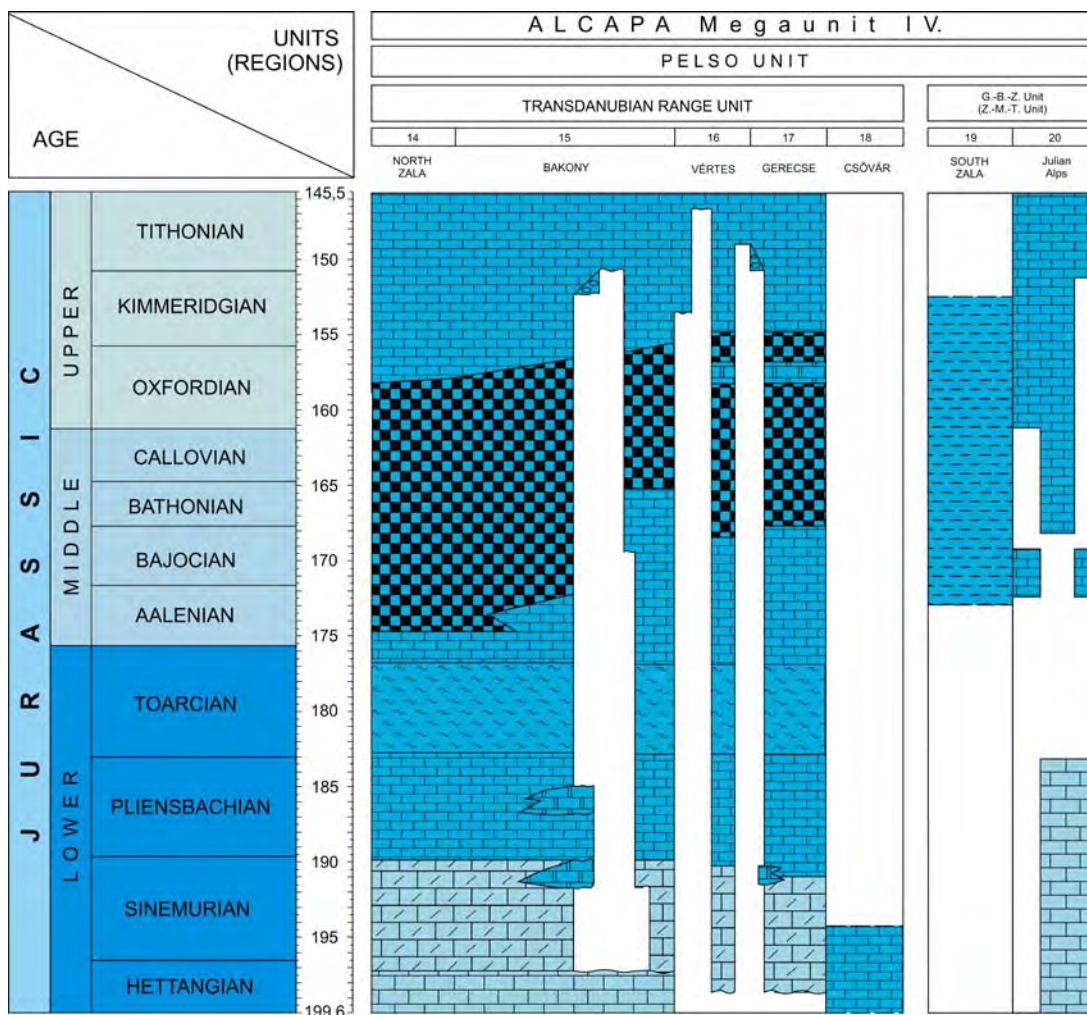
In the Sinemurian intense extensional tectonic movements initiated forming a substantial relief (GALÁ CZ & VÖRÖS, 1972; GALÁ CZ, 1988; CSÁSZÁR et al., 1998, VÖRÖS & GALÁ CZ, 1998). In the Bakony area (GÉCZY, 1971) a variable facies pattern developed in the Early Sinemurian: light red, nodular limestones, grey, cherty limestones with sponge spicules, or crinoidal, brachiopodal grainstones (Hierlatz Limestone) were deposited. Neptunian dykes of generally Sinemurian to Pliensbachian age are common (Pl. 2, Fig. 5). An Ammonitico Rosso-type facies is characteristic in the troughs. Condensed sequences with gaps and hardgrounds are typical on the top of the paleo-highs, whereas lithoclastic, crinoidal-brachiopodal grainstones characterize the fault-controlled, step-like slopes.

In the Toarcian an anoxic event caused the formation of black shales and manganese ores in some restricted sub-basins (JENKYNs et al., 1991; VÖRÖS & GALÁ CZ, 1998). In the

Toarcian to Aalenian interval pelagic argillaceous carbonate sedimentation prevailed in the basins. Bositra/radiolaria limestones and red nodular limestones are characteristic. In the sequences of the paleo-highs this stratigraphic interval is represented by a gap or condensed carbonate layers only a few m thick.

A new phase of tectonic mobility began in the Bajocian manifested in the formation of a new generation of neptunian dykes, the accumulation of synsedimentary breccia and redeposited mostly crinoidal calcarenites (GALÁ CZ, 1988). In the basins the deposition of Ammonitico Rosso-type limestones continued, whereas in the deepest parts of the basins radiolarites began forming.

In the Bathonian to Oxfordian deposition of radiolarites extended over the top of the paleo-highs (VÖRÖS & GALÁ CZ, 1998). The thickness of radiolarites in the southwestern part of the Transdanubian Range exceeds 150 m, in the Bakony not more than 5–50 m, and in the Gerecse usually only a few m (Pl. 3, Fig. 3). In the Late Oxfordian the deposition of radiolarites ended. At the same time, due to resuming tectonic mobility, facies types of highs, basins and slopes similar to those in the Early Jurassic were re-established; Ammonitico Rosso-type basin facies, crinoidal calcarenite slope facies, locally also megabreccias were formed and new neptunian dykes were opened (Pl. 3, Fig. 4). The Kimmeridgian to Middle Tithonian interval is characterized by pelagic red nodular Saccocoma limestone, 5–15 m thick. The Upper Tithonian to Valangin-



Text-Fig. 6. Lithofacies chart of the Transdanubian Range Unit (14–18) and Zagorje-Mid-Transdanubian Unit (19–20) (ALCAPA IV). Abbreviations: G.-B.-Z. = Gemer-Bükk-Zagorje, Z.-M.-T. = Zagorje-Mid-Transdanubian

ian is represented by white cherty limestones of Biancone facies in the SW part of the area progressing NE-wards into more condensed white, pinkish or reddish Calpionella limestones (FÜLÖP, 1964).

In the Gerecse Mts clasts of Tithonian platform carbonates appear in a breccia horizon in the Berriasian.

Jurassic sedimentation and tectonics of the Transdanubian Range Unit show an intermediate character between the South Alpine and the NCA reflecting its paleogeographic setting. The thickness pattern of the radiolarites at its western side may have been in close connection with the Piemont-Penninic oceanic domain. Appearance of clasts of Tithonian platform carbonates and detritus of ophiolitic origin in the Lower Cretaceous deposits in the Gerecse Mts suggests close relationship to the Lower Tirolic in the NCA (HAAS & CSÁSZÁR, 1987; POBER & FAUPL, 1988; FAUPL & WAGREICH, 1992; CSÁSZÁR & BAGOLY-ÁRGYELÁN, 1994).

Gemer-Bükk-Zagorje Unit

Inner Western Carpathian (Gemic s.l.) Unit

Meliatic, Turnaic, Silicic Units (Text-Fig. 5, col. 11–13)

In the Meliatic, Turnaic and Silicic Units pelagic sedimentation prevailed in the Jurassic.

The **Meliatic** Unit is made up mostly of dark shales with turbiditic sandstones, claystones, radiolarite intercalations and olistostrome beds. This is a trench fill mélange complex of Middle Jurassic age containing blocks of various types of Triassic limestones, marbles, red radiolarites, cherty limestones, basic volcanics and serpentinites (KOZUR & MOCK, 1985; MOCK et al., 1998; RAKÚS et al., 1998; AUBRECHT et al., 2010).

From the **Turnaic** Unit Jurassic dark shales, radiolarites and olistostromes are reported (MELLO et al., 1997).

In the **Silicic** area the carbonate platforms drowned at the Triassic/Jurassic boundary. The Jurassic sedimentation began with deposition of variegated breccias, Hierlatz and Adnet limestones and continued with deposition of the Allgäu Formation in the Lower Jurassic. Bathonian–Oxfordian radiolarites with olistostromes are the youngest Jurassic formation.

Bódva Unit (Text-Fig. 7, col. 21)

Jurassic formations of the Bódva Unit are exposed in the Rudabánya Hills.

There are three units containing Jurassic formations of different development, namely the Telekesvölgy, the Telekesoldal and the Csapkéshegy Units.

In the **Telekesvölgy Unit** there are two Jurassic lithofacies units. One of them consists of grey, bioturbated marls to marly limestones, alternating with shales and alldapical crinoidal calcareous turbidite beds, the latter being partly chertified. Based on lithological analogies it is considered a variant of the Liassic “spotty marl” (“Fleckenmergel”) (GRILL, 1988). The other lithofacies is made up of dark grey to black, manganiferous siliceous mudstones and shales, containing large amounts of sponge spicules and radiolarians. Based on radiolarians, the age of the formation extends from Bajocian to Bathonian (KÖVÉR et al., 2009).

The **Telekesoldal Unit** is made up of a lower, shaly mudstone or shale-siliceous marl unit and of an upper, turbid-

itic-olistostromal unit (GRILL, 1988). The lower unit consists of grey to dark grey, partly siliceous shaly mudstones and shales, and grey siliceous marls, in its higher part with black chert intercalations and rhyolite bodies. Based on radiolarian and dinoflagellate data the Bajocian–Bathonian age of this segment of the formation was proved (DOSZTÁLY, 1994; KÖVÉR et al., 2009).

The upper unit is characterized by sandstone turbidites and (intraformational) olistoliths in its lower part, and by limestone-rhyolite olistostromes with very rare basalt clasts (KOVÁCS, 1988) and limestone olistoliths in its middle and upper part, in a dark grey shale matrix. Based on dinoflagellates this unit is Callovian in age (KÖVÉR et al., 2009).

This group represents a fragment of a Middle to Late Jurassic Neotethyan accretionary complex with acidic subvolcanic bodies and/or olistoliths, probably of Jurassic age (HARANGI et al., 1996).

The Telekesoldal Group shows some similarity with the Mónosbél Unit of the Bükk Unit s.l., the latter also contains olistostromes with rhyolite fragments. Similarities to the Meliata Unit of SE Slovakia can be recognized as well.

The *Csapkéshegy Unit* is characterized by a dark grey shale matrix with debrites (“microolistostromes”) clasts of the Triassic of the Bódva Unit (especially Bódvalenke-type limestone and red chert clasts) and Jurassic platform-derived carbonate turbidites (KÖVÉR et al., 2009). The latter are common in the Mónosbél Unit of the Bükk Unit s.l. (HAAS et al., 2006) as well.

Tornakápolna Unit (Text-Fig. 7, col. 22)

Serpentinite slices are known in the evaporitic sole of the Aggtelek–Silica nappe system. In a borehole (Tornakápolna 3) dark grey to black siliceous shales and silicified sandstones were found between two large serpentinite slices showing a marked lithological similarity with Jurassic formations exposed in cores in the Darnó Unit. The serpentinite blocks probably emplaced in the Jurassic (compare with the description of the Dinaridic Ophiolite Belt and Vardar Zone). The serpentinites are of Iherzolitic origin (RÉTI, 1985).

Martonyi (Torna) Unit (Text-Fig. 7, col. 23)

Strongly sheared, schistose “spotty marl” (exposed in a small quarry near Tornaszentjakab) might correspond to formations of similar lithology in the Telekes Valley sections and can be tentatively assigned to the Liassic(?).

Bükk Unit s.l.

Bükk Unit s.s. (Text-Fig. 7, col. 24)

Following the disintegration and drowning of the Triassic carbonate platforms, variegated (pinkish, yellowish) micritic limestones with red cherts and purple crinoidal limestones were deposited in some places. It is likely that the deposition of these pelagic limestones continued during the Early and Middle Jurassic; however, biostratigraphic evidences for this are still lacking.

Variegated radiolarites (red, brown or green) uniformly cover all former depositional settings: the variegated limestones, the Upper Triassic grey, cherty limestones, or they even rest directly on platform carbonates. Slump struc-

tures and slide blocks of purple crinoidal limestones and of Upper Triassic reef limestones are common within the radiolarite. The poorly preserved radiolarian fauna allowed only a wide age range from the Bathonian to Oxfordian of the radiolarite (CSONTOS et al., 1991; PELIKÁN et al., 2005; HAAS et al., in press). The radiolarites are overlain by a dark grey shale sequence of distal turbiditic character, a few 100 m thick.

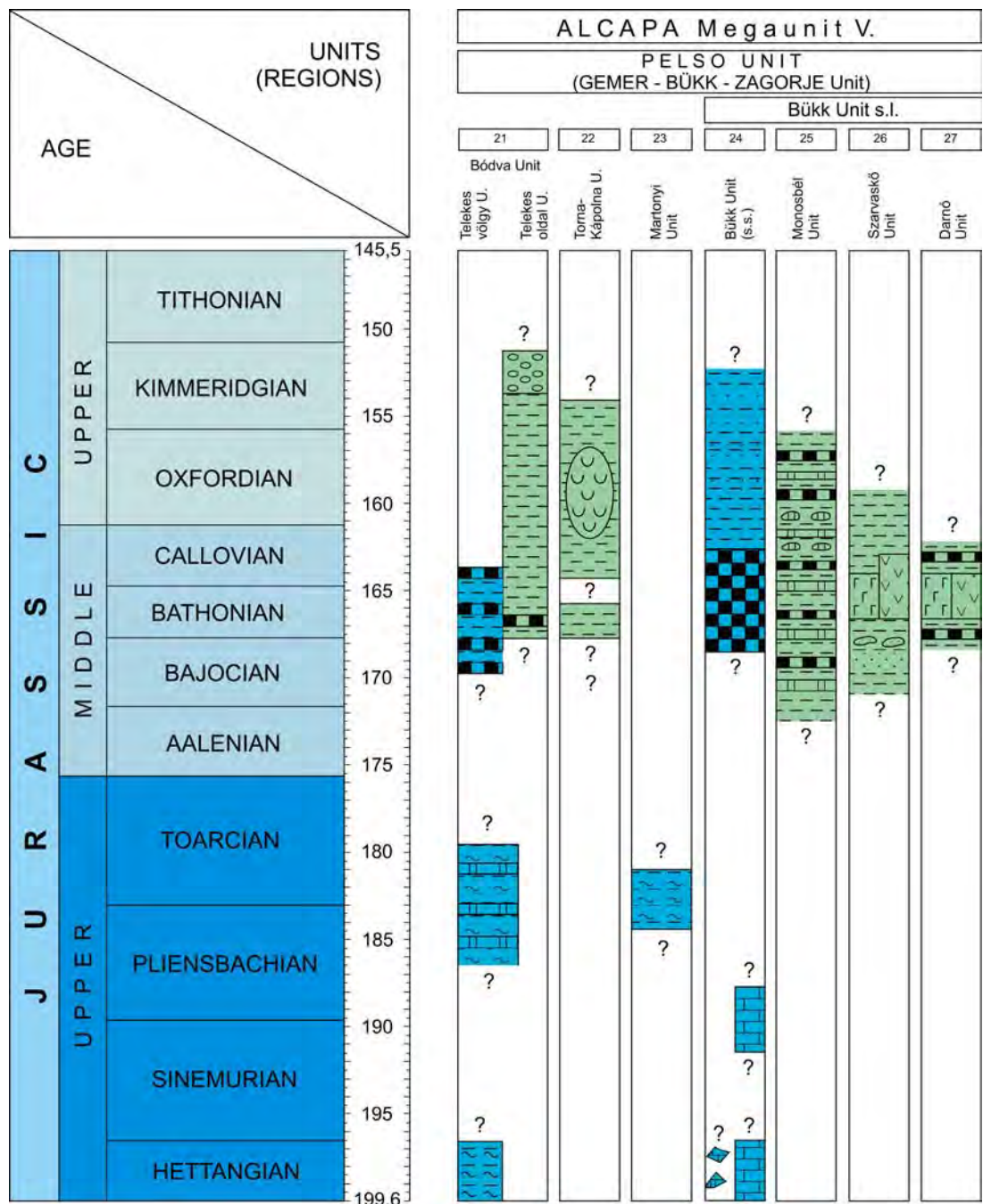
Mónosbél Unit (Text-Fig. 7, col. 25)

This unit was originally recognized in the SW Bükk Mts (CSONTOS, 1988, 1999), but recent investigations have proven also its presence beneath the Darnó Unit s.s. (HAAS & KOVÁCS, 2001; DOSZTÁLY et al., 2002; KOVÁCS et al., 2008) and above the Bükk Unit s.s. It consists of dark grey to black shales and bluish grey siliceous shales, which can be considered as a matrix, and two types of redeposited

carbonates intercalated into them: platform-derived bioclastic, oolitic limestones (HAAS et al., 2006), and grey, marly, cherty peloidal micritic limestones. Gravity flows (olistostromes) are also common with cm-sized micaceous sandstone clasts, rich in granitic and rhyolitic rock fragments (ÁRGYELÁN & GULÁCSI, 1997); their age has not yet been determined.

In the Szarvaskő area, western part of the Bükk Mts, the Mónosbél Unit occurs beneath the Szarvaskő Unit and above the Bükk Unit s.s. It consists of dark grey or black shales, black radiolarites containing Bathonian to Oxfordian radiolarians, and olistostromes with limestone, radiolarite and basalt clasts (DOSZTÁLY et al., 1998; HAAS et al., 2006).

In the SW Bükk Mts the Mónosbél Unit is made up of sandstones, dark shales and radiolarites and peloidal micritic limestones (Oldalvölgy Limestone) that is overlain by



Text-Fig. 7. Lithofacies chart of the Bódva, Tornakápolna, Martonyi Units (21–23) and Bükk (s.l.) Unit (24–27) (Gemér-Bükk-Zagorje Unit). (ALCAPA V).

olistostromes with Triassic and Jurassic limestone, radiolarite, sandstone, siltstone, phyllite, rhyolite, andesite and basalt components (PELIKÁN et al., 2005; Pl. 4, Figs. 1 and 2). Platform-derived redeposited oolites containing Bajocian to Bathonian foraminifera (BÉRCZI-MAKK, 1999; HAAS et al., 2006) characterize the upper part of the succession (Bükkzsérc Limestone; Pl. 4, Fig. 3) being usually present in the form of components of debris flows or large slid blocks (PELIKÁN & DOSZTÁLY, 2000; HAAS et al., 2006; Pl. 3, Fig 5).

Szarvaskő Unit (Text-Fig. 7, col. 26)

The Szarvaskő Unit occurs in an uppermost structural position in the Szarvaskő area, on top of the Mónosbél Unit and is made up of siliciclastic rocks (shales, sandstones) and mafic effusive (pillow basalts; Pl. 4, Fig. 4) and intrusive rocks (massive basalts, dolerites, gabbros). Limestone turbidites are missing. The lower part of its reconstructed sequence (DOSZTÁLY et al., 1998) is made up by shales and turbiditic sandstones and higher up by olistostromes containing sandstone olistoliths. This sequence is intruded by mafic magmatic rocks. The upper part of the sequence is made up of shales and 300–600 m thick pillow basalt. Another olistostrome horizon occurs here, with radiolarite blocks, which yielded both Triassic and Jurassic (Callovian to Oxfordian) ages. Around 165 Ma of K/Ar age was measured on basalts, and 168 ±8 Ma on gabbros (ÁRVA-SÓS et al., 1987).

Darnó Unit (Text-Fig. 7, col. 27)

This unit is made up by a Jurassic accretionary complex, in which both Triassic and Jurassic magmatites and deep-sea sediments occur. Basalt bodies predominate, which are separated by abyssal sediments. Red radiolarites and pelagic mudstones yielded either Triassic (Ladinian to Carnian) or Jurassic (Bathonian to Callovian) radiolarian fauna. Bluish grey siliceous shales, similar to that in the underlying Mónosbél Unit are thought to be of Jurassic age. Greenish basalts, macroscopically similar to those in the Szarvaskő Unit are probably Jurassic in age (JÓZSA et al., 1996; KOVÁCS et al., 2008; Pl. 4, Fig. 5). Gabbros yielded Middle Jurassic ages (175 Ma; DOSZTÁLY & JÓZSA, 1992). Blocks of Upper Permian black, algal limestones akin to those in the Bükk Unit s.s. were encountered in this unit (KISS, 1958; FÜLÖP, 1994) and also in the underlying Mónosbél Unit.

Zagorje-Mid-Transdanubian Unit

Julian-Savinja Unit

Sheared and dislocated eastern continuation of the South Karavanks and Julian and Savinja Alps and Internal Dinarides occur in this composite unit that is usually covered by Tertiary formations in the Pannonian Basin.

In the *Ivanščica Mts* that can be assigned to the Julian-Savinja Unit, the Upper Triassic or locally Lower Jurassic shallow-marine formations are unconformably overlain by deep-water carbonates, graded siliciclastics and shales with radiolarites and tuffaceous interlayers, Tithonian to Turonian in age (ŠIMUNIĆ & ŠIMUNIĆ, 1992).

No Jurassic formations have been encountered so far in the subsurface part either of the South Karavanks or the Julian-Savinja Units.

In the **Julian Alps** (Text-Fig. 6, col. 20) the Upper Triassic platform carbonates are overlain by shallow-marine Lower Jurassic deposits. At the contact red emersion breccias occur locally (BABIĆ, 1981). The Liassic succession is made up of an alternation of biosparitic, oolitic, and micritic limestones, subordinately also by stromatolitic and loferitic beds. The Julian Carbonate Platform was broken into several variously subsided blocks in the Late Liassic. On them, condensed pelagic sedimentation took place (BUSER, 1986; JURKOVŠEK et al., 1990; ŠMUC, 2005). At many localities Ammonitico Rosso-type limestones deposited with Fe-Mn nodules. Dogger and Malm red and brownish micritic limestones with chert nodules, a few tens of m in thickness overlay the manganese horizon that is followed by Biancone-type limestones in the Berriasian.

South Zala, Medvednica, and Kalnik Units (Text-Fig. 6, col. 19)

South to the Julian-Savinja Unit slightly metamorphosed Jurassic formations, of deep-sea slope and basin facies were encountered in Transdanubia, Hungary that were assigned to the **South Zala** Unit. Middle to Upper Jurassic radiolarians were found in dark gray radiolarite in one of the wells (RÁLISCH-FELGENHAUER, 1998).

Remnants of a Jurassic accretionary complex of the Neotethys are known in the Medvednica and Kalnik Mts in Croatia that was assigned to the *Kalnik Unit* (PAMIĆ et al., 2002; HALAMIĆ et al., 2005). Along with basalts Triassic and Jurassic radiolarian chert and Calpionella limestone were reported from the Medvednica Mts. The ophiolitic mélange that is similar to that in the Darnó Unit probably continues in the Pannonian Basin in a narrow zone within the Zagorje-Mid-Transdanubian Unit along the Mid-Hungarian Lineament (HAAS & KOVÁCS, 2001).

ADRIA – DINARIA MEGAUNIT

South Alpine Unit (Text-Fig. 8, col. 28-30)

In spite of significant Alpine shortening since the Middle Jurassic the original facies relationships are usually visible, providing a suitable base for reconstruction of the paleogeographic setting, as a rule. Based on thickness and development of the Jurassic succession the following basic facies units can be distinguished within the South Alpine domain: Lombardian Basin in the west which was located in the neighbourhood of the Ligurian-Piemont Ocean; Trento Plateau; Belluno Trough in the east. Further east, the Friuli Platform belongs to the Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform (Text-Fig. 1).

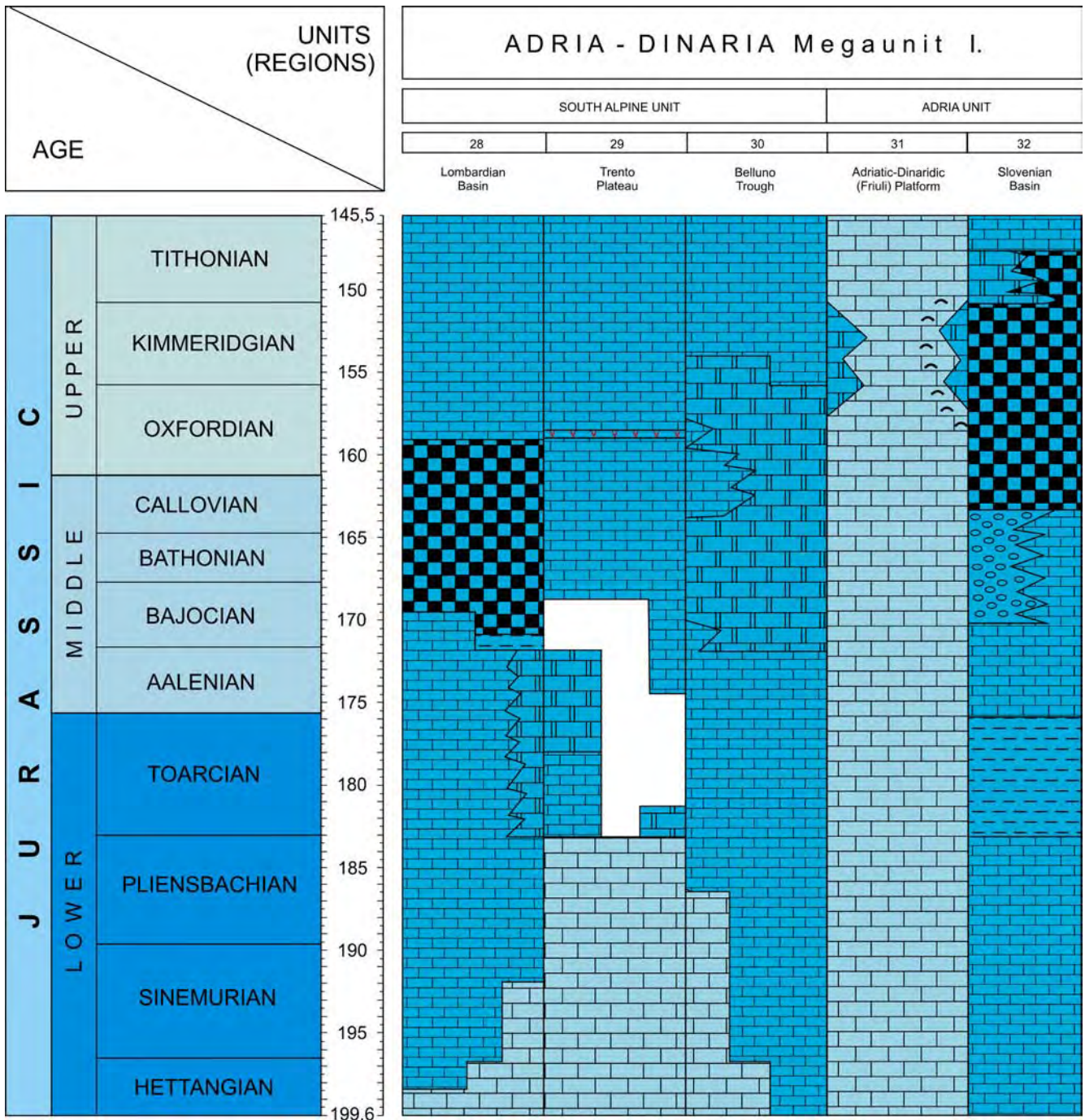
In the Hettangian to Pliensbachian dark grey well-bedded cherty (spongiolitic) limestones (Moltrasio Formation) and Adnet-type limestones were deposited. Development of north-south trending major listric faults led to the formation of asymmetric sub-basins (BERNOULLI, 1964). East of the Lugano-Monte Grana fault, nearly 4 km thick hemipelagic siliceous limestones, carbonate turbidites and olistoliths were deposited in the Generoso Basin during the Hettangian to Sinemurian (BERNOULLI, 1964; BAUMGARTNER et al., 2001). In contrast, west of the major fault zone on the Lugano High, only a 100 m thick succession was formed in the Rhaetian to Liassic interval, shallow-water limestones in the Rhaetian and pelagic limestone in the Pliensbachian. The extensional tectonics are constrained here by multi-

generation neptunian dykes (BAUMGARTNER et al., 2001; Pl. 5, Fig. 1).

The **Lombardian Basin** was separated from the Trento Plateau by the Garda fault. On the Trento Plateau deposition of shallow-water carbonates continued in the Early Jurassic till the end of the Pliensbachian. The Dolomia Principale is overlain by massive to thick-bedded shallow-water limestones predominantly oolitic, oncoidal grainstones (Calcarei Grigi), interrupted at the end of the Pliensbachian leading to a regional unconformity (SARTI et al., 1992). In the **Belluno Trough** deposition of cherty limestones (Soverzene Formation) prevailed in the Hettangian to Pliensbachian (WINTERER & BOSELLINI, 1981).

The Tethys-wide Toarcian anoxic event is reflected in the deposition of organic-rich shales (“fish shale”) in the Lombardian Basin and dark siliceous limestones (Misone and Tenno Formation) on the Trento Plateau. In the Belluno Trough thin-bedded cherty limestones (Igne Formation) were formed coevally (WINTERER & BOSELLINI, 1981).

The Toarcian to Lower Cretaceous in the Lombardian Basin is characterized by deep-water sediments (CHIARI et al., 2007). Condensed red nodular limestones (Rosso Ammonitico Lombardo) and cherty limestones (Sogno Formation) were deposited in the Toarcian to Aalenian and radiolarites in the Bajocian to Early Oxfordian (BAUMGARTNER et al., 1995). The Upper Oxfordian to Lower Tithonian is char-



Text-Fig. 8. Lithofacies chart of the South Alpine Units (28–30), Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform (31) and Slovenian Basin (32). (ADRIA-DINARIA I).

acterized by red nodular, cherty limestones (Rosso ad Apatici; Pl. 5, Fig. 2). The Upper Tithonian to the lower part of the Lower Cretaceous is made up of white cherty Calpionella limestones (Maiolica or Biancone facies).

On the **Trento Plateau** the shallow-water conditions in the Toarcian to Aalenian led to deposition of more than 100 m thick cross-bedded oolites (Vigilio Oolite). Drowning of the platform happened at the beginning of the Bajocian coeval with the onset of radiolarite deposition in the Lombardian Basin (BAUMGARTNER et al., 1995). The oolites were covered by condensed pelagic limestones (Rosso Ammonitico Inferiore – Upper Bajocian to Lower Callovian). It is overlain by cherty radiolarian limestones with bentonite interlayers (Upper Callovian to Oxfordian), red nodular limestones (Rosso Ammonitico Superiore – Kimmeridgian to Lower Tithonian) and white cherty Calpionella limestones (Biancone – Upper Tithonian to Lower Aptian).

In the **Belluno Trough** limestones consisting predominantly of redeposited shallow-marine carbonate grains, mostly oolites were formed in the Bajocian to Bathonian. The thickness of the redeposited carbonates (Vajont Limestone) may reach 600 m (BOSELLINI et al., 1981). The Friuli Platform was the source area of the Vajont Limestone (CLARI & MASETTI, 2002) which is overlain by Ammonitico Rosso and Biancone facies.

Adria Unit

Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform (Text-Fig. 8, col. 31)

In the Adriatic (Apulian) the domain development of the tropical carbonate platforms continued after the Triassic until the late Early Jurassic, when extensional tectonics led to the formation of the Adriatic basin that separated the Adriatic (AdCP) and the Apulian Carbonate Platforms. On the AdCP shallow-marine conditions prolonged more or less for the Jurassic and also for the Cretaceous. An extremely thick platform carbonate succession was formed that extends over a very large area from Italy (Friuli Platform) through Slovenia, Croatia, Bosnia, Herzegovina, and Montenegro to North Albania (VLAHOVIĆ et al., 2005).

The Upper Triassic peritidal dolomites (Main Dolomite) progress gradually into Lower Jurassic dolomites, still formed in peritidal environments (OGORELEC & ROTHE, 1993). In the marginal part of the platform (Herzegovina, Montenegro, western Slovenia) where the Rhaetian is represented by Dachstein Limestone (DRAGIČEVIĆ & VELIĆ, 2002), limestones occur also in the lower part of the Lower Liassic sequence. In places, up to some tens of m thick breccia occurs at the contact, which indicates short emersion periods and development of paleokarstic surfaces (BUSER, 1978; OGORELEC & ROTHE, 1993).

In the Sinemurian to Toarcian Lithotia limestones occur widely in the AdCP (BUSER & DEBELJAK, 1996; MEČO & ALIAJ, 2000; VLAHOVIĆ et al., 2005), e.g. in Slovenia, Croatia (Velesbit) to the Albanian Alps. Rare coral buildups and crinoid biostromes occur (TURNŠEK, 1997). In the late Early Jurassic dark grey bio- and pelmicritic limestone deposited in the more quiet parts of the shelf, and in smaller lagoons reductive conditions prevailed (VLAHOVIĆ et al., 2005). Along the NE margin of the platform, oolitic limestones were typically formed under high-energy conditions (DRAGIČEVIĆ & VELIĆ, 2002).

During the Pliensbachian to Toarcian various depositional environments characterized the shallow carbonate shelf. In the Middle Jurassic large areas became subaerially exposed along the NE margin of the platform. Ooid shoal facies are typical in the outer platform and peritidal to shallow subtidal facies in the inner platform (VLAHOVIĆ et al., 2005).

In the Kimmeridgian synsedimentary tectonics caused significant facies differentiation. Some parts of the platform emerged and bauxite deposited on the karstified surface (W Istria). Coevally in the area of Velika Kapela Mt a shallow intraplatform basin developed where dark cherty limestones with tuff interlayers were deposited (VELIĆ et al., 2002).

In the Late Jurassic large areas of the AdCP (Slovenia, Croatia, Montenegro, Albania) were characterized by the deposition of algal-foraminifer carbonates formed in an inner platform environment. A coral-stromatoporiid reef complex developed in the platform margin zone in a thickness of 500 m at most (Oxfordian–Kimmeridgian) (TURNŠEK et al., 1981; TURNŠEK, 1997). The Kimmeridgian to Tithonian succession is also characterized locally by oolitic limestones.

Slovenian Basin and Bosnian Zone (Text-Fig. 8, col. 32)

Pelagic deposits of Jurassic age can be found at the foothills of the Julian Alps (ŠMUC, 2005; ŠMUC & GORIČAN, 2005) (Tolmin Nappe according to KRYSŤYN et al., 1999) and in the western part of the South Karavanke Mts (Koschuta and Hahnkogel Units according to KRYSŤYN et al., 1994). To some extent they also occur in the eastern Sava Folds. Sedimentation took place under deep water conditions.

The Hettangian to Pliensbachian is represented by platy limestones 300 m thick at most with chert nodules that are intercalated by thin layers of muddy marlstone. It is overlain by Toarcian black shale (Perbla Formation) that progresses upwards into siliceous limestones (Aalenian) and a thick succession of limestone breccias and graded oolitic limestones (Tolmin Formation) of Early Bajocian to Early Callovian age which were deposited along the trough margins at the toe-of-slopes via gravity flows (ROŽIČ & POPIT, 2006). The Upper Callovian to Lower Tithonian sequence consists of clayey shales with chert intercalations, radiolarites and cherty limestones in a thickness of tens of m (BUSER, 1979; OGORELEC & DOZET, 1997). The Tithonian–Berriasian is characterized by 50 m thick light coloured micritic Calpionella limestones with chert nodules.

Middle to Upper Jurassic carbonate lithoclastic slope deposits and redeposited oolitic limestones very similar to that in the Slovenian Basin were reported from Croatia (DRAGIČEVIĆ & VELIĆ, 2002; BUCKOVIĆ et al., 2004; BUCKOVIĆ, 2006). In the Pre-Karst and Bosnian Zone in the territory of Herzegovina and Montenegro platform derived sediments of slope and toe-of-slope facies were accumulated during the Late Triassic(?) to earliest Cretaceous (Berriasian) interval (PAMIĆ, 1993; PAMIĆ et al., 1998; DRAGIČEVIĆ & VELIĆ, 2002). The succession (Vranduk Group; OLUJIĆ, 1978) is made up of turbiditic series consisting of graded calcarenites (mostly oolites), graded arenites alternating with argillaceous micritic limestones and pelagic carbonates, shales and intercalating radiolarites.

Dinaridic Unit

Central Bosnian Mountains Unit (Text-Fig. 9, col. 33)

As in the Upper Triassic the whole Jurassic of this unit is represented by limestones and dolomites of the shallow-water carbonate platform sedimentation (Pl. 5, Fig. 3). In this very monotonous carbonate sequence only Lower to Upper Jurassic (to Valanginian) is sporadically proven (KARAMATA et al., 1997; HRVATOVIĆ, 1999).

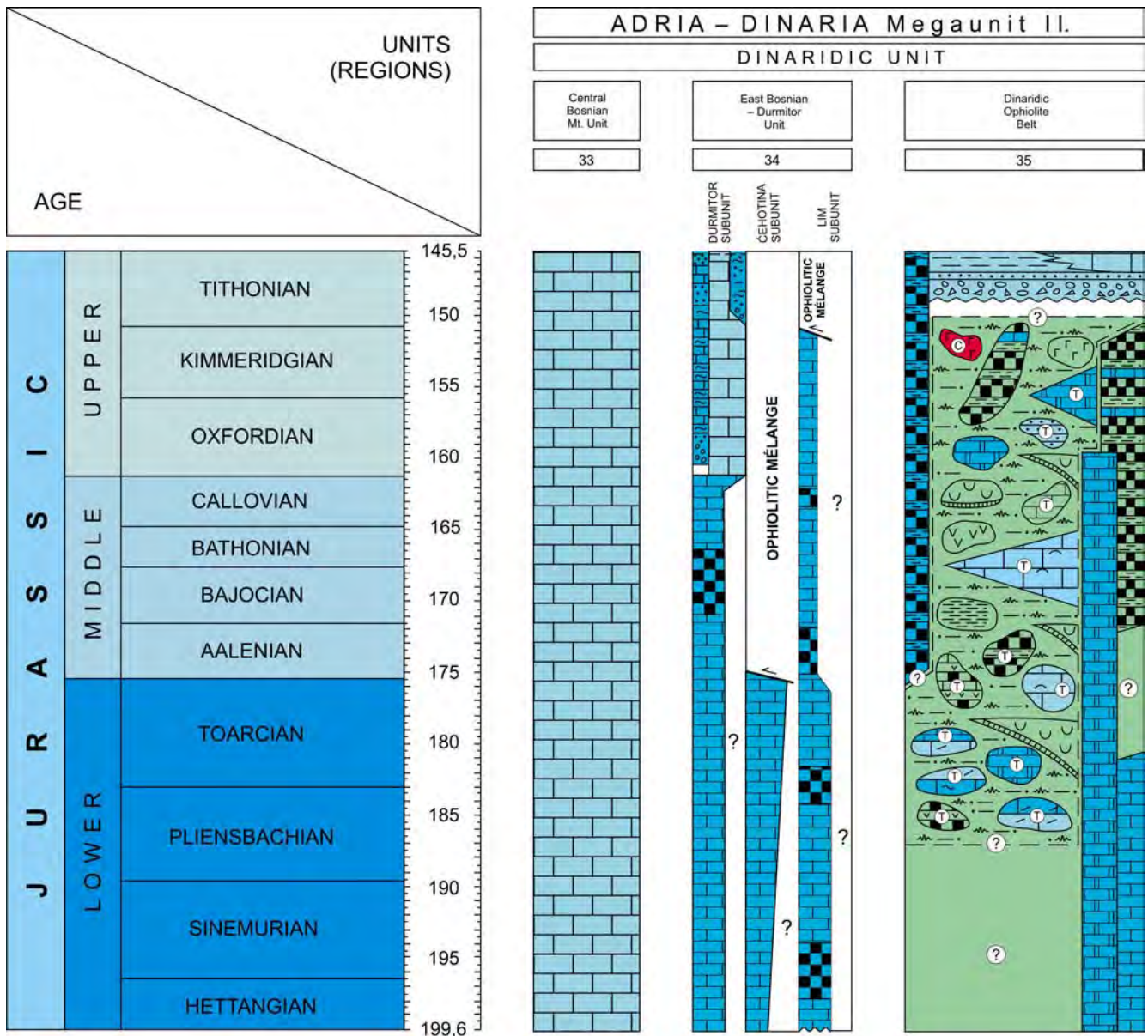
East Bosnian-Durmitor Unit (Text-Fig. 9, col. 34)

Durmitor Subunit

Triassic deposition continued without break in the Jurassic in the western part of the subunit. The Lower Jurassic begins with platy limestones with thin-shelled pelecypods and foraminifera. These are overlain by deeper marine marly limestones interbedded with red marlstones. The upward transition into grey or grey-green marly biomi-

crites reflects a gradual deepening. The overlying Middle Jurassic limestones are red, brecciated and the sequence terminates with varicoloured interlayers of platy cherty marlstones and detrital limestones with foraminifera and radiolarians. The entire Lower-Middle Jurassic succession is only 40–60 m thick (DIMITRIJEVIĆ, 1997).

In the Upper Jurassic reef and near-reef facies sediments contain gastropods, pelecypods, hydrozoans and algae (Pl. 5, Fig. 4). In the Tithonian two flysch troughs developed along the margins of this platform (DIMITRIJEVIĆ, 1997). The Suha Flysch occurs along the front of the Durmitor Nappe. There is a gap on the top of the Middle Jurassic marly limestones, locally. It is overlain by a few m of limestone breccia, with chert nodules. It was followed by deposition of marly and sandy limestones alternating with varicoloured marlstones. These rocks contain Late Tithonian and possibly also Valanginian pelagic microfossils. They are overlain by a flysch sequence that is made up



Text-Fig. 9. Lithofacies chart of the Dinaridic Unit (33–35). (ADRIA-DINARIA II). Abbreviations: C = Carboniferous, T = Triassic

of graded calcareous microrudites, sandstones displaying graded bedding and cross lamination, marly limestones with Calpionellids, and marlstones.

Near to the margin of the Čehotina Subunit the around 100 m thick Lever Tara flysch trough developed in the Tithonian to Berriasian. The sedimentary succession shows a fining upward trend with basal calcareous rudites and microconglomerates, which progress gradually upsection into siltstones, and finally marlstones upsection. It is significant that rudites and sandstones contain numerous mafic rock fragments and chert detritus derived from the ophiolite mélange. Limestone fragments in rudites contain algae.

Čehotina Subunit

The principal difference between the Jurassic of the Durntor and Čehotina Subunits is that in the latter the Lower Jurassic basin facies is overthrust by ophiolitic mélange from the Dinaridic Ophiolite Belt (DIMITRIJEVIĆ, 1997).

Lim Subunit

After the Late Triassic hiatus, the deposition resumed during the Early and Middle Jurassic only in the western part of the subunit. The Hettangian–Sinemurian is represented by silicified limestones with chert interbeds and nodules. The estimated thickness of the whole Lower Jurassic strata is more than 100 m. The 250 m thick Middle Jurassic sequence shows similar features. Marly limestones with chert intercalations and nodules are characteristic for the Oxfordian to Kimmeridgian deposits. Thick-bedded oolitic limestones and biosparites with laminated bituminous bioturbidite intercalations are typical. The greatest preserved thickness is 550 m, although these strata are missing over large areas.

According to DIMITRIJEVIĆ (1997) the overthrust Oxfordian to Kimmeridgian ophiolitic mélange from the Dinaridic Ophiolite Belt is made up of a marlstone-siltstone matrix with clasts and blocks of sandstones, cherts and magmatites (syenite, spilite, diabase, serpentinite). The greatest estimated thickness of the olistostrome/mélange is 350 m.

Dinaridic Ophiolite Belt (Text-Fig. 9, col. 35)

During the Early to Middle Jurassic, the marginal oceanic basin formed in the Middle–Late Triassic, evolved into the wide Dinaridic Ophiolite Belt (DOB) basin (KARAMATA, 2006) and its southward continuation, after a transform fault covered in the Metohija depression, to Albania (Mirdita Belt; Pl. 5, Fig. 5; SHALLO, 1994) and Northern Greece (JONES & ROBERTSON, 1991).

The DOB is primarily characterized by the ophiolitic mélange, i.e. “Diabase-Chert Formation” in former Yugoslavian geological literature. It was considered a volcano-sedimentary series, formed by normal “bed-to-bed” deposition; a concept, which persisted up to recent times. However, the chaotic fabric of these rocks of different age and provenance suggests that it can not be regarded as a “normal formation”. These chaotic associations of different sedimentary rocks and rocks of ophiolite affinity (magmatites and ultramafics) represent olistostrome/mélange deposits of sedimentary origin (in the sense of DIMITRIJEVIĆ et al., 2003, etc.), or oceanic trench assemblages (in the

sense of KARAMATA et al., 1999, etc.). Jurassic deposits and fragments of the continental slope and the oceanic crust are preserved in the complex of olistostrome/mélange only as blocks or olistoliths varying in size and with chaotic composition (DIMITRIJEVIĆ et al., 2003). The ophiolitic assemblages are always dismembered, two or three rock-types occur together mainly in very large bodies (KARAMATA et al., 1999, etc.).

The Jurassic carbonate successions of the DOB consist, besides the cherty limestones of the Jurassic part of the Grivska Formation (compare MIŠIĆ et al., 2011), of Lower Jurassic pelagic limestones of the Ammonitico Rosso facies, which were formed on a drowned platform. In the Middle (?Upper) Jurassic bioclastic, rarely ooidal carbonate turbidites deriving from a platform margin occur in deep-water radiolarites.

In the wider regions of the Zlatar Mt several types of the Jurassic siliceous rocks are present. According to preliminary studies some of them deposited probably on the deeper part of the continental slope. The others are the products of the deposition from the oceanic basin or eventually from the margin of the abyssal plain. The former type is made up of more or less folded red, green or black cherts and radiolarites with one to two beds of calcarenites (calcrudites) mainly in the upper part of the sequence which are of ?Late Aalenian to Callovian age (OBRADOVIĆ & GORIČAN, 1988, etc.), but they reach the Kimmeridgian or Early Tithonian, locally (DJERIĆ & VISHNEVSKAYA, 2006) (Pl. 6, Fig. 1).

During the late Early Jurassic subduction started in the provenance area of the Dinaridic ophiolites. The inversion from a previous extensional regime to a compressional one is indicated by the obduction of ultramafic/ophiolitic units over parts of the oceanic crust located along the oceanic ridge, or over the previously accreted oceanic trench complex.

The km to tens of km sized ultramafic massifs are particularly important in the DOB. The largest of them are the massifs of Zlatibor Mt (Pl. 6, Fig. 5) and the Konjuh-Krivaja, together with Ozren, Brezovica-Kodža Balkan and others. These mostly plate-shaped bodies are composed of Iherzolite with subordinate harzburgite and rare dunite, strongly serpentized on the margins. They were introduced as hot masses, producing conspicuous metamorphic (amphibolite to greenschist) soles. The age of metamorphism of the amphibolites in the basement of the obducted ultramafic slices in this belt (from Central Bosnia to Northwest Greece) was determined as 181–157 Ma by the K/Ar and 174–162 Ma by the Ar/Ar method (LANPHERE et al., 1975; KARAMATA & LOVRIĆ, 1978; OKRUSH et al., 1978; DIMO-LAHITTE et al., 2001, etc.); both methods yielded very similar results. Therefore the metamorphic soles in the DOB and further in Albania and Greece, originated in a time interval 181–157 Ma (= late Early Jurassic to Middle Jurassic).

The most characteristic constituents of the olistostrome/mélange of DOB are as follows:

a) small blocks (up to a few m to tens of m), mostly sandstones-subgreywackes (= ophiolitic sandstones), rarely limestones, which slid into the trench probably from the adjacent Drina-Ivanjica Unit

b) small blocks (up to a few tens of m) of rocks derived from the oceanic crust which were scratched off by subduction, e.g. Triassic and Jurassic radiolarites, ophiolitic

magmatic rocks: basalts or spilites, less frequently diabases and gabbros, Triassic deep-water carbonates, rare blocks of a sheeted dyke complex

c) exotic blocks, m to tens of m in size of albite granite and other kind of granite, conglomerates of unusual composition, hydrothermally altered ultramafic rocks, etc.

d) large plate-shaped bodies, i.e. "massifs" of ultramafites, but many smaller blocks occur, too and

e) different types of limestones:

e₁) plate- to lense-shaped Triassic shallow-marine limestone bodies slid into or over the trench assemblage (Pl. 6, Fig. 2)

e₂) rather monotonous thin-bedded pelagic, basal limestones with cherty interlayers, lenses and nodules, and with rare intercalations of calcarenite of latest Ladinian to Middle (? Late) Jurassic age (Pl. 6, Figs. 3 and 4), or

e₃) Upper Triassic Hallstatt and Lower Jurassic pelagic grey and reddish Ammonitico Rosso-type limestones.

The mentioned bodies and components of the ophiolitic-radiolaritic *mélange* are in argillaceous/sandy-silty to partly radiolaritic matrix which until now, were dated only in central DOB as Middle Jurassic (GAWLICK et al., 2009b).

In the *Dalmatian-Herzegovian Unit* and *Central Bosnian Mountains Unit* a unique sequence of Lower to Upper Jurassic (Lower Cretaceous) hemipelagic sediments was deposited (KARAMATA et al., 2004, etc.). This unit, earlier regarded as Triassic–Jurassic in age, is a sequence of bedded cherts and radiolarites with rare interlayers and blocks (?olistoliths) of siliceous limestones, and extremely rare turbidite beds consisting of terrigenous material. Geographically, this chert unit up to hundred km long and up to a few km wide (or thick respectively), are exposed in NW and central Bosnia, but similar rocks occur locally, also further at southeast. Up to now, from this bedded chert formation radiolarians of Aalenian – Early Bajocian, Late Bajocian – Bathonian and Callovian–Kimmeridgian age were documented (VISHNEVSKAYA & DJERIĆ, 2006). This unit is overlain by Tithonian–Valanginian–Hauterivian siliceous limestones alternating with spongiolith-radiolarites, spongioliths and other continental slope deposits (VISHNEVSKAYA & DJERIĆ, 2006).

Subsequent to the Late Jurassic closure of the DOB in their eastern and central parts the olistostrome/*mélange* complex was covered by uppermost Tithonian–Valanginian shallow-water transgressive deposits, about 1000 m thick (i.e. "Pogari Series"). These sequences are composed mostly of coarse and unsorted siliciclastics, containing pebbles of all rocks from the ophiolitic *mélange*; they grade into sandstone with subordinate marly shale, that laterally interfinger with platform limestones.

VARDAR MEGAUNIT

Jadar Block, Sana-Una and Banija-Kordun Units
(Text-Fig. 10, col. 36-37)

The Upper Triassic rocks of the Lelić Formation occur only in a few places in the area of the Jadar Block Unit and pass gradually into red and grey coloured, thick-bedded lowermost Lower Jurassic limestones with foraminifera (FILIPOVIĆ et al., 2003) (Text-Figs. 1, 2 and 10).

In the Sanski Most area, south to the Blaha river (Sana-Una and Banija-Kordun Unit) Upper Jurassic (Oxfordian to Tithonian) shallow-water deposits occur (HRVATOVIĆ, 1999) (Text-Fig. 10).

Vardar Zone Western Belt (Text-Fig. 10, col. 38)

The Late Triassic opening was followed by spreading of the VZWB which continued during the whole Jurassic and the basin became the main oceanic realm of the Vardar Ocean (i.e. Neotethys) (KARAMATA et al., 2005; KARAMATA, 2006). In the direction of the subduction large masses of trench deposits (i.e. olistostrome/*mélange* with argillaceous-silty matrix and gravity slides from the oceanic crust and the continental margin) accumulated in this basin (Pl. 6, Fig. 6). From the oceanic area (a) blocks of basalts (pillow or rarely compact lavas), of MORB or IA type, altered by low-grade ocean-floor metamorphism, (b) bedded green and reddish radiolarite/cherts, with documented Carnian to Norian, Middle Jurassic (Late Bajocian – Early Callovian) and Late Jurassic radiolarians, (c) gabbro, rare as small-rounded fragments, and (d) ultramafics, sometimes silicified, as very small-rounded fragments or as huge masses, as well as associated metamorphic rocks in their base were transported. From the margins of the oceanic realm arrived: (a) sandstones, coarse to fine-grained greywackes, mostly as rounded or ellipsoidal blocks, up to a few m in diameter, which dominate in many parts of the belt, and (b) limestones of Middle–Late Triassic, Late Jurassic and Late Cretaceous age; some are as large lense or plate-like limestone slabs slid into the basin. Large olistoplakas of sedimentary rocks are absent in the olistostrome/*mélange* of both belts of the Vardar Zone.

According to the age of metamorphic soles beneath the ultramafics the closing of this basin began 157–146 Ma ago (KARAMATA & POPEVIĆ, pers. comm.). The youngest basaltic rocks, members of the ophiolite complex of this unit include Campanian limestone blocks (FILIPOVIĆ, pers. comm.); also basaltic pillow lavas are interlayered with Upper Campanian – Lower Maastrichtian sandy limestones (KARAMATA et al., 2005). The diabase of the sheeted dyke unit below these basalts is dated (K/Ar age) at 80 Ma. The first sequences that cover the trench deposits of the VZWB are rudist limestones grading into Upper Maastrichtian to Eocene flysch. Accordingly, the western oceanic basin of the Vardar Ocean (Neotethys) was closed by the end of the Maastrichtian (KARAMATA, 2006).

Along the western flank of the Kopaonik Block and Ridge Unit the Jurassic is represented by the olistostrome/*mélange* of the VZWB. Along the eastern flank of the same unit the Jurassic deposits are represented only locally as olistostrome/*mélange* which were thrust together with ultramafics onto older formations in the Maastrichtian to the Late Oligocene interval.

Main Vardar Zone (Text-Fig. 10, col. 39)

The units of this eastern branch, i.e. the present-day Main Vardar Zone, are represented by trench deposits and ophiolitic rocks, together with metamorphics at its margin formed during the closing of the Vardar Ocean. In the Late Jurassic this basin became probably completely closed and was subject to strong erosion. The initiation of the final

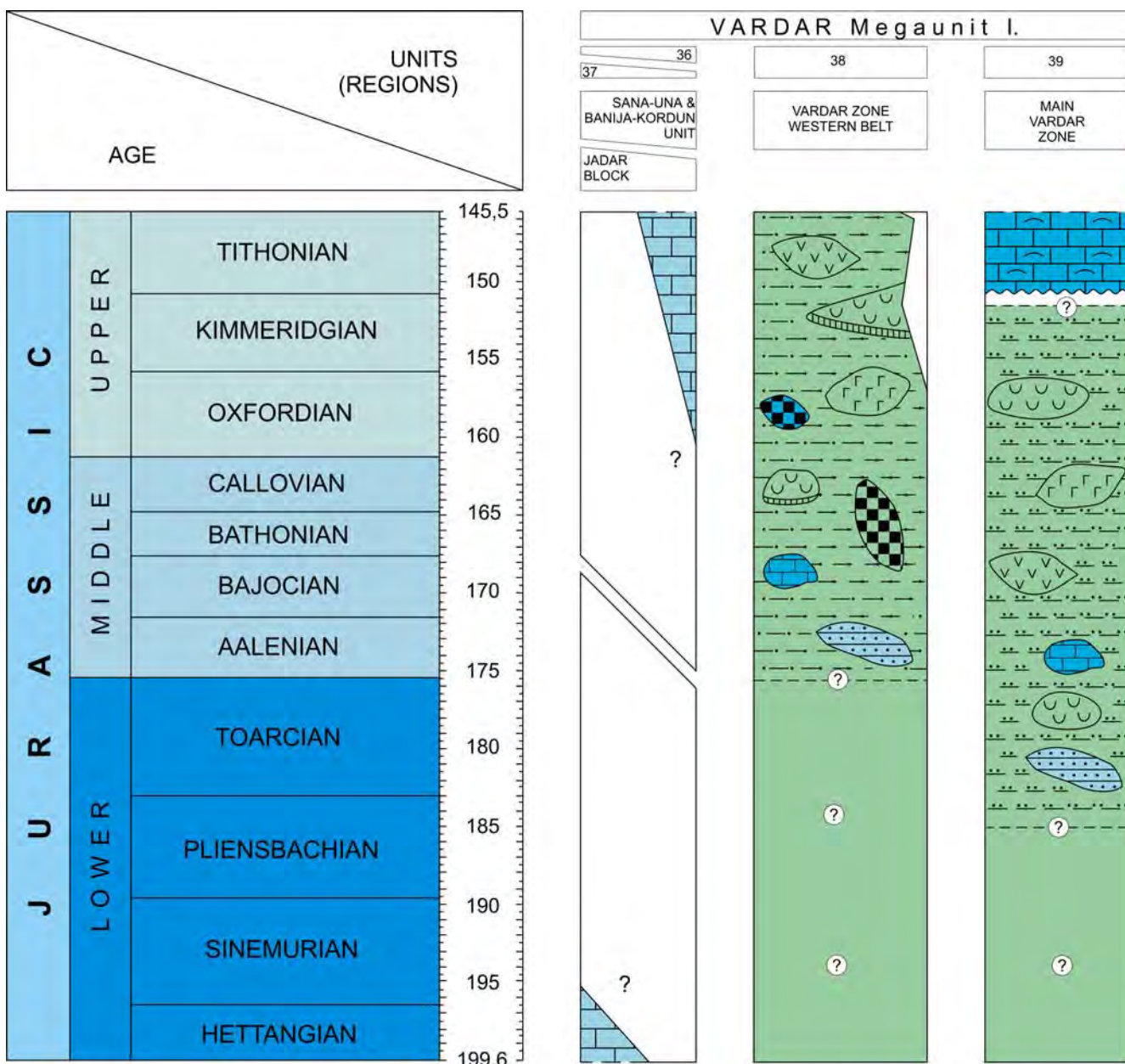
closure can be dated at around 185 Ma (182–187, according to the age of amphibolites; KARAMATA, pers. comm.).

The Middle–Upper Jurassic olistostrome/mélange of this unit consists of a very fine-grained siltstone matrix with clasts and olistoliths. They represent the relics of ophiolitic rocks (ultramafics lenses with very rare metamorphic sole, gabbros, basalts of IA type, diabases) of this belt occurring at its eastern and western borders (Pl. 7, Figs. 1, 2 and 3). Ophiolitic rock-assemblage is of tholeiitic affinity, but calc-alkaline granitoids and dioritoids indicate the existence of an intraoceanic island arc environment (RESIMIĆ-ŠARIĆ et al., 2000). Also, in the trench deposits the relics of the continental margin and of oceanic crust are present: mainly greywackes and rare cherts/radiolarites, dark or white silicified limestones (of unknown age) and Upper Jurassic limestones. This chaotic rock association is transgressively overlain by Tithonian reef limestones, exposed in the southern part of this area (Pl.

7, Fig. 5). In a synform, between the above-mentioned ophiolitic associations in Central Serbia, a basin succession (“paraflysch”) was formed in the Early Cretaceous (DIMITRIJEVIĆ, 1997). This belt, i.e. the relics of the main basin of the Vardar Ocean can be traced from Central Serbia northward up to the important transcurrent fault running along the southern margin of Tisza Megaunit (below the Neogene deposits) and further, after eastward displacement in the Southern Apuseni Mountains (Mureş Zone; Transylvanides), as well as southward to Macedonia and Greece.

Transylvanides

The Transylvanides (Transylvanian Dacides; SĂNDULESCU, 1984) are the highest overthrust units both in the Eastern Carpathians, and in the Southern Apuseni Mts. They are typical obducted nappes or nappe outliers with oceanic



Text-Fig. 10. Lithofacies chart of the Vardar Megaunit (36–39). (VARDAR I).

crust and/or Mesozoic deposits (PATRULIUS et al., 1966, 1972; PATRULIUS, 1971a; SÄNDULESCU, 1975a, b, 1984, 1994; HOECK et al., 2009). The Transylvanides include two distinct groups of units, i.e. the **Simic Metaliferi Mts Nappe System** located in the Southern Apuseni Mts, and the unrooted **Transylvanian Nappe System** from the inner zones of the Eastern Carpathians (SÄNDULESCU & DIMITRESCU, 2004).

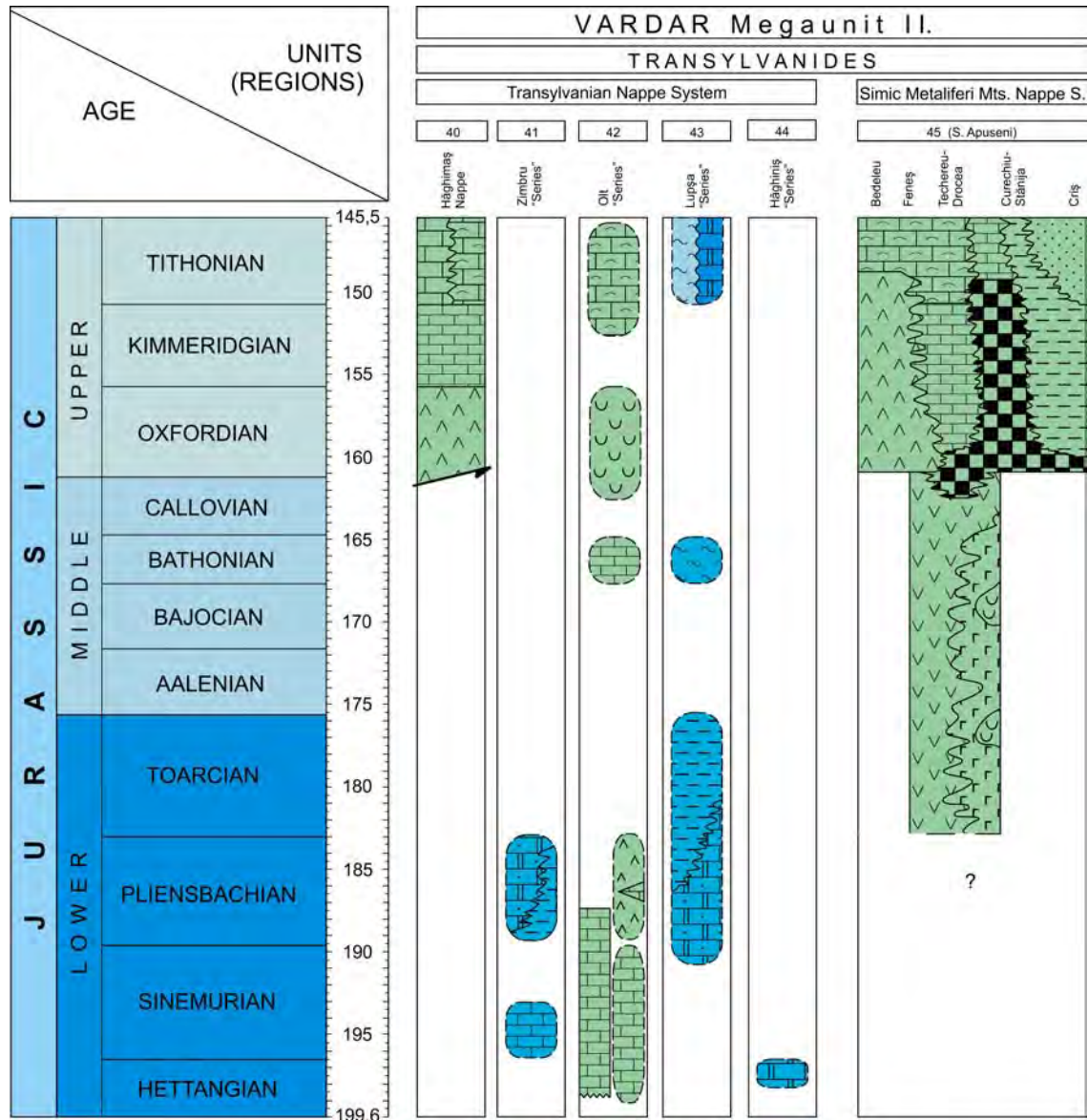
Simic Metaliferi Mts Nappe System
(Southern Apuseni Mts) (Text-Fig. 11, col. 45)

The Southern Apuseni ophiolitic suture zone (or Mureş Zone) can be followed eastward in the basement of the Transylvanian Basin (RĂDULESCU et al., 1976; SÄNDULESCU & VISARION, 1978; IONESCU et al., 2009). Farther to the west the continuation of the ophiolitic suture zone, although dissected by the huge South Transylvanian (Mureş) dextral strike-slip zone (SÄNDULESCU, 1975b, 1984, 1988; BALLA, 1984; RATSCHBACHER et al., 1993) is structurally connected to the Vardar Zone.

The Southern Apuseni ophiolitic suture zone represents a complex tectonic collage of mainly obducted nappes

(Simic Metaliferi Mts Nappe System; SÄNDULESCU, 1984), which are made up of sedimentary Jurassic and Cretaceous formations, at the base of which magmatic complexes of ophiolitic or island arc character were conserved (IANOVICI et al., 1976; BLEAHU et al., 1981; LUPU, 1983; SÄNDULESCU, 1984; SÄNDULESCU & DIMITRESCU, 2004).

The ophiolites of the Southern Apuseni include (1) a gabbroic intrusive section, (2) a sheeted dyke complex showing transition to (3) a volcano-sedimentary cover. Mantle rocks are absent, and thus these ophiolites represent only the upper oceanic crust (SAVU et al., 1981; SAVU, 1983). Small, discontinuous gabbroic bodies occur in the **Techereu-Drocea** Nappe, show both layered and isotropic textures, and include scarce ultramafic cumulates, melagabbros, gabbros, and rare gabbro-norites associated with ferrogabbros. The sheeted dyke complex is formed by basaltic and subordinate basaltic-andesitic dykes. The volcano-sedimentary cover is by far the most abundant portion in the ophiolitic sequence and includes massive and pillow-lava basalts (Pl. 8, Fig. 2), with pillow breccias and related arenites occurring between several of the different lava flows. The entire ophiolite sequence



Text-Fig. 11. Lithofacies chart of the Transylvanides of the Eastern Carpathians (40–44) and of the Southern Apuseni Mts (45) (VARDAR II). Abbreviation: S. Apuseni = Southern Apuseni

displays MORB patterns suggesting a mid-ocean ridge setting.

In the **Criș** Nappe the basic volcano-sedimentary succession includes basaltic lava flows, tuffites, volcanic sands and agglomerates, violaceous argillites and sandstones, violaceous and green radiolarian cherts, and rare intercalations of marly limestones. The radiolarian assemblages suggest ages from Callovian to Tithonian (LUPU et al., 1993). Similar basic volcano-sedimentary successions, dated by radiolarians (BLEAHU et al., 1981; CIOFLICĂ et al., 1981), are also found in the higher nappes, i.e. in the **Techereu-Docea** and **Curechiu-Stănița** Nappes. In the last unit the sequence of the Curechiu Formation continues with greenish-grey micritic limestones with interbedded red argillaceous shales of Tithonian – ?Neocomian age.

Several K/Ar datings on the ophiolites are provided by NICOLAE et al. (1992), falling between 138.9 ± 6.0 and 167.8 ± 5.0 Ma. The oldest radiometric age is in agreement with the Callovian age of the oldest radiolarian assemblages identified in the basic volcano-sedimentary series. Consequently, Middle Jurassic age is generally accepted for the lower sections of ophiolites in the Southern Apusenides, while the upper basic volcano-sedimentary series has a comprehensive age from Callovian till Tithonian (LUPU et al., 1993, 1995).

In the **Techereu-Drocea**, **Curechiu** and **Feneș** Nappes, and also in the Trascău Mts, the ophiolites are overlain by island arc calc-alkaline rocks ranging from basalts through basaltic andesites, andesites, and dacites to rhyolites. Some granitoid intrusions with calc-alkaline affinity are located in the southern and western areas of the Southern Apuseni Mts, consisting of granites to granodiorites as well as diorites at the margins of the intrusions (SAVU et al., 1986, 1996). The age of the Săvârșin Granite, measured on zircon is 155 Ma (PANĂ, 1998). For the calc-alkaline island-arc volcanics, the complex relations with sedimentary formations confine their age mainly to the Middle to Late Jurassic (Pl. 8, Fig. 3; Pl. 9, Fig. 1).

The Upper Jurassic and Lower Cretaceous sedimentary series associated with the calc-alkaline volcanics show deep-water and carbonate platform facies, in close connections with different depositional settings in the Transylvanian Ocean. They have the most important development in the Trascău Mts, where several isolated carbonate platforms separated by back arc-type deep-water basins were identified (SĂSĂRAN, 2006; SĂSĂRAN & BUCUR, 2006).

In the **Bedeleu** Nappe of the Trascău Mts (BALINTONI & IANCU, 1986) the Upper Jurassic to Lower Cretaceous interval is represented by shallow-water Stramberg-type limestones (Pl. 8, Figs. 3 and 4; Pl. 9, Fig. 1). The carbonate platforms are underlain either by island-arc volcanics or mixed, oceanic/continental basement. The platform carbonates are made up of three distinct depositional units separated by regional unconformities. In the region of the Trascău Mts there are also numerous olistoliths with Upper Jurassic – Lower Cretaceous shallow-water carbonate deposits, which are included in the Upper Cretaceous wildflysch (BORDEA et al., 1968; BUCUR et al., 1993).

The Upper Jurassic – Lower Cretaceous basin succession is represented by the “Aptychus beds” s.l. (SĂSĂRAN, 2006) which includes (1) slope apron carbonates and mass-flow deposits with reworked material from both carbonate plat-

form and their magmatic/metamorphic basement, and (2) basin floor-pelagic and hemipelagic deposits with deep-sea fans of calcareous or siliciclastic turbidites (Pl. 8, Fig. 5). They are included in the Valea Muntelui and Izvoarele Nappes (BALINTONI & IANCU, 1986).

Outside the Trascău Mts, extended Upper Jurassic – Lower Cretaceous platform carbonate deposits are also found in the south part of the **Techereu-Drocea** Nappe where they cover also a volcanic island arc (SAVU, 1983). The Jurassic sequence is made up of radiolarites and cherty limestones (Upper Callovian) followed by pelagic, Saccocoma limestones (Oxfordian – Lower Kimmeridgian) and carbonate platform reef-limestones (Upper Kimmeridgian – Tithonian) (DRAGASTAN, 1997). The Jurassic of the Ardeu Nappe (MANTEA & TOMESCU, 1986) and the Vulcan outlier (BORDEA, 1972) includes Ammonitico Rosso-type limestones (Oxfordian–Kimmeridgian) and Stramberg-type limestones (Tithonian–Berriasian).

Transylvanian Nappe System

(Perșani, Olt and Hăghimaș Nappes in the Eastern Carpathians)
(Text-Fig. 11, col. 40–44)

The main units of the unrooted Transylvanian Nappe System in the Eastern Carpathians, which were obducted during the Meso-Cretaceous tectogenesis, are the Perșani, Olt and Hăghimaș Nappes (SĂNDULESCU, 1984). They have distinct lithostratigraphic successions and ages of the ophiolitic complexes from the basal part of the nappes, except the Perșani Nappe without ophiolitic complex. The Triassic age of the ophiolitic rocks in the Olt Nappe and in many olistoliths is well constrained by their close relationship with the Triassic sedimentary rocks. The only ophiolitic rocks of Jurassic age are represented by the pillowed basalts from Lacu Roșu in the sole of the Hăghimaș Nappe, which are assigned to the Callovian–Oxfordian (SĂNDULESCU, 1984), and also by the serpentinites in the Rarău Mts. Alongside the Jurassic sedimentary rocks included in the successions of the above-mentioned nappes, there are also numerous olistoliths of Jurassic rocks included in the Bucovinian Lower Cretaceous wildflysch that fills the Hăghimaș and Rarău synclines, and also found in the Perșani Mts.

The **Hăghimaș Nappe**, having the most internal paleogeographic position in the Transylvanian realm, is made up of a continuous sequence from the Upper Jurassic to Lower Cretaceous (SĂNDULESCU, 1975a). In the Hăghimaș Mts, the Ammonitico Rosso-type limestones (Upper Oxfordian – Middle Kimmeridgian; Pl. 7, Fig. 6), capping Callovian–Oxfordian pillowed basalts, are followed by a siliciclastic sequence made up of siltstones and marly shales (Upper Kimmeridgian – Lower Tithonian), and thick, massive Stramberg-type limestones (GRASU, 1971; DRAGASTAN, 1975; GRIGORE, 2000; GRASU et al., 2010) (Pl. 7, Fig. 4; Pl. 8, Fig. 1). Kimmeridgian stromatolitic mud-mound build-ups with abundant rhynchonellid brachiopod assemblages (*Lacunosella* and *Septaliphoria*) develop locally (LAZĂR et al., 2011).

The outliers made up by Stramberg limestones from the Merești region in the northern part of the Perșani Mts are also assigned to the Hăghimaș Nappe (SĂNDULESCU, 1984; PATRULIUS et al., 1996).

The *Perșani* and *Olt Nappes*, which are found only in the Perșani Mts, are made mainly of Triassic sedimentary

rocks to which only Lower to ?lower Middle Jurassic rocks are subordinately added.

Based on the facies characteristics of the Transylvanian Triassic and Lower Jurassic formations, from both the olistoplakae and olistoliths embedded in the Bucovinian Lower Cretaceous wildflysch, PATRULIUS (1996) defined several independent sedimentary "series". They are as follows: the Zimbru "Series" (lower olistoplaka of the Rarău Mt), the Olt "Series" (Olt Nappe, incl. the lower olistoplaka of the Perșani Mts), the Lupșa "Series" (Perșani Nappe s.s., incl. the upper olistoplaka of the Perșani Mts) and the Hăghiniș "Series" (Hăghiniș Nappe, incl. the upper olistoplaka of the Rarău Mt).

In the Rarău Mt, the **Zimbru "Series"** includes Lower Sinemurian massive argillaceous, dark limestones (TURCULEȚ, 1971), Pliensbachian sandy limestones and silty marly shales (STĂNOIU, 1967a), which are olistoliths within the Bucovinian Lower Cretaceous wildflysch.

In the **Olt "Series"** of the Olt Nappe the Middle Hettangian to Lowermost Pliensbachian Adnet Limestone unconformably overlies Upper Triassic Hallstatt-type limestones (PATRULIUS, 1996; TOMAS & PÁLFY, 2007). In the central Perșani Mts, also in the Rarău and Hăghimaș Mts, there are olistoliths of Adnet-type Lower Jurassic red limestones assumed to be akin to the Olt "Series" (PATRULIUS et al., 1996; TURCULEȚ & ȚIBULEAC, 2002; GRASU et al., 2010).

In the **Lupșa "Series"** of the Perșani Nappe the Middle Triassic Schreyeralm-type limestone is unconformably overlain by the Gresten-type Racila Formation, around 300 m thick. Its lowest member consists of coarse-grained limy sandstones and crinoidal sandy limestones (Upper Sinemurian? to Pliensbachian); the upper one is composed of grey marls and limestones with interbeds of violet sandy siltstone and oolitic limestone (Toarcian-?Aalenian) (PATRULIUS et al., 1996).

In the **Hăghiniș "Series"** the Middle Triassic limestones in the Rarău Mt are overlain by thin Upper Hettangian red, argillaceous-sandy encrinitic or oolitic to pisolitic limestones, which also fill narrow neptunian dykes in the Steinalm Limestone (PATRULIUS, 1996). On the Norian massive limestones of the Piatra Șoimului outlier Lower Jurassic red-violet argillaceous diasporetic bauxites occur locally (PATRULIUS, unpubl.).

Olistoliths made up by varied Lower and Middle Jurassic lithologies, that are not properly ascribed to one of the above-mentioned "series", were also found in the Bucovinian Lower Cretaceous wildflysch. In the *Rarău Syncline*, olistoliths are described, made up by Toarcian dark sandy limestones, grey-yellowish marlstones and siltstones, fine-grained limy sandstones and marly siltstones, by Aalenian grey marls with concretions of marlstones and oolitic limestones, by Bajocian dark limy sandstones and sandy limestones, bioclastic limestones and marls, or by Bathonian silty-oolitic limestones, sandy limestones and limy sandstones (POPESCU & PATRULIUS, 1964; STĂNOIU, 1967a; MUTIHAC, 1968; TURCULEȚ, 2004). In the *Hăghimaș Syncline* olistoliths are reported that are made up by Pliensbachian sandy limestones and argillaceous sandstones, by Toarcian black limestones or sandy limestones, or by Middle Jurassic limy sandstones and encrinitic limestones (NĂSTSEANU & SOLCANU, 1963; GRASU, 1971; SÂNDULESCU, 1975a; PREDA, 1976; GRASU et al., 2010).

From among the allochthonous deposits the Callovian-Hauterivian Carhaga Formation is of special importance. It is made up of several sheet-olistoliths (PATRULIUS et al., 1976, 1996). The sequence includes the following members:

- 1) Callovian grey, reddish ammonite-bearing limestones with angular pebbles of crystalline shists;
- 2) Callovian and/or Oxfordian red radiolarites and limestones with radiolaria;
- 3) Upper Jurassic light-grey, pink and red marls and marly limestones with spongiolithic cherts and interbedded conglomerate or breccia with pebbles of crystalline schists, thin layers of bentonite;
- 4) Tithonian light-grey or pink marls with small lenses of calcarenite and bedded white allodapic calcarenites with brown cherts;
- 5) Uppermost Tithonian – Berriasian grey-bluish marls with some glauconite and light-grey to almost white ammonite-rich limestones with calpionellids and radiolaria;
- 6) Valanginian and Hauterivian ammonite-rich soft marls.

According to SÂNDULESCU (1984), the olistoliths of the Carhaga Formation are presumably derived from a swell or they could be linked to the Olt or Perșani Nappes.

TISZA MEGAUNIT

Mecsek Unit (Text-Fig. 12, col. 46)

Thin coal interlayers already appear in the fluvial succession in the latest Rhaetian. At the beginning of the Liassic, fluvial-lacustrine-palustrine sedimentation continued but paralic coal-swamp deposits became predominant in the sedimentary record (Mecsek Coal Formation) (Text-Figs. 1, 2 and 12).

The formation is made up of a cyclic alternation of arkosic sandstone, siltstone, claystone and coal layers (Gresten facies; Pl. 9, Fig. 2). The thickness of the coal-bearing series is usually 150–300 m; in the southern part of the Mecsek Mts, however, it may reach 1200 m. This asymmetric thickening was the consequence of the formation of an extensional half-graben (NAGY, 1969, 1971).

The basal (partially Rhaetian) part of the Mecsek Coal was formed predominantly in lacustrine as well as lacustrine/deltaic facies. The Hettangian middle member of the formation is mainly fluvial with channel, flood plain and swamp facies; however, passing upward, coquinas of brackish-water molluscs appear in increasing frequency. The Lower Sinemurian upper member of the Mecsek Coal may have been deposited in a tidal flat marsh environment. In the middle member of the Mecsek Coal thin (0.5–1.5 m) rhyolitic tuffite interlayers occur (NÉMEDI-VARGA, 1983). In some layers of the upper member remnants of crinoids also appear, indicating a temporary establishment of normal salinity conditions.

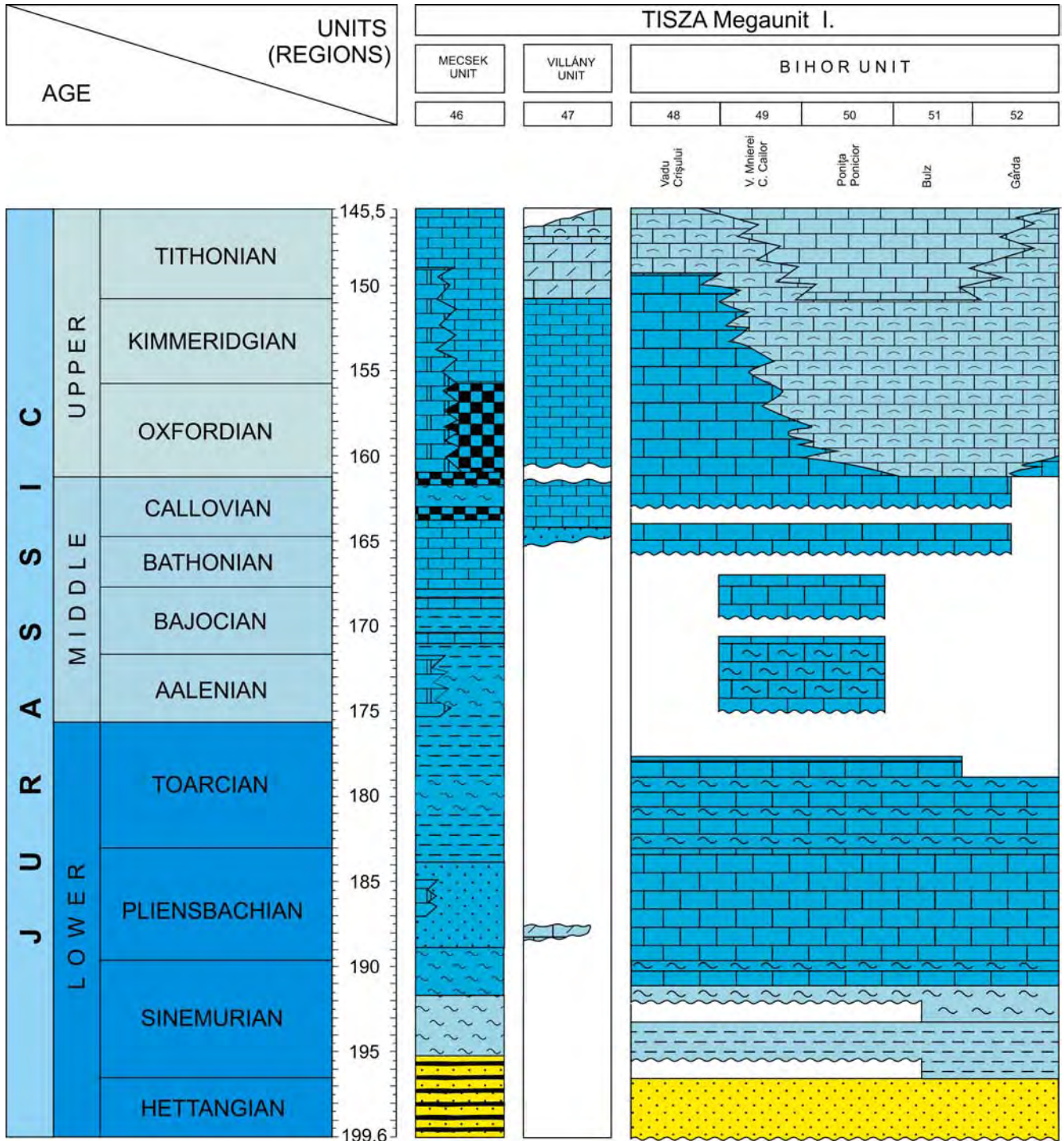
The coal formation is overlain by fine-grained sandstone and dark grey shale with upward-thinning sandstone interlayers showing a deepening upward trend. The thickness of the formation in the Mecsek Mts is 250–500 m.

During the later part of the Sinemurian water depth continued to increase. Coevally the continental source area moved even farther away from the site of deposition. In accordance with this paleogeographic setting an open ma-

rine deep basin had been the site of deposition until the middle part of the Jurassic. In this basin fine-grained terrigenous material and pelagic biogenic ooze were deposited together; however, their ratio continuously changed. This heavily bioturbated marl sequence is similar to the "Fleckenmergel" (Allgäu facies). In the rapidly subsiding southern zone of the Mecsek half-graben its total thickness may attain 2000 m, whereas in the northern part of this structural unit, as well as in the subsurface parts of the

Mecsek Zone (i.e. in the basement of the Transdanubian area and the Great Plain), it generally reaches only 150–300 m (BÉRCZI-MAKK, 1998).

In the Mecsek Mts in the upper part of the Sinemurian, grey, slightly bioturbated marl and calcareous marl become characteristic. This formation was deposited under open marine conditions in the deeper zone of the open shelf. In the Pliensbachian, grey, fine to medium-grained sandstone punctuated by thin shale interbeds was depos-



Text-Fig. 12. Lithofacies chart of the Mecsek (46), Villány (47) and Bihar Units (48–52). (TISZA I). Abbreviations: V. Mnierei = Valea Mnierei, C. Cailor = Coasta Cailor.

ited. Chert nodules and grey, bituminous limestone and crinoidal limestone interbeds are common. In the rapidly subsiding southern zone of the Mecsek Mts area the thickness of the formation may attain 1000 m, and only 70 m in its northern zone. The depositional environment may have been a relatively deep, pelagic basin.

Upsection, silty marl becomes predominant again and the share of sandstone decreases. This approximately 150 m thick formation represents the Lower and Middle Toarcian. In the Lower Toarcian a 10 m thick, black shale intercalation with thin sandstone and crinoidal limestone interlayers as well as thin-shelled pelagic bivalves and fish remnants can be found suggesting anoxic bottom-water conditions (DULAI et al., 1992).

Above the black shale intercalation the typical "Fleckenmergel" facies resumes. The Upper Toarcian to Middle Bajocian is characterized by a rather monotonous, 200–500 m thick sequence consisting of grey, strongly bioturbated marl, calcareous marl, and silty marl (Pl. 9, Fig. 3). It contains predominantly pelagic fossil elements (VADÁSZ, 1935). In the southern and northern margins of the "Mecsek Basin" grey and red crinoidal-brachiopodal limestone has been encountered.

At the end of the Bajocian the sedimentation character fundamentally changed: the amount of terrigenous material and the sedimentation rate significantly decreased; continuous and probably accelerated subsidence led to increased water depth. A significant change took place also in the fossil assemblage that is manifested in the appearance and then prevalence of Mediterranean elements (GÉCZY, 1973; VÖRÖS, 1993). Reflecting the changes in the depositional regime the spotty marl ("Fleckenmergel") facies is overlain by greenish-yellowish-reddish marl, then by red calcareous marl and finally by nodular, argillaceous limestone rich in poorly-preserved ammonoids and pelagic microfossils. This 10–20 m thick formation of Bathonian age (GALÁ CZ, 1995) may have been deposited in a deep, pelagic, starved basin. The changes in the sedimentary pattern and fossil assemblages at the end of the Bajocian can be related to the separation of the Tisza Megaunit from the European plate (HAAS & PÉRÓ, 2004).

The next unit consists of deep-water brownish- and greenish-grey, thin-bedded, siliceous calcareous marl of Callovian and probably Early Oxfordian age. It also contains altered pyroclastics but only a few. The thickness of this formation does not exceed 10–20 m. The calcareous marl passes upward into Oxfordian siliceous limestone (NAGY, 1986). In the basal part of the formation brownish-greenish, highly silicified radiolarite occurs. Above it, the 30–120 m thick formation is made up of thin-bedded, yellowish-grey, reddish, and greenish cherty limestone.

The Kimmeridgian to Lower Tithonian interval is represented by 10 to 50 m thick red, nodular, locally cherty Saccocoma limestones with ammonoids and aptychi with features of the Mediterranean Ammonitico Rosso facies.

The red nodular limestone passes upward into Upper Tithonian – Berriasian greyish- or yellowish-white, thin-bedded limestone and argillaceous limestone, locally with intraclasts and chert nodules, similar to the Mediterranean Biancone (Maiolica) facies. Its thickness may attain 100 m. The site of deposition may have been a deep pelagic basin. Intra-breccia intercalations in the pelagic sequences and the chronostratigraphically mixed microfossil assem-

blage indicate a significant gravity mass flow activity resulting in the redeposition of the unconsolidated and semi-consolidated sediments (NAGY, 1986). In the upper part of the formation, in addition to the redeposited carbonate grains, fine pyroclastics and volcanic bombs appear in the layers, indicating the intensification of volcanic activity in the Berriasian (NAGY, 1986).

Villány-Bihor Unit (Text-Fig. 12, col. 47-52)

The Jurassic sequence of the Villány-Bihor Zone is known mainly from the Villány Hills in Hungary, and in the Bihor Parautochthon in the Northern Apuseni Mountains in Romania. Core data are only available for the Malm formations in the Pannonian Basin. In the Villány Hills, unconformably overlying the Upper Triassic rocks, the Jurassic series of the **Villány Unit** begins with quartzarenite beds, grading upward into shallow-marine, sandy, crinoidal limestone with conglomerate interlayers. In the conglomerate, quartzite and dolomite components are recognized, indicating the proximity of a continental hinterland. The sandy, pebbly layers are overlain by yellowish-grey limestone, followed by grey, strongly bioturbated, thick-bedded, cherty, crinoidal limestone. Only a 8–10 m thick limestone formation can be assigned to the Pliensbachian (VÖRÖS, 1989). Above a hiatus a thin, yellow, sandy limestone bed, rich in Bathonian ammonites, occurs. It is overlain by an extremely condensed limestone layer (GÉCZY, 1982; Pl. 9, Fig. 4). Most of the ammonites are characteristic of the European province; a smaller part of the assemblage, however, is Mediterranean (GÉCZY, 1973).

The ammonite-bearing limestone is overlain by 300 m of thick-bedded, grey, brownish- or yellowish-grey limestone. It is characterized by a peloidal and oolitic-oncoidal texture. In the lower part of the formation pelagic elements prevail in the microfossil assemblage. In the upper part, however, a typical shallow-marine biofacies appears and the pelagic elements disappear. The age of the formation is Oxfordian–Tithonian and its upper member may extend into the Berriasian (BODROGI et al., 1993).

In the **Bihor Unit**, Jurassic deposits are found in the Pădurea Craiului and Bihor Mts (PREDA, 1962, 1971; PATRULIUS et al., 1972; IANOVICI et al., 1976; PATRULIUS, 1976a; PATRULIUS et al., 1976; POPA, 1981; MANTEA, 1985; POPA et al., 1985; DRAGASTAN et al., 1986).

In the *Pădurea Craiului* (Text-Fig. 12, col. 48-50) and *Bihor Mts* (Text-Fig. 12, col. 51-52), the Lower Jurassic succession, around 250 m thick, unconformably overlies the Ladinian Wetterstein-type limestone. A continental sequence (100–180 m) occurs at the base of the succession consisting of red argillaceous-silty shales locally including breccia with boulders of Triassic limestones. Upsection there is another development that is similar to the Gresten Sandstone. It is composed of micaceous quartzitic sandstones with interbeds of refractory clays in the lower part (Pl. 9, Fig. 5), with quartzitic conglomerates at the top (Hettangian), with vegetal remains. The continental series is followed by a marine sequence. It starts with a basal member (40–60 m) consisting of micaceous and fine-grained quartzitic sandstones, locally with marly-argillaceous micaceous siltstones (?Upper Hettangian – Lower Sinemurian). It is overlain by massive or thick-bedded Gryphaea limestones (5–35 m) with crinoidal layers (Upper Sinemurian – Lower Pliensbachian), and an upper succession (3–40 m) of

spongiolithic cherty limestones, silty or marly with brachiopods and ammonites (Upper Pliensbachian) and a third member (5–15 m) of grey-blackish condensed marls and marly/silty limestones with phosphate concretions, with abundant belemnites and ammonites, Gresten-type (celto-sub) fauna (Toarcian).

The Middle Jurassic, which is strongly condensed in the *Pădurea Craiului Mts*, rarely more than 10 m in thickness, with several breaks in sedimentation in the area of **Valea Mnierei, Coasta Cailor, Ponița** and **Ponicior** (Text-Fig. 12, col. 49-50), includes the following carbonate units:

- 1) blackish, sometimes spotted marls (“Fleckenmergel”) and marly/silty limestones, less than 2 m thick (Lower Aalenian);
- 2) blackish spotted marly limestones (“Fleckenkalk”), with phosphate ooids and nodules, 0.8–3 m (Upper Aalenian);
- 3) red-violaceous ferruginous oolitic/silty limestones and marls of minette-type (Lower Bajocian);
- 4) Entolium limestones (Middle Bajocian – Middle Bathonian), and nodular limestones (0.2–0.5 m) with an abundant polyzonal ammonite fauna (Upper Bathonian – Lower Callovian);
- 5) reddish to grey-greenish marly or silty limestones (Middle and Upper Callovian).

During the Upper Jurassic, a carbonate platform was established in the territory of the Bihor Unit. In the area of the *Pădurea Craiului* and *Bihor Mts*, the carbonate deposits, 100–

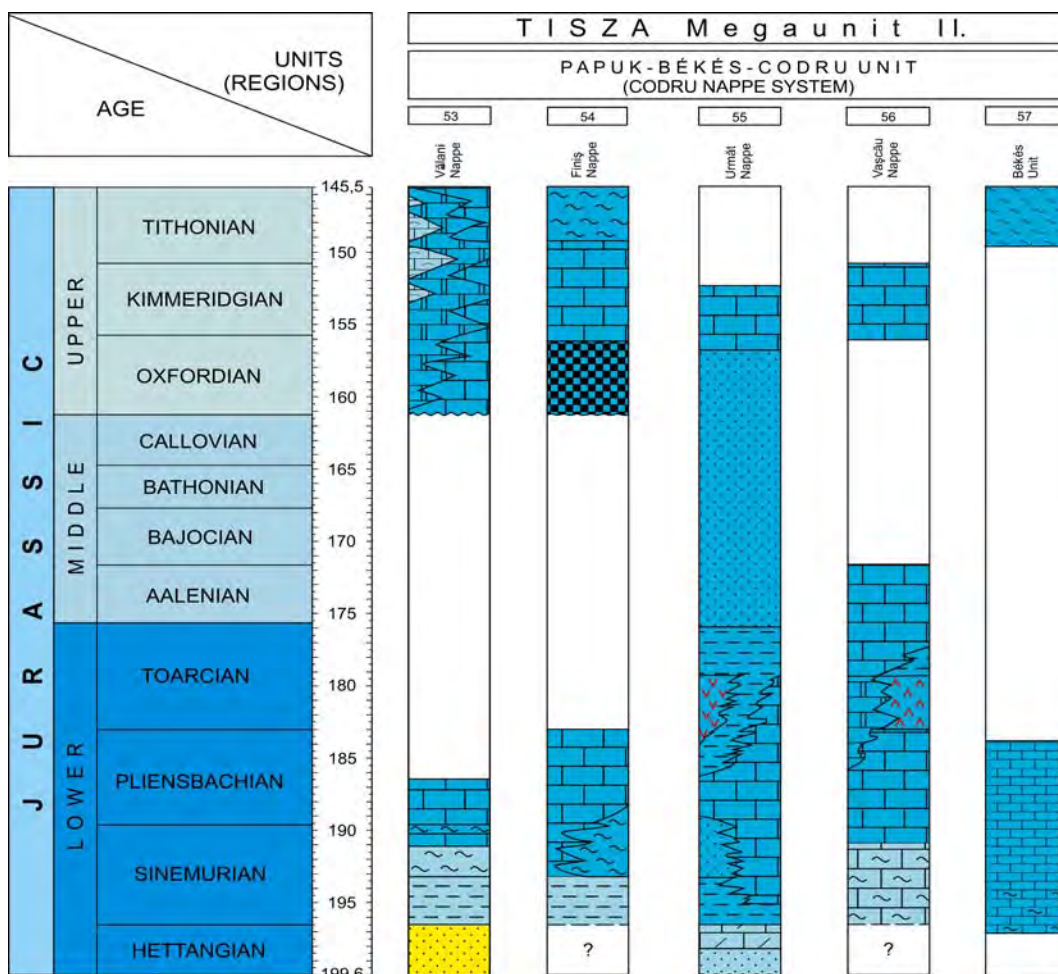
300 m thick, show two distinct facies zones with a passage zone:

- 1) a NW zone in **Vadu Crișului** area (Text-Fig. 12, col. 48); basinal dark-grey cherty limestones progress into pelagic Saccocoma limestones (Vad and Gălășeni Limestone, Oxfordian – lower Tithonian) followed by massive Stramberg-type limestones (Cornet Limestone, Tithonian) or oolitic limestones (Aștileu Limestone, Tithonian);
- 2) a SW zone in **Ponița, Ponicior, Bulz** and **Gârda** area (Text-Fig. 12, col. 50-52) with massive, whitish limestones with corals and hydrozoans (Farcu Limestone, Oxfordian – lower Tithonian; Pl. 10, Fig. 1) followed by grey, bedded micritic/oncolitic limestones of lagoonal facies (Albioara Limestone, Tithonian);
- 3) a passage zone in the area of **Valea Mnierei** and **Coasta Cailor** where all carbonate facies are found in ascending order (Text-Fig. 12, col. 49).

Papuk-Békés-Codru Unit (Text-Fig. 13, col. 53-57)

The Jurassic deposits are cropping out in the **Codru Nappe System** in the Northern Apuseni Mts (classed together with the Bihor Unit as Inner Dacides by SÂNDULESCU, 1984) and in the Papuk Mts, Croatia. Jurassic sequences explored in the basement of the Békés Basin, Hungary can also be assigned to this unit.

In the Apuseni Mts, Jurassic formations are known in the Codru-Moma, *Pădurea Craiului* and *Bihor Mts* (PATRULIUS, 1976a; IANOVICI et al., 1976; BLEAHU et al., 1981).



Text-Fig. 13. Lithofacies chart of the Papuk-Békés-Codru Unit (53–57). (TISZA II).

The Jurassic succession in the **Vălani Nappe**, *Bihor Mts* (PATRULIUS, 1971b) includes: disconformable massive or thick-bedded quartzitic-micaceous sandstones, 100 m thick, locally with basal conglomerates (Hettangian); a sequence, only a few m thick, of dark shales (?Hettangian – Lower Sinemurian) and blackish bioclastic limestones (?Upper Sinemurian – Pliensbachian); after a significant stratigraphic gap (Toarcian and the Middle Jurassic) the sedimentation resumed in the Late Jurassic with bedded *Saccocoma* and *Calpionella* limestones interfingering with massive limestones of platform-edge and reef talus (Farcu and Cornet Limestones).

The Jurassic succession of the **Finiş Nappe** is the most complete in the Codru Nappe System. In the Şeasa Valley, in the central area of the Codru Mts, a Rhaetian Kössen-type formation is overlain by 150 m thick silty shales (Lower Sinemurian), succeeded by a 75 m thick calcareous formation, with grey silty limestones in the lower, and red, sometimes nodular limestones in the upper part (Upper Sinemurian – Pliensbachian). In the Moneasa (SW Codru) area, the succession begins with a 200 m thick black sandstone unit with shales grading upwards to black encrinitic limestones (Black Moneasa Limestone) (?Hettangian – Lower Sinemurian). It is overlain by encrinitic, thick-bedded nodular and breccious red limestones about 80 m thick (Red Moneasa Limestone, Upper Sinemurian – Pliensbachian) showing lithofacies comparable with the Adnet Limestone, but it has a Gresten-type (celto-suab) fauna (Pl. 10, Fig. 4). The Lower Jurassic formations are overlain by pelagic, light grey micritic and cherty calcarenitic limestones (Oxfordian–Kimmeridgian) followed by the Valea Mare Formation (PATRULIUS et al., 1976), around 1000 m thick, including a pre-flysch facies of marls and marly limestones with *Aptychus* and calpionellids on the base (Tithonian–Berriasian).

The **Următ Nappe** outlier in the Bihor Mts includes the Lower Sinemurian – Pliensbachian Următ beds. This sequence starts with grey sandstone, succeeded by encrinitic-micritic limestones with basical volcanic detritus, *Gryphaea* and brachiopods. This is followed by a siliciclastic turbiditic sequence with olistoliths and slumps, without fossils. The Următ beds are overlain by Kimmeridgian *Saccocoma* limestones (BORDEA et al., 1975; TOMESCU & BORDEA, 1976).

In the uppermost units of the Codru Nappe System only Lower – lower Middle Jurassic deposits are present. In the **Vaşcău Nappe** (Codru-Moma Mts) (PANIN et al., 1974) the Jurassic succession unconformably overlies Norian–Rhaetian basinal limestones and includes:

- 1) a lower sequence, 80 m thick, of pink-greenish micritic/crinoidal limestones associated with greenish marly limestones and limy sandstones (Sinemurian);
- 2) a detrital sequence, transgressive upon the lower sequence and the Upper Triassic limestones, with limy sandstones, Holzschiefer-like black argillites with sideritic concretions, greenish cinerites, lenses of black encrinitic limestones, platy black limestones with layered cherts (Toarcian–?Aalenian).

In the *Coleşti Nappe* (Codru-Moma Mts) (PANIN et al., 1974), the Upper Triassic Dachstein Limestone has Lower to Middle Jurassic neptunian dykes (Pl. 10, Fig. 2).

In the basement of the **Békés Basin**, southeastern Hungary, Lower Jurassic red limestone was encountered in a few

wells; it was identified as the Moneasa Limestone of the Finiş Nappe (BÉRCZI-MAKK, 1998).

In a number of wells in the Békés Basin, Upper Jurassic to Lower Cretaceous formations were found. The several hundred m thick series consists of grey and red clayey marl, marl, calcareous marl and limestone layers with sandstone intercalations in the upper part of the formation (BÉRCZI-MAKK, 1986).

In the *Papuk Mts*, Jurassic formations (overlying the Upper Triassic Kössen Formation) are known only at the western edge of the mountains, near Daruvar (ŠIKIĆ et al., 1975). It is a condensed succession (max. 100 m thick).

The Lower–Middle Liassic is represented by grey-pinkish, crinoidal limestones, sometimes with chert nodules. The pelagic fossils (*Bositra*) appear in Upper Liassic micritic limestones. The thickness of the Lower Jurassic is 25 m. The Middle Jurassic – Oxfordian (40 m) is characterized by grey, pinkish, brownish-red *Bositra* limestones. Red and grey radiolarian chert beds are common. The Kimmeridgian – Middle Tithonian is represented by thick-bedded grey limestone (10 m) with radiolarian chert beds, which are overlain by Tithonian–Berriasian thin-bedded, micritic cherty *Calpionella*-bearing limestones (20 m).

DACIA MEGAUNIT

Danubian–Vrška Čuka–Stara Planina (Prebalkan) Unit

Southern Carpathians

The Danubian–Stara Planina–Vrška Čuka (–Prebalkan) Unit in Romania corresponds to the Marginal Dacides in the sense of SÂNDULESCU (1984). This unit, together with the neighbouring Moesia, represents a segment of the European–?Asian margin, located outside the „external” Severin–Ceahlău ocean basin, which separated them from the Getic microcontinent. This unit can be subdivided north of the Danube into a Lower (External), and an Upper (Internal) group of Alpine nappes (STĂNOIU, 1973; BERZA, 1998; IANCU et al., 2005).

North to the Danube, the Jurassic – Lower Cretaceous sedimentary series overlies Variscan crystallines, remnants of a Variscan oceanic basement and Upper Paleozoic molasse deposits with sharp disconformity.

Lower Danubian Units (Text-Fig. 14, col. 58)

Two distinct Mesozoic sedimentary zones were formerly defined in the External Danubian realm, the Cerna and Coşuştea Zones (CODARCEA, 1940; NĂSTĂSEANU, 1979). The **Cerna Zone** (= Mehedinţi–Retezat Zone; STĂNOIU, 1973) is the equivalent of the Lower Danubian of BERZA et al. (1983). Two Alpine tectonic units are recognized in the Lower Danubian, i.e. the Lainici Unit, in the upper position, and the Schela Unit, below (BERZA, 1998). The sedimentary series of the Coşuştea Zone is assigned to a distinct tectonic unit, i.e. the Coşuştea Nappe (STĂNOIU, 1996).

In the External Danubian realm, the Jurassic successions are incomplete and discontinuous. The Lower Jurassic is represented by Gresten-type deposits in all areas (Text-Figs. 1, 2 and 14). In the Mehedinţi Mts, the 50–350 m thick Balta de Aramă Formation yielded a rich flora (DRĂGHICI et al., 1964; BĂDĂLUŢĂ et al., 1988). In the **Schela Unit**, the strongly deformed and metamorphosed Lower Jurassic Schela Formation starts with very coarse-

grained metaconglomerates succeeded by quartzitic and arkosic metasandstones, graphitic phyllites, in places with chloritoid, and pyrophyllitic schists with anthracite lenses (MANOLESCU, 1932; SEMAKA, 1965). The Middle Jurassic marks the onset of the marine sedimentation. It is represented by fossiliferous limy sandstones and gritty limestones, 20 m in thickness (STĂNOIU, 1973).

The calcareous sedimentation started in the Middle Callovian and lasted for most of the Early Cretaceous and characterized the **Cerna** Basin which covered the whole area of the Lower Danubian (STĂNOIU, 2000). Subsequent to the Middle Callovian transgression, uniform pelagic sequences were settled all over the Cerna Basin. By the end of Kimmeridgian the paleogeographic pattern significantly changed; a central deep-water basin bordered by two carbonate platforms developed. The central basin is typified by a continuous succession:

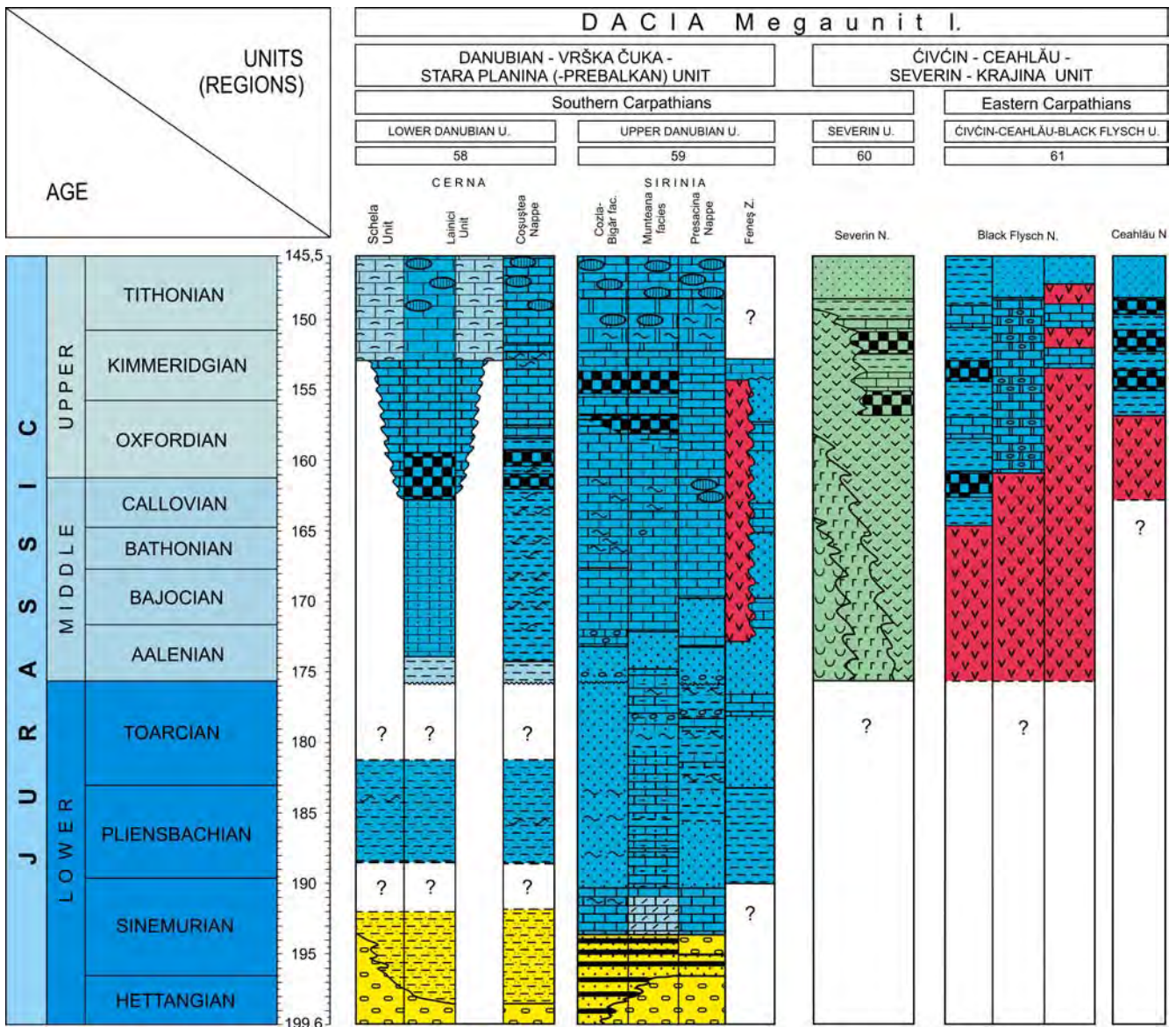
(1) the Middle Callovian to Lower Kimmeridgian Cerna Vârf Formation (150–200 m thick) that is made up of

stratified, blackish micritic limestones, with chert in the lower part;

2) the Upper Kimmeridgian to Neocomian Ponicoa Formation (200–300 m thick) consisting of greyish limestones with *Saccocoma* in the lower part and calpionellids in the upper part.

The two marginal carbonate platforms are characterized by a shallow-water carbonate facies in the Upper Kimmeridgian – Tithonian. Emersion at the Jurassic/Cretaceous boundary led to subaerial alteration and accumulation of ferrolithic deposits. In the Mehedinți Mts and SW the Vâlcan Mts, the sedimentation resumed with the uppermost Tithonian? – Lower Berriasian Sohodol Formation, a mixed siliciclastic-carbonate sequence with alluvial terrigenous deposits and lenticular intercalations of paludal or brackish micritic limestones.

In the NE Godeanu Mts, the **Lainci Unit** includes the Lower–Middle Jurassic Albele Sandstone and the Upper Jurassic – Lower Cretaceous Stănuleți Limestone (GHERASI



Text-Fig. 14. Lithofacies chart of the Danubian Units (in Romania, 58–59) and Čivčín-Ceahlău-Severin Unit (60–61). (DACIA I).

et al., 1986), which corresponds to the deep-water basin facies of the Cerna Basin (STĂNOIU, 2000).

The **Coșuștea Nappe** is mainly occurring in the Mehedinți Plateau, and includes also the Jurassic – Lower Cretaceous allochthonous occurrences from the Topleț-Cazane Zone. The Jurassic to Lower Cretaceous has a continuous basinal succession:

- 1) a 500 m thick Lower Jurassic Gresten-type sequence consisting of siltstone, grey-blackish micaceous argillites with spherosiderites and grey or blackish quartz-feldspar sandstones;
- 2) a 30–50 m thick Middle Jurassic siltic-argillitic deep-water sequence;
- 3) a 20–50 m thick Middle Callovian – Lower Oxfordian deep-water sequence of argillites and grey siltstone grading to thin-bedded micritic limestones or marly limestones to its top;
- 4) a 10–30 m thick Upper Oxfordian – Kimmeridgian sequence of cherty micritic limestones with clay intercalations at the top;
- 5) a 20–50 m thick Upper Kimmeridgian – Upper Tithonian – ?Neocomian pelagic limestone sequence (Pl. 11, Fig. 1).

Upper Danubian Units (Text-Fig. 14, col. 59)

The facies of the Jurassic to Lower Cretaceous sedimentary series (RĂILEANU, 1960; RUSU, 1970; POPA et al., 1977; NĂSTĂSEANU, 1979; AVRAM, 1984; STĂNOIU, 1997; POP, 1998; GRIGORE, 2000) demonstrate a complex paleogeography of the Internal Danubian realm. The most part of the Upper Danubian Units are exposed in the western part of the Danubian tectonic window (LANCU et al., 2005). Three major zones of Jurassic deposition existed in the western Upper Danubian in the eastern Banat area, namely Sirinia, Presacina and Feneș Zones.

In the **Sirinia** Zone the onlapping Gresten-type Hettangian? to Lower Sinemurian deposits (50–450 m thick) start with coarse conglomerates succeeded by sandstones and shales with coal seams (SEMAKA, 1970). The marine deposition started in the Late Sinemurian with two distinct facies:

- 1) the Cozla-Bigăr sandy-marly facies, and
- 2) the Munteana sandy-calcareous facies.

The **Cozla-Bigăr facies** succession includes: Upper Sinemurian calcareous and marly sandstones; Pliensbachian limy or quartzose sandstones, siltstones and marly shales; Toarcian thick-bedded whitish quartzose sandstones, around 100 m thick, with levels of black silty clays grading upwards to black fine-grained calcareous sandstones with intercalations of argillaceous siltstones, 150 m thick; Aalenian massive, coarse-grained sandstones, locally microconglomerates, grading upwards to limy sandstones, 200 m thick.

The **Munteana facies** (Pl. 11, Fig. 3) is a condensed calcareous-siliciclastic succession rich in ammonites (POPA et al., 1977; POPA & PATRULIUS, 1996; CALLOMON & GRĂDINARU, 2005). The lower sequence (~60 m thick) consists of Upper Sinemurian to Pliensbachian sandy bioclastic-Fe-oolitic limestones sandstones and siltstones, silty crinoidal limestones. The upper sequence (~20 m thick) is made up of Toarcian to ?Aalenian bedded sandy limestones and marly siltstones grading upwards to sandstones.

In the Sirinia Zone the Bajocian is made up of carbonates, 5 to 20 m in thickness. The Bathonian – Lower Callovian is represented by two facies:

- 1) the Bigăr facies containing marls and nodular limestones, 200 m thick;
- 2) extremely condensed (0.40 m thick) Fe-oolitic limestones rich in ammonites (RĂILEANU, 1960; PATRULIUS & POPA, 1971; GALÁČZ, 1994).

From the Middle Callovian the pelagic carbonate sedimentation became uniform in the Svinița (=Sirinia) Zone (Pl. 11, Fig. 3). The Middle to Upper Callovian red nodular limestones are followed by Oxfordian to Lower Kimmeridgian radiolaritic marly limestones and calciturbidites, with banded and nodular radiolarian cherts (25 m thick; Pl. 11, Fig. 2). The Upper Kimmeridgian to Middle Tithonian is represented by reddish or grey-greenish clayey nodular limestone with debris flow intercalations and coarse-grained calciturbidites succeeded by thin-bedded greenish pelagic limestones with rare intercalations of fine-grained calciturbidites (Greben Formation; Pl. 11, Fig. 5). It is followed from the Upper Tithonian by Maiolica-type, light grey, cherty Calpionella limestones (NĂSTĂSEANU, 1979; AVRAM, 1984).

The Jurassic succession in the **Presacina Nappe** corresponds to the Presacina facies of NĂSTĂSEANU (1979) and NĂSTĂSEANU et al. (1981). The Gresten-type Lower Jurassic is represented by a fining-upward terrigenous sequence, 800 to 1100 m thick, starting with Hettangian–Sinemurian conglomerates and sandstones, and continuing with Pliensbachian–Toarcian grey-blackish sandstones grading upwards to black clays. The siliciclastic sequence ends with Aalenian thick-bedded sandstones (100 to 250 m thick). The open-marine carbonate sedimentation started in the Early Bajocian with deposition of calcareous sandstones (10 m thick). It was followed by a condensed sequence (1.5 m thick) of dark grey ammonite-rich, commonly oolitic limestones in the Late Bajocian – Early Bathonian (NĂSTĂSEANU & BĂDĂLUȚĂ, 1984). The remaining Middle Jurassic succession (around 15 m thick) consists of cherty limestones. The Upper Jurassic succession (less than 150 m thick) is pelagic, with bedded or massive, cherty radiolarian limestones (Oxfordian – Lower Kimmeridgian), nodular Saccocoma limestones (Upper Kimmeridgian – Lower Tithonian) and cherty Calpionella limestones and marlstones (Upper Tithonian – Berriasian).

The Jurassic succession of the **Feneș facies** as described by NĂSTĂSEANU (1979) is made up of two distinct Jurassic successions which are allocated to different tectonic units (BERZA et al., 1994). The Arjana Nappe includes exclusively a volcano-sedimentary sequence, 200 to 500 m thick, assigned to the Middle and Upper Jurassic (up to Oxfordian). Pelagic carbonate deposits are intercalated with alkaline bimodal volcanic rocks (GHERASI & HANN, 1990; RUSSO-SĂNDULESCU et al., 1996).

East Serbian Carpatho-Balkanides

South to the Danube, Jurassic sediments of the Danubian-Vrška Čuka-Stara Planina (-Prebalkan) Unit are present in the Vrška Čuka-Miroč (Lower Danubian) and Stara Planina-Poreč (Upper Danubian) Units (KARAMATA et al., 1997).

Vrška Čuka-Miroč Unit (Lower Danubian) (Text-Fig. 15, col. 62)

After the Late Carboniferous and Permian the area of this unit was a dry land until the Early Jurassic. In the Hettangian–Sinemurian shallow depressions were filled by basal clastics and later by estuarine-lagoonal coal-bearing facies with sandstones, shales and semi-anthracite beds. The Pliensbachian strata correspond to the shallow-water Gresten facies of the Eastern Alps. In the Toarcian deep-water black shales and carbonate layers are present. The Lower Jurassic unit may reach 300 m in thickness.

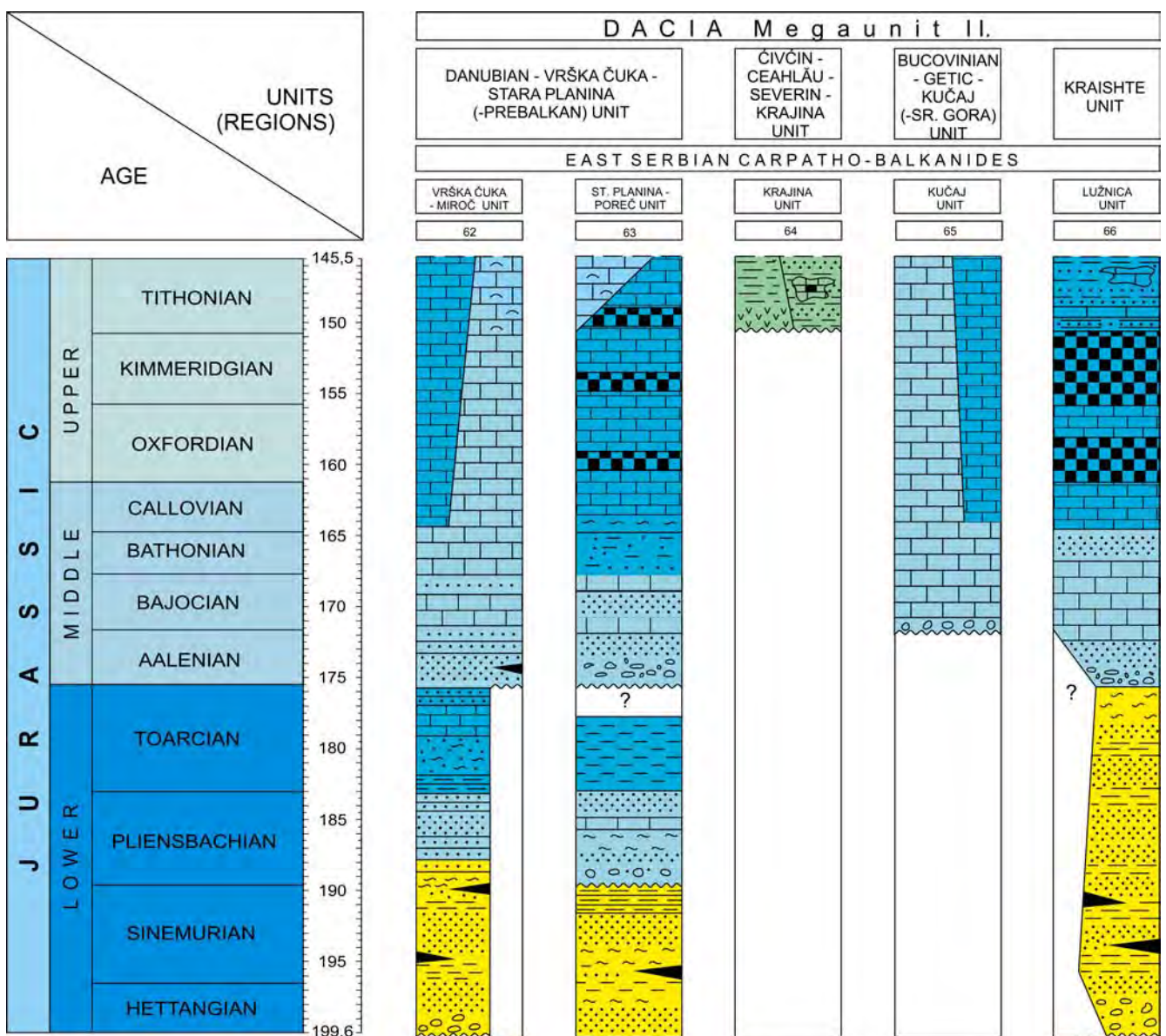
The whole area was submerged during the Middle Jurassic. Prevalingly up to 50 m thick neritic sediments (sandstones passing upward into sandy carbonates) were deposited.

The Upper Jurassic sequence is 240 m thick in the north-west but only 100 m in the southeast. It consists of the shallow-marine Oxfordian and Kimmeridgian carbonate

rocks, followed by typical Tithonian reef and near-reef facies. In these regions the Callovian–Kimmeridgian is made of hemipelagic nodular limestones with chert. They are overlain by Tithonian to Berriasian deep-water limestones (DIMITRIJEVIĆ, 1997).

Stara Planina-Poreč Unit (Upper Danubian) (Text-Fig. 15, col. 63)

After the deposition of continental clastic sediments from Rhaetian to Lower Jurassic a new depositional cycle began with the deposition of terrigenous-carbonate successions in depressions. They are composed of marine conglomerates, sandstones, and shales including phosphorite concretions, oolitic iron ores. These deposits are followed by Pliensbachian formations after a short break. They have a variable thickness from 10 to 250 m and are conformably overlain by some 50 m of almost black Toarcian shales followed by a hiatus.



Text-Fig. 15.
Lithofacies chart of the East Serbian Carpatho-Balkanides Unit (62–66). (DACIA II).
Abbreviations:
Sr. Gora = Sredno Gora,
St. Planina = Stara Planina.

The transgressive Middle Jurassic is composed of quartz conglomerates and sandstones, later calcareous sandstones (20–250 m), which are followed by Bathonian sandstones and shales (15–20 m) and deeper marine Callovian limestones and marlstones. This sequence is overlain by grey and reddish Oxfordian and Kimmeridgian cherty limestones, marly limestones and radiolarites (50 m thick at the most). It is followed by Tithonian pelagic nodular limestones with cherts (~250 m thick). Reef facies also occur in the Tithonian, locally (DIMITRIJEVIĆ, 1997).

Ćivćin-Ceahlău-Severin-Krajina Unit

This unit, corresponding to the Outer Dacides (SÂNDULESCU, 1984), can be divided into the following segments: Eastern Carpathians (Ćivćin-Ceahlău-Black Flysch Units), Southern Carpathians (Severin Unit), and East Serbian Carpatho-Balkanides (Krajina Unit).

Eastern Carpathians

Ćivćin-Ceahlău-Black Flysch Unit (Text-Fig. 14, col. 61)

These units originate from a Jurassic to Cretaceous (para) oceanic trench/trough, which was situated along the European margin (Severin-Ceahlău Ocean) (SÂNDULESCU, 1980, 1994). They are built up of a basic magmatic basement that is covered by pelagic and flysch sediments. The greatest part of Jurassic formations can be found in the innermost Black Flysch Nappe, while the main Ceahlău Nappe is made up predominantly of Lower Cretaceous flysch (SÂNDULESCU, 1984, 1990).

The mafic complex of the **Black Flysch Nappe** is older than the sedimentary formations. The within-plate continental mafic complex is made up of submarine basalt flows and cineritic basic rocks (redeposited basalts, limestone breccias, schalstein is known as well; Pl. 10, Fig. 3), and are intruded by doleritic dykes and sills (RUSSO-SÂNDULESCU et al., 1998). The oldest dated sedimentary rocks are pelagic limestones with *Saccocoma* of Kimmeridgian or with calpionellids of Tithonian age. Thus, a Middle Jurassic (or perhaps Lower Jurassic) age of the lowermost part of the mafic complex is assumed, while Tithonian age of its uppermost part is proved. In the external scales, the mafic complex is covered by Black Flysch (Tithonian–Neocomian). It is preceded by the Mihailec-Vârtop Formation (basal Malm) that consists of calcareous breccias and allodapic limestones.

The Sinaia beds are the most characteristic and widespread formation of the **Ceahlău Nappe** (Pl. 11, Fig. 4). Its oldest member, 100 to 200 m thick, has a preflysch character. It is made up of grey-greenish marly shales, with scattered intercalations of micaceous sandstone and calcareous breccias (Tithonian). Dismembered slices or lenses (boudins) up to a km in size are squeezed into the lower and middle parts of the Sinaia beds. In these boudins red and green cherts and shales are genetically linked to pillowed basalts (Azuga beds, Upper Jurassic, up to the Tithonian; ȘTEFĂNESCU et al., 1979).

Southern Carpathians

Severin Unit (Text-Fig. 14, col. 60)

In the Southern Carpathians the **Severin Nappe** corresponds to the Ceahlău Nappe in the Eastern Carpathians. The Severin Nappe of CODARCEA (1940) is a tectonic mé-

lange including Jurassic oceanic crust rocks and Tithonian – Early Cretaceous turbidites (STĂNOIU, 1997).

The ophiolitic complex is made of peridotites (serpentinites), gabbros, dolerites, basalts and tuffs (MĂRUNȚIU, 1983; SAVU, 1985). It is overlain by red, green or grey shales, interbedded with basic tuffites and basalts, red and green radiolarites, cherty or marly limestone, and sandstones of the Azuga beds (Upper Jurassic, up to the Tithonian). The deposition of the thick Sinaia beds, with distal turbidites and *Calpionella*-bearing limestones, began at the end of the Jurassic (Late Tithonian) and continued in the Neocomian (STĂNOIU, 1978).

East Serbian Carpatho-Balkanides

Krajina Unit (Text-Fig. 15, col. 64)

In the East Serbian Carpatho-Balkanides the Krajina Unit (GRUBIĆ, 1983; DIMITRIJEVIĆ, 1997; KARAMATA et al., 1999; KRÄUTNER & KRSTIĆ, 2003) corresponds to the Severin Unit of the Southern Carpathians in Romania.

The lowermost series is the pelagic “Azuga beds” that is made up of grey and pink siltstones, dark shales and sandstones with red cherts, basalts. They are overlain by Upper Tithonian – Berriasian flysch-type sediments: Sinaia Flysch (dark grey calcarenite, olistostrome breccia conglomerate and mica breccia) and its lateral equivalents, “quasi-Sinaia beds” which are more pelagic in character.

The Kiloma tectonic window with Tithonian–Neocomian basic metavolcanics, black shales and quartzites of the Kiloma Metadiabase Formation belongs also to this unit and may be equivalent to the Eastern Carpathian Black Flysch Nappe.

Bucovinian-Getic-Kučaj (-Sredno Gora) Unit

This unit, which corresponds to the Median Dacides of SÂNDULESCU (1984), can be subdivided into the following regions: Eastern Carpathians (Central Eastern Carpathian Nappe System), Southern Carpathians (Getic Unit) and East Serbian Carpatho-Balkanides (Kučaj Unit).

Eastern Carpathians

Bucovinian, Subbucovinian and Infrabucovinian Units (Text-Fig. 16, col. 67–70)

The Bucovinian, Subbucovinian and Infrabucovinian Units form a Mid-Cretaceous nappe stack, assigned to the Central Eastern Carpathian Nappe System (SÂNDULESCU, 1984). After a Late Triassic continental period, in the Early Jurassic condensed shelf sediments, punctuated by erosional gaps, were formed. The Early and Middle Jurassic sedimentation suggests a swell-type regime for the entire area, while during the Late Jurassic it was drowned and pelagic deposits and flysch sequences began forming (MUTIHAĆ, 1968; PATRULIUS et al., 1968, 1972; GRASU, 1971; TURCULEȚ, 1971, 2004; SÂNDULESCU, 1973, 1974, 1975a, 1976, 1984; POP, 1987). The Jurassic successions are typified by frequent unconformities that are overlain by transgressive sequences. The thickness of the formations significantly decreases from the internal Bucovinian zone to the most external Infrabucovinian zone.

The **Bucovinian** Jurassic succession is the most representative and complete, infilling two large synclines in

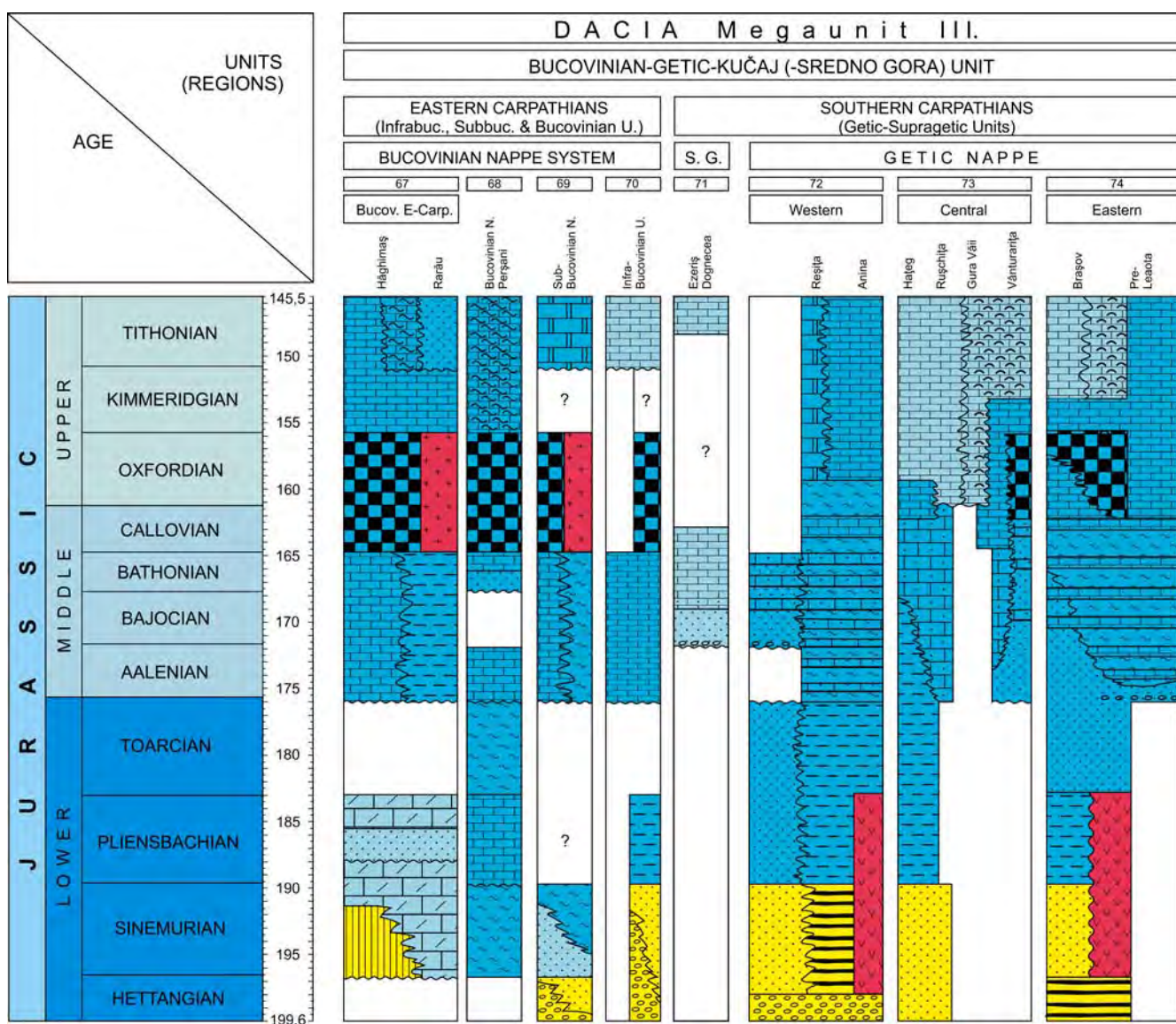
the Hăghimaş and Rarău Mts (Text-Fig. 16, col. 67). In the **Hăghimaş Syncline** the succession starts with bauxites deposited on karstic surfaces of Middle Triassic carbonatic rocks, locally. Red oolitic or encrinitic limestones and reddish platy limestones (5 to 10 m thick) occur in the basal part of the marine sequence, which are assigned to the Sinemurian and Lower Pliensbachian (PATRULIUS, 1964; GRASU, 1971; SÂNDULESCU, 1975a; GRASU et al., 2010). These are unconformably overlain by a Middle–Upper Pliensbachian Gresten-type sequence starting with basal conglomerates succeeded by dark-coloured sandy limestones, calcareous sandstones and fine-grained clayey sandstones. The Toarcian–Bathonian sequence, 20 to 270 m thick, is made up of grey-bluish sandy limestones with spongiolithic cherts succeeded by micaceous, silty marls and fine-grained sandstones. Blackish micaceous sandy limestones and argillaceous-silty sequences with *Bositra* occur in the southern

regions (DINU, 1971; GRASU & TURCULET, 1978; GRASU et al., 2010).

In the **Rarău Syncline**, Lower Jurassic deposits are absent and the Middle Jurassic deposits are unconformably overlying the Middle Triassic carbonate rocks. They start with a 40 m thick breccia sequence, followed by reddish sandy, micritic or oolitic limestones (STĂNOIU, 1967b).

In the **Subbucovinian Nappe and Infrabucovinian Units**, the Lower and Middle Jurassic deposits are poorly developed or absent (Text-Fig. 16, col. 69-70).

Ferruginous quartzitic conglomerates succeeded by a sandy-argillaceous sequence, made up of blackish silty clays and limonitized calcareous sandstones, of supposed Lower Jurassic age, and Middle Jurassic blackish calcareous sequences with *Bositra* occur in the Subbucovinian domain (Săndulescu, 1974).



Text-Fig. 16. Lithofacies chart of the Bucovinian Unit (67–70) and Getic (s.l.) Unit (71–74) (in Romania). (DACIA III).

Abbreviations:
 Infrabuc. = Infrabucovinian, Subbuc. = Subbucovinian,
 Bucov. = Bucovinian, E-Carp. = Eastern Carpathians,
 S. G. = Supragetic.

Lower Jurassic Gresten-type deposits, represented by metamorphosed black siltstones and argillites with thin-bedded sandstones are known only in the most external Infrabucovinian Units (i.e. in the Vaser Unit), while Middle Jurassic sandy limestones occur in the Iacobenii Unit (SÂNDULESCU, 1976).

During the Callovian and Oxfordian the whole Bucovinian and Subbucovinian domains and partially the Infrabucovinian domain were affected by a major transgression. Variegated radiolarites with intercalations of shales, siltstones, sometimes with tuffites and basic cinerites, are well developed in the Bucovinian, and locally in the Subbucovinian and Infrabucovinian series (STĂNOIU, 1967b; TURCULEȚ, 1978; DUMITRICĂ, 1995).

In the eastern zone of the Hăghimaș Syncline, the ?Callovian–?Oxfordian is represented by the Antaluc Formation (PATRULIUS et al., 1976). It is a dark-coloured, homogenous silty-argillaceous sequence (max. 120 m thick) with fine-grained micaceous sandstones, calcarenites and sideritic marly limestone intercalations.

In the **Perșani Mts**, the **Bucovinian** sedimentary series has a thin Jurassic succession with frequent gaps (Text-Fig. 16, col. 68). A lower sequence (~25 m thick) starts with transgressive Upper Pliensbachian reddish-yellowish sandy oolitic limestones, upsection with Lower Toarcian grey-blackish silty marls and marly limestones, and Upper Toarcian to Aalenian ferruginous oolitic and sandy ammonitic limestones (PATRULIUS, 1996; POPA & PATRULIUS, 1996). The Bathonian sequence (70 m thick) consists of whitish pseudo-oolitic or bioclastic limestones, and quartzose sandstones which unconformably overlay older formations. The Callovian to Oxfordian sequence is composed of reddish argillites and radiolarites, with grey sandstone, cherty limestone interlayers and thin intercalations of bentonites, and a Kimmeridgian–Tithonian *Aptychus*-bearing greenish marly-sandy-limy sequence (350 m thick) (TURCULEȚ & GRASU, 1973; PATRULIUS et al., 1976).

During the Tithonian the sedimentation became more diversified in the Bucovinian domain. Along its external part a flysch trough developed, site of deposition of the Tithonian–Berriasian Pojorâta beds (200–300 m thick) (SÂNDULESCU, 1973), whereas in the more external Tarnița tectonic scale, the Tithonian?–Neocomian Clifele beds are made up of polymictic sandstones and silty-shaly sequences with polymictic breccias (SÂNDULESCU, 1981). The inner zone was the sedimentation area of the Tithonian – Lower Valanginian *Aptychus* beds, 50–100 m thick, with a lower sandy-marly sequence succeeded by a limy-marly sequence (TURCULEȚ, 1971; SÂNDULESCU, 1973, 1976; POP, 1987). In the external zones of the Hăghimaș Syncline, the Tithonian–Neocomian is represented by the Lunca Formation (700 m thick at the most) that is composed of *Aptychus* marls with intercalations of sandstones, calcarenites and cherts (PATRULIUS et al., 1969; GRASU, 1971; GRASU & TURCULEȚ, 1973; SÂNDULESCU, 1975a; GRASU et al., 2010).

In the Perșani Mts, the Stejaru Flysch (Tithonian–Neocomian) is made up of two members:

- 1) limy sandstones, marlstones and marls, with calpionellids, and
- 2) a gritty-limy flysch above it (ȘTEFĂNESCU & ȘTEFĂNESCU, 1981).

Contemporaneously, in the Subbucovinian Nappe polymictic breccia with Calpionella limestones and marly sequences were formed, whereas in the Infrabucovinian Units shallow-water *Clypeina*-bearing carbonates were deposited (SÂNDULESCU, 1973, 1976).

A Callovian–Oxfordian (160 Ma) nepheline-syenite intrusion (Ditrău) and dykes of Jurassic age are known in the Bucovinian and Subbucovinian Nappes (KRÄUTNER & BINDEA, 1998).

Southern Carpathians

Getic-Supragetic Units (Text-Fig. 16, col. 71–74)

The Jurassic formations have the widest distribution in the Getic Nappe while in the Supragetic Units there are only scarce and very incomplete successions.

Although there are similar facies in various areas and time intervals, the different zones show distinct sedimentary features, which suggest complexity of the Jurassic paleogeography in the Getic Domain (CODARCEA & POP, 1970; PATRULIUS et al., 1972; DRAGASTAN, 2010).

In the Getic domain, after a Late Triassic uplift, the sedimentation started in the early part of the Early Jurassic with Gresten-type deposits overlain by hemipelagic Toarcian deposits. From the Late Callovian onward, troughs formed which were characterized by a continuous sedimentation leading to the deposition of thick successions with hemipelagic to pelagic sediments. In contrast, thin sequences with many gaps were formed on swells. In the central and eastern areas of the Getic domain carbonate platforms began to form in the latest Jurassic.

Complete successions occur in the **western, Reșița-Anina** region of the Getic domain (Text-Fig. 16, col. 72) (RĂILEANU et al., 1964; BĂDĂLUȚĂ, 1976; NĂSTĂSEANU et al., 1981; BUCUR, 1997). Coarse clastics occur at the base of the Gresten-type sequence, they are followed by sandstones, siltstones and clays containing coal seams and vegetal remains (Steierdorf Formation; Pl. 12, Fig. 2) of Hettangian to Sinemurian age (SEMAKA, 1965; GIVULESCU, 1998; POPA & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, 2006). Pliensbachian black bituminous shales containing spheroiderites and coal lenses (~200 m thick) are overlain by a Toarcian silty argillaceous ammonitic sequence (10 to 15 m thick) (MUTHAC, 1959). In the Middle Liassic, alkaline trachyte and basalt volcanism took place. In the central area there is a 90 m thick continuous succession from Aalenian to Lower Callovian, with hemipelagic *Bositra* spotty marls and marly limestones. In the eastern marginal area, a transgression took place during the Middle Jurassic that resulted in the deposition of basal coarse-grained sandstones and later on, in the Bathonian to Early Callovian sandstones and marly limestones (BOLDUR et al., 1964).

The Middle Callovian consists of sandy limestones with cherts (15 to 20 m thick). In the eastern marginal area crinoidal limestones or glauconite-bearing sandy limestones developed coevally (RĂILEANU & NĂSTĂSEANU, 1965). They grade upwards into Upper Callovian – Lower Oxfordian medium-bedded, dark grey marls (80 to 100 m thick). The occurrence of *Kosmoceras* in this formation demonstrates close connection of this unit to the Boreal realm (PATRULIUS & POPA, 1971; BĂDĂLUȚĂ, 1976).

The Upper Oxfordian to Lower Berriasian interval was characterized by pelagic and allodapic limestones, band-

ed or nodular cherts (250 to 300 m thick; Upper Oxfordian – Lower Kimmeridgian), Ammonitico Rosso-type Saccocoma limestones (50 to 100 m thick; Upper Kimmeridgian – Lower Tithonian), Maiolica-type limestones (100 to 200 m thick; Upper Tithonian – Middle Berriasian).

In the **Reșița** and *Sasca-Gornjak* Nappes the Bajocian? to Callovian formations lie transgressively either on Permian or Middle Triassic rocks with basal microconglomerates, sandstones, bioclastic and cherty nodular limestones (BUCUR et al., 1997). In the western Supragetic domain, i.e. in the **Ezeriș-Dognecea** region, a carbonate platform rimmed by oolitic shoals developed in the Middle Jurassic (BUCUR, 1997). It is capped by Upper Tithonian–Barremian platform carbonates (POP, 1976) (Text-Fig. 16, col. 71).

In the **central** part of the Getic domain, including **Hațeg, Rușchița, Gura Văii** and **Vânturarița** regions (Text-Fig. 16, col. 73) the Jurassic succession starts also with a Lower Jurassic Gresten-type formation (100 to 125 m thick). It grades upwards to a Middle Jurassic mixed siliciclastic-carbonate sequence, around 100 m thick. The Oxfordian – Lower Kimmeridgian is represented by marly and cherty-calcareous successions which are overlain by Stramberg-type massive reefal limestones (STILLA, 1985). In other areas the Jurassic transgression started in different times, and in some places the pre-Jurassic basement is directly covered by Stramberg-type limestones.

In the **eastern** part of the Getic domain (Text-Fig. 16, col. 74), the Jurassic is typified by various facies and complex stratigraphic relationships (SÂNDULESCU, 1964, 1984; PATRULIUS et al., 1968, 1976; PATRULIUS, 1969, 1976b; SÂNDULESCU et al., 1986). In the **Brașov** Unit, i.e. in the *Cristian* and *Holbav* regions, the Lower Jurassic is represented by Gresten-type deposits, reaching 250 m in thickness. The coal-bearing succession with refractory clays occurs in the Hettangian–Sinemurian interval (SEMAKA, 1965; PHILIPPE et al., 2006) although in the Holbav region the coal accumulation lasted till the Lower Toarcian (ANTONESCU, 1973). In the Cristian region the marine influences initiated in the earliest Sinemurian, while in the Pliensbachian–Toarcian the marine sedimentation became general, leading to the deposition of micaceous hemipelagic sandstones. Alkaline volcanic rocks (rhyolitic ignimbrites, basalts and trachytes) are common (SÂNDULESCU et al., 1986).

The Middle Jurassic is transgressive and shows different facies in the eastern Getic domain (PATRULIUS, 1969; LAZĂR, 2006) (Pl. 12, Figs. 1 and 3). In some parts of this domain, i.e. in the Bucegi Mts, the Bajocian is typified by shallow-water fossiliferous mixed siliciclastic-carbonate deposits, of variable thickness, from 3 to 55 m. They directly overlay the crystalline basement. The Bathonian – Lower Callovian interval is condensed, less than 1.5 m thick. It consists of ammonitic limestones with ferruginous ooids and nodules, capped by a polyphase hardground (PATRULIUS, 1969; LAZĂR, 2006). The following starved sedimentation and planktonic foraminifera demonstrate the onset of marked deepening of the region starting with the Middle Callovian (NEAGU, 1996). In other parts of the domain, i.e. in the Brașov Mts, quartzose conglomerates and sandstones transgressively onlap the Toarcian micaceous sandstones. The Lower Bathonian silty clays and marls are followed by Upper Bathonian – Lower Callovian marly-silty and limy deposits with *Bositra* (more than 100 m thick). Locally, on elevated areas of the crystalline basement, a transgressive

carbonate sequence occurs. It starts with a basal breccia and continues upwards with alternating Middle to Late Callovian reddish micritic limestones and brown-yellowish bioclastic-sandy limestones (SIMIONESCU, 1899).

A deep-water sedimentary sequence with cherty limestones and variegated radiolarites (less than 1.5 m thick) occasionally with basic volcanoclastics, characterizes the Middle Callovian to Oxfordian interval (BECCARO & LAZĂR, 2007). In some places the Callovian radiolarites are unconformably overlain by pelagic limestones and marls of Late Oxfordian to Neocomian age (**Pre-Leaota** Group; less than 100 m thick). Lower Kimmeridgian Ammonitico Rosso-type limestones (less than 10 m thick) occur only locally. The Late Kimmeridgian to Early Valanginian interval is represented by a thick succession (up to 900 m) of Stramberg-type limestones (Pl. 12, Fig. 1).

In contrast to the eastern Getic Nappe where a mostly complete Jurassic to Lower Cretaceous sequence is present, the Jurassic to Lower Cretaceous deposits are almost absent in the eastern Supragetic Units, suggesting a swell-type regime of the Supragetic domain (SÂNDULESCU, 1966). Locally the Middle Triassic rocks are unconformably overlain by a thin sequence with Lower Jurassic coal-bearing deposits and marine encrinitic limy sandstones (GRĂDINARU, unpubl.).

East Serbian Carpatho-Balkanides

Kučaj Unit (Getic) (Text-Fig. 15, col. 65)

In the Bajocian, basal clastics and oolitic limestones were formed transgressively above a Middle Triassic to Carnian basement. After that, in the largest, eastern part of the unit the platform carbonates were developed up to the Aptian. In the western regions of the unit Callovian–Tithonian deep-water deposits occur.

Kraishte Unit

East Serbian Carpatho-Balkanides

The Kraishte Unit is located in the territory of Bulgaria; the Lužnica Unit of the East Serbian Carpatho-Balkanides is considered as prolongation of the west Kraishte. It is characterized mainly by thick flysch deposits in the Upper Jurassic (Ruj flysch) and specific basement rocks (e.g. Diabase-Phyllitoid and other units).

Lužnica Unit (West Kraishte) (Text-Fig. 15, col. 66)

The Lower Triassic deposits are covered by Lower Jurassic quartz conglomerates, micaceous sandstones (with coal deposits) and shales. This sequence is conformably overlain by Middle Jurassic coarse grained sandstones and sandy limestones sporadically with oolitic iron ores (20 m). Then 50–100 m thick Oxfordian–Kimmeridgian limestones follow with chert nodules, and subordinately dolomitic limestones and dolomites.

The Ruj flysch principally characterizes the unit (DIMITRIJEVIĆ, 1997). The sedimentation is initiated by ?Middle Jurassic pre-flysch followed by sandstones, olistostromes and calcarenites. Reef limestones and cherty limestones were formed during the Tithonian. Discontinuous bodies of black non-flysch shales and olistoliths of Upper Jurassic limestones of various shape and size (up to 1000 m³) are also characteristic. The total thickness of the formation is more than 1700 m in the proximal part.

History of Evolution and Notes for Paleogeographic Interpretation

In the Late Triassic to Early Jurassic spreading in the Neotethys realm still continued. The closure of the western Neotethys realm started in the late Early to Middle Jurassic (GAWLICK et al., 2008; compare SCHMID et al., 2008) and it was usually completed by the Late Jurassic although the latest oceanic basins still existed until the latest Cretaceous – earliest Paleogene, locally (USTASZEWSKI et al., 2009). However, in connection with the opening of the central Atlantic Ocean a new oceanic branch started to open through continental rifting from the Late Triassic and progressed to ocean opening from the late Early Jurassic onward (Piemont-Penninic Ocean respectively “Alpine Atlantic” or “Alpine Tethys”; FRISCH, 1979; DECOURT et al., 1986, 2000; STAMPFLI et al., 1991; FRISCH et al., 1998; PLAŠIENKA, 2002; STAMPFLI & BOREL, 2002; CSONTOS & VÖRÖS, 2004; GOLONKA, 2004; GOLONKA & KROBICKI, 2004; HAAS & PÉRO, 2004; MISSONI & GAWLICK, 2010). This resulted in the dismembering of some parts of the Eurasian Plate and the reorganisation of the plate fragments between the Eurasian and Gondwana plates. So, coeval development of the two ocean systems controlled basically the Jurassic evolution of the Circum-Pannonian region.

During Early to Middle Jurassic the ocean basin which separated Eurasia (with attached units) and Gondwana (Adria/Apulia) was still large, in spite of narrowing because of the subduction that took place along an intraoceanic subduction zone (e.g. NICOLAS & BOUDIER, 1999; DILEK & FLOWER, 2003; KARAMATA, 2006; KOLLER et al., 2006). On the margin of the Adria/Apulia, evolution of huge carbonate platforms continued during the entire Jurassic (and even during the Cretaceous) exporting a large amounts of carbonate mud and grain to the newly formed trenches; some of them became part of the Neotethyan accretionary complex in the course of the subduction and ophiolite obduction. This process was accompanied by intense gravity mass movements that resulted in the formation of deep-water chaotic deposits (GAWLICK et al., 1999; DIMITRIJEVIĆ et al., 2003) in the trenches. In the Late Jurassic, closure of this basin was mostly completed and it was followed by strong erosion. The nappe stacks as well as the ophiolites were covered by platform limestones during the Kimmeridgian to Berriasian.

Large parts of the huge Late Triassic carbonate platforms developed all around the Neotethys margin drowned at the Triassic/Jurassic boundary. In the early part of the Early Liassic the western Penninic-Piemont related part of Apulia/Adria (the western part of the South Alps and the Transdanubian Range) was subject to intense rifting that resulted in the formation of rift-related basins. Coevally large extensional basins came into existence along the European margin (Helvetic, Pieniny, Mecsek, Getic-Kučaj Units) – site of deposition of fluvial, deltaic, and paralic coal swamp facies (Gresten facies) in the Rhaetian to Early Sinemurian interval. This process can be considered as an incipient stage of evolution of the Piemont-Penninic Ocean. The continental to shallow-marine siliciclastic sedimentation was followed by deposition of bioturbated shale in an upward deepening basin from the Late Sinemurian to the Bathonian. Both the Tatric Unit of the Western Carpathians and the Villány-Bihar Unit of the later Tisza Megaunit pre-

served their swell position and large parts of these areas were subaerially exposed for shorter or longer time.

The double effect of ongoing Neotethys rifting and incipient rifting (sinistral transtension) of the Piemont-Penninic Ocean (FRISCH, 1979; RATSCHBACHER et al., 2004) resulted in a step-by-step disruption and drowning of the still existing platforms between the two oceanic basins during the Early Jurassic (PLAŠIENKA, 1998; GAWLICK et al., 1999; HAAS, 2002). In the Pliensbachian/Toarcian most of the still existing carbonate platforms were subject to drowning in the studied region with exception of the huge Adriatic Carbonate Platform that survived during the entire Jurassic and even during the Cretaceous (DRAGIČEVIĆ & VELIĆ, 2002).

In connection with the opening of the Atlantic Ocean, the spreading of the Piemont-Penninic Ocean led to the separation of the Austroalpine-Central Western Carpathian and the Tisza Megaunits from other parts of the European plate (FAUPL & WAGREICH, 2000; GOLONKA & KROBICKI, 2004; HAAS & PÉRO, 2004). However, according to the relevant paleomagnetic data, prior to the Hauterivian the Tisza Megaunit moved together with the European plate and its real dismembering and remarkable rotation began only at that time (MÁRTON, 2000).

The Penninic Ocean continued eastward in the supposed “Vahicum” (Penninic-Vahic trough), although remnants of the oceanic basement are missing (PLAŠIENKA, 1998, 2000). Further eastward in the Krichevo-Ceahlău-Severin zone the rifting processes began in the Early Jurassic along the European margin and led to the separation of a continental sliver corresponding to the Bucovinian-Getic-Kučaj Unit of the Eastern and Southern Carpathians and East Serbian Carpatho-Balkanides (SÂNDULESCU, 1984, 1988). It was accompanied with the formation of volcano-sedimentary sequences and intrusions. The oceanic basin reached its maximum extension at the end of the Middle Jurassic coeval with the onset of the subduction. A significant crustal shortening took place in the latest Tithonian to earliest Cretaceous.

In the late Early Jurassic to Middle Jurassic, parallel to the opening of the Piemont-Penninic Ocean, subduction of the Neotethys initiated, which resulted in the formation of accretionary wedges in the Middle to early Late Jurassic (MELLO et al., 1998; HALAMIĆ et al., 2005; KARAMATA et al., 2005; GAWLICK et al., 2008). More or less displaced remnants of them are preserved in the Vardar Zone, Dinaridic Ophiolite Belt, Mureş Ophiolite Zone, Darnó-Szarvaskő Units and Meliata-Hallstatt Zone.

During the late Middle to Late Jurassic period deep-sea conditions prevailed over a predominant part of the AL-CAPA, Tisza and Dacia Megaunits. However, at the beginning of the Callovian a significant change took place in the sedimentation pattern, the deposition of condensed pelagic carbonates was usually followed by the deposition of radiolarites.

At the same time gravity mass-flow deposition initiated in the southern part of the NCA/Western Carpathians as well as in the Dinarides/Albanides/Hellenides and somewhat later in the Oxfordian in the northern part, indicating the closure of the Neotethys in this region. The mass-flow deposits were covered by platform carbonates (Plassen Carbonate Platform and equivalents) of

Kimmeridgian to Early Berriasian age (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2006). Similarly, in the Main Vardar Zone the accretionary complex was transgressively overlain by Tithonian reef limestones (KARAMATA et al., 2000) as well as the Mirdita ophiolites as southward continuation of the DOB (SCHLAGINTWEIT et al., 2008). The Pogari series (North Bosnia) also contains blocks of Tithonian platform carbonates. Extended Late Jurassic to earliest Early Cretaceous carbonate platforms covered the island volcanic arcs in the Mureş Zone, feeding with debris the oceanic basins where pelagic sediments (Aptychus beds) were deposited (SĂSĂRAN, 2006; SĂSĂRAN & BUCUR, 2006).

In the pelagic basins the radiolarian rich deposits were usually overlain by red and grey Saccocoma limestones in the Kimmeridgian to Early Tithonian and Biancone-type

Calpionella limestones in the Late Tithonian to Early Cretaceous.

The Tatric and Fatro-Veporic Units of the Austroalpine-Central Western Carpathian Megaunit (PLAŠIENKA, 1998) as well as the Villány-Bihor Unit in the Tisza Megaunit and also the Bucovinian-Getic-Kučaj Unit (Median Dacides) (SĂNDULESCU, 1984) that were located relatively far from both the Penninic and the Neotethys realms still preserved their relatively elevated (swell) position.

In the Getic and Lower Danubian Units in the Southern Carpathians, the Oxfordian to Early Kimmeridgian pelagic deposits were covered by Late Kimmeridgian to Tithonian Stramberg-type platform carbonates with reef deposits. Tithonian reef limestones were formed in the Stara Planina-Poreč and Vrška Čuka-Miroč Units of the East Serbian Carpatho-Balkanides.

Conclusions

During the Jurassic, as a consequence of the opening of the Atlantic-related Piemont-Penninic Ocean near to the western end of the still developing Neotethys, a peculiar geodynamic situation came into existence in the Circum-Pannonian region.

In the earliest Jurassic, the paleo-position of the structural units did not change significantly compared to their Middle to Late Triassic setting. The basic geodynamic changes began in the late Early to Middle Jurassic when the opening of the Piemont-Penninic(-Vahic), and Ceahlău-Severin Oceans resulted in the dismembering of parts of the Eurasian plate margin leading to the formation of several continental plate fragments (Austroalpine-Central Western Carpathian, Tisza, Bucovinian-Getic-Kučaj) which played an important role in the subsequent history.

The next main evolutionary stage was the subduction in the Neotethys realm during the latest Early Jurassic to early Late Jurassic period. Radiometric age data for amphibolite facies metamorphic soles (for data see in the description of the Dinaridic Ophiolite Belt and Vardar Zone; KARAMATA, 2006) beneath large ultramafic bodies constrain Jurassic oceanic thrusting. The middle to early Late Jurassic obduction was directed onto the Adriatic/Apulian margin (GAWLICK et al., 2008; SCHMID et al., 2008). It was post-dated by overlying latest Jurassic platform carbonates. These processes resulted in the formation of ophiolite nappes and accretionary complexes with a complicated internal structure and complicated history of development. In the course of this process (i.e. the "Eohellenic phase"; JAKOBSHAGEN, 1986) the oceanic sediments were subject to strong deformation, the attenuated continental crust crushed and nappe-stacks were formed, accompanied by metamorphism of the deepest nappe. Basins developed in connection with the nappe stacking were filled up by reworked material of the nappes.

The suture zone of the Neotethys can be continuously followed in the Serbian-Bosnian sector of the Dinarides-

Vardar Zone, although it was subject to multistage nappe stacking and multiple redeposition of the components of the ophiolite mélange after the Jurassic.

In the Transylvanides, representing also a segment of the Neotethys, remnants of the oceanic basin (island arc and back-arc complexes and flysch) occur in nappes that were emplaced onto the SE margin of the Tisza Megaunit (Meta-liferi Mts, Southern Apuseni) in the Late Cretaceous. Displaced remnants of the oceanic basement also appear in the Eastern Carpathians, Dacia Megaunit in the Mid-Cretaceous obducted Transylvanian Nappe System, and in smaller or larger blocks in the Lower Cretaceous Bucovinian wildflysch.

The deformations and nappe stackings due to the closure of the Neotethys (Jurassic to Cretaceous/Paleogene) and the various Jurassic-Cretaceous oceanic basins of the Penninic-Piemont-Ligurian realm (Late Cretaceous to Neogene) and corresponding interactions among the microcontinental blocks led to significant displacements/rotations. However, real terrane disruption and large scale dispersion of the northwestern Neotethys remnants took place mainly in the Tertiary with a northeastward movement of the Gemer-Bükk-Zagorje Unit between the Periadriatic and the Mid-Hungarian lineaments, in the Mid-Hungarian shear zone (CSONTOS & NAGYMAROSY, 1998). That is why displaced parts of the Kalnik Unit, that is the northwesternmost remnant of the Neotethys suture zone of the Adria-Dinaria Megaunit, can be found in the territory of NE Hungary (Bükk-Darnó area).

On two sides of the Mid-Hungarian shear zone (Gemer-Bükk-Zagorje Unit) exotic terranes construct the basement of the Pannonian Basin: the Transdanubian Range Unit representing a dislocated fragment of the Adria and the Tisza Megaunits which belonged to the European margin until the Middle Jurassic. Differences in the paleogeographic setting of these units are reflected in their significantly different development in the Devonian to Jurassic interval.

Acknowledgements

The research of the authors from Hungary was supported by the National Research Fund (OTKA), grants No. T 47121 and K 61872, and by the Austrian-Hungarian bilateral Scientific and Technological programme Project No AT-8/2007; in Serbia by the Ministry of Science of the Republic of Serbia, Projects No. 146009 and 146013; in Romania by the Romanian Academy, grant No.188, 77/2005-74/2006, and by CNCSIS project No.

1669/2007-2008; in Austria by the Hungarian-Austrian bilateral Scientific and Technological programme Project No HU 14/2005 and HU 5/2008.

The authors are indebted for the photos to S. Baciú, I. Lazăr, D. Milovanović, A. Munteanu, C. Panaiotu and K. Šarić.

Reviews of Prof. L. Krystyn, and Prof. A.M.C. Şengör improved the manuscript.

References

- ANDRUSOV, D. (1964): *Geologie der tschechoslowakischen Karpaten*. 1. – 263 p., Bratislava – Berlin (Verl. Slowak. Akad. Wiss. – Akademie-Verlag).
- ANDRUSOV, D. (1965): *Geologie der tschechoslowakischen Karpaten*. 2. – 433 p., Bratislava – Berlin (Verl. Slowak. Akad. Wiss. – Akademie-Verlag).
- ANDRUSOV, D. (1968): *Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten*. – 188 p., Bratislava (Verl. Slowak. Akad. Wiss).
- ANTONESCU, E. (1973): *Quelques données sur la palynologie du Lias sous faciès de Gresten de Roumanie*. – *Palynology of Mesophyte*, Proceedings of the 3rd International Palynological Conference, 13–27, Moscow (Ed. Nauka).
- ÁRGYELÁN, G. & GULÁCSI, Z. (1997): *Acidic extrusive and plutonic rock fragments in the siliciclastic sediments of the Darnó and Szarvaskő Unit*. – *Terra Nostra, Sediment'97 Abstracts*, p. 3, Bonn.
- ÁRVA-SÓS, E., BALOGH, K., RAVASZ-BARANYAI, L. & RAVASZ, CS. (1987): *K/Ar dates of Mesozoic igneous rocks in some areas of Hungary*. – *Ann. Rep. Hung. Geol. Inst.*, **1985**, 295–307 (in Hungarian, English abstract), Budapest.
- AUBRECHT, R., GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SUZUKI, H., PLAŠIENKA, D., KRONOME, K. & KRONOME, B. (2010): *Middle Jurassic matrix radiolarians from the Meliata ophiolitic mélange at the type Meliata sites Meliata and Jaklovce (Western Carpathians): palaeogeographic evidence*. – *Journal of Alpine Geology*, **52**, 82–83, Vienna.
- AVRAM, E. (1984): *Remarques stratigraphiques sur la formation de Murguceva (Tithonique supérieur – Hauterivien) de la région de Svinîța (Banat), basées sur l'étude des Calpionelles*. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **68/4**, 17–34, Bucharest.
- BABIĆ, LJ. (1981): *The origin of "Krn breccia" and the role of the Krn area in the Upper Triassic and Jurassic history of the Julian Alps*. – *Vesnik Zavoda Geol. Geof. Istraž.*, ser. A., **38–39**, 59–88, Belgrade.
- BĂDĂLUȚĂ, A. (1976): *Précisions biostratigraphiques sur la série mésozoïque d'Anina (Zone Réșița, Banat)*. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **62/4**, 73–84, Bucharest.
- BĂDĂLUȚĂ, A., PREDĂ, I. & CULDA, V. (1988): *Sur le Liasique du sommet Culmea Obîrșia (zone Obîrșia Cloșani – Monts Mehedinți)*. – *Anal. Univ. București., Geol.*, **37**, 23–30, Bucharest.
- BALINTONI, I. & IANCU, V. (1986): *Lithostratigraphic and tectonic units in the Trascău Mountains north of Mînăstirea valley*. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.* **70–71/5**, 45–56, Bucharest.
- BALLA, Z. (1984): *The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis*. – *Geophys. Trans.*, **30**, 313–353, Budapest.
- BALLA, Z. (1987): *Cenozoic paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region in the light of Miocene rotation kinematics*. – *Tectonophysics*, **139**, 67–98, Amsterdam.
- BAUER, F.K., CERNY, I., EXNER, C., HOLZER, H.-L., VAN HUSEN, D., LOESCHKE, J., SUETTE, G. & TESSENHORN, F. (1983): *Erläuterungen zur geologischen Karte der Karawanken 1:25.000, Ostteil*. – 86 S., Wien (Geol. B.-A.).
- BAUMGARTNER, P.O., MARTIRE, L., GORIČAN, ŠP., O'DOGHERTY, L., ERBA, E. & PILLEUIT, A. (1995): *New Middle and Upper Jurassic radiolarian assemblages co-occurring with ammonites and nanofossils from the Southern Alps (Northern Italy)*. – In: BAUMGARTNER, P.O., O'DOGHERTY, L., GORIČAN, ŠP., URQUHART, E., PILLEUIT, A. & DE WEVER, P. (Eds.): *Middle Jurassic to lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology*. – *Mém. Géol. Lausanne*, **23**, 737–750, Lausanne.
- BAUMGARTNER, P.O., BERNOULLI, D. & MARTIRE, L. (2001): *Mesozoic pelagic facies of the Southern Alps: Palaeotectonics and palaeoceanography*. – In: FUNK, H. & WORTMANN, U.G. (Eds.): *Excursion guides. IAS 2001, Davos: Excursion A1*. – 1–19, Davos.
- BECCARO, P. & LAZĂR, I. (2007): *Oxfordian and Callovian radiolarians from the Bucegi Massif and Pietra Craiului Mountains (Southern Carpathians, Romania)*. – *Geol. Carpathica*, **58**, 305–320, Bratislava.
- BÉRCZI-MAKK, A. (1986): *Mesozoic formation types of the Great Hungarian Plain*. – *Acta Geol. Hung.*, **29**, 261–282, Budapest.
- BÉRCZI-MAKK, A. (1998): *The stratigraphy of the Triassic and Jurassic formations of the Great Hungarian Plain and Tokaj Mts. (Az Alföld és a Tokaji-hegység triász és jura képződményeinek rétegtana)*. – In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (Eds.): *Stratigraphy of the Hungarian Geological Formations (Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana)*. – 281–296 (in Hungarian), Budapest (MOL Rt. – Magyar Áll. Földt. Int.).
- BÉRCZI-MAKK, A. (1999): *Foraminiferal stratigraphy of Jurassic beds in Bükkzsérc (N-Hungary)*. – *Földt. Közl.*, **129**, 363–392, Budapest.
- BERNOULLI, D. (1964): *Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). Ein Beitrag zur Kenntnis der südalpinen Sedimente*. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F.*, **118**, 134 p., Bern (Komm. Kümmerly & Frey AG, Geographischer Verlag).
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H.C. (1974): *Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys*. – *SEPM Spec. Publ.*, **19**, 129–160, Tulsa, OK.
- BERZA, T. (1998): *The South Carpathians. Monograph of Southern Carpathians*. – *Reports on Geodesy*, **7/37**, 85–91, Warsaw.
- BERZA, T., KRÄUTNER, H.-G. & DIMITRESCU, R. (1983): *Nappe Structure in the Danubian Window of the Central South Carpathians*. – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **60**, 31–39, Bucharest.
- BERZA, T., BALINTONI, I., IANCU, V., SEGHEDI, A. & HANN, H.P. (1994): *South Carpathians*. – In: BERZA, T. (Ed.): *Geological Evolution of the Alpine–Carpathian–Pannonian system, ALCAPA II, Field Guidebook*. – *Rom. J. Tect. Reg. Geol.*, **75/Suppl. 2**, 37–49, Bucharest.

- BILL, M., O'DOHERTY, L., GUEX, J., BAUMGARTNER, P. & MASSON, H. (2001): Radiolarite ages in Alpine-Mediterranean ophiolites: constraints on the oceanic spreading and the Tethys-Atlantic connection. – *Bull. Geol. Soc. Am.*, **113**, 129–143, Boulder, CO.
- BIRKENMAJER, K. (1977): Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. – *Stud. Geol. Polon.*, **45**, 1–159, Warsaw.
- BIRKENMAJER, K. (1998): Evolution trends in basinal deposits of Jurassic-Early Cretaceous age – Examples from the Western Carpathians and the Northern Calcareous Alps. – *Acta Geol. Hung.*, **41**, 283–311, Budapest.
- BLAU, J. & SCHMIDT, T. (1988): Tektonisch kontrollierte Sedimentation im Unterlias der Lienzer Dolomiten (Österreich, Osttirol, Kärnten). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **34–35**, 185–207, Wien.
- BLEAHU, M., LUPU, M., PATRULIUS, D., BORDEA, S., ȘTEFAN, A. & PANIN, Ș. (1981): The structure of the Apuseni Mountains. – Carpathian-Balkan Geological Association 12th Congress, Guide to excursion B3, Guidebook ser. **23**, 106 p., Bucharest (Inst. Geol. Geofiz.).
- BODROGI, I., CONRAD, M.A. & LOBITZER, H. (1993): Lower Cretaceous Dasycladales from the Villány zone, Southwest Hungary. Biogeographical significance. – In: BARATTOLO, F., DE CASTRO, P. & PARENTE, M. (Eds.): Studies on benthic fossil algae. – *Boll. Soc. Paleont. Ital., Spec. vol.* **1**, 59–68, Modena (Mucchi).
- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. – *Erlanger geol. Abh.*, **121**, 55–217, Erlangen.
- BÖHM, F. (2003): Lithostratigraphy of the Adnet Group (Lower to Middle Jurassic, Salzburg, Austria). – In: PILLER, W.E. (Ed.): *Stratigraphia Austriaca*. – *Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm.*, **16**, 231–268, Vienna.
- BÖHM, F., DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C. (1995): Breccias of the Adnet Formation: indicators of a Mid-Liassic tectonic event in the Northern Calcareous Alps (Salzburg/Austria). – *Geol. Rundsch.*, **84**, 272–286, Berlin.
- BOLDUR, C., STĂNOIU, I. & STILLA, AL. (1964): Considérations sur le Dogger de la structure Pleșiva (Zone de Reșița-Moldova Nouă, Banat). – *Dări de Seamă, Com. Geol., Inst. Geol.*, **50/2**, 93–97 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- BOMBIȚĂ, G., ANTONESCU, E., MALATA, E., ION, J., MÜLLER, C. & NEAGU, TH. (1992): Pieniny-type Mesozoic formations from Maramureș, Romania. – *Acta Geol. Hung.*, **35**, 117–144, Budapest.
- BORDEA, S. (1972): Nouvelles données stratigraphiques et tectoniques dans la zone de Grohot-Tomnatec (Monts Métallifères). – *Dări de Seamă, Inst. Geol.*, **58/5**, 5–23 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- BORDEA, S., BORDEA, J., GEORGESCU, V., MANTEA, G. & PURICEL, R. (1968): La présence d'une faune hauterivienne dans le massif calcaire de Cetea-Pleașa, de la zone de Galda-Rîmeți. – *Dări de Seamă, Com. Geol., Inst. Geol.*, **54/1**, 223–237 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- BORDEA, S., BLEAHU, M. & BORDEA, J. (1975): Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Bihor de l'Ouest. L'Unité d'Următ et l'Unité de Vetre. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **61/5**, 61–83 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- BOSELLINI, A., MASETTI, D. & SARTI, M. (1981): A Jurassic "Tongue of the ocean" infilled with oolitic sands: the Belluno Trough, Venetian Alps, Italy. – *Marine Geology*, **44**, 59–95, Amsterdam.
- BUCKOVIĆ, D. (2006): Jurassic limestone units of Sošice, Mt. Žumberak, Croatia; sedimentary signatures of the platform to basin transition. – *Central European Geology (Acta Geol. Hung.)*, **49**, 355–372, Budapest.
- BUCKOVIĆ, D., TEŠOVIĆ, B.C. & GUŠIĆ, I. (2004): Late Jurassic paleoenvironmental evolution of the Western Dinarides (Croatia). – *Geol. Carpathica*, **55**, 3–18, Bratislava.
- BUCUR, I.I. (1997): The Mesozoic deposits from the Reșița-Moldova Nouă zone (Southern Carpathians). – 214 p. (in Romanian, English summary), Cluj-Napoca (Ed. Univ. Cluj).
- BUCUR, I.I., BIA, T. & OGREAN, I. (1993): Microfacies and microfossils in the calcareous olistoliths from Cetea (Apuseni Mountains). Preliminary note. – *Studia Univ. Babeș-Bolyai, Geol.*, **38/2**, 77–81, Cluj-Napoca.
- BUCUR, I.I., STRUTINSKI, C. & PAICA, M. (1997): A new occurrence of Triassic deposits NE of Oravița (Southern Carpathians, Romania) and its paleotectonic significance. – *Geol. Carpathica*, **48**, 39–48, Bratislava.
- BUSER, S. (1978): The Jurassic strata of Trnovski gozd, Hrušica and Logaška planota. – *Rud.-Met. zb.*, **4**, 385–406, Ljubljana.
- BUSER, S. (1979): Jurassic beds in Slovenia. – In: DROBNE, K. (Ed.): *Geol. Develop. in Slovenia and Croatia*. – 16th European Micropaleontol. Colloq., Zagreb-Bled., Guidebook, 27–36, Ljubljana (Croat. Geol. Soc. & Slov. Geol. Soc.).
- BUSER, S. (1986): Basic geological map of Yugoslavia 1:100.000, Sheet Tolmin and Udine, Explanatory text (Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, list Tolmin in Videm [Udine]). – 103 p., Belgrade (Zvezni geološki zavod).
- BUSER, S. & DEBELJAK, I. (1996): Lower Jurassic beds with bivalves in south Slovenia. – *Geologija*, **37–38**, 23–62, Ljubljana.
- CALLOMON, J.H. & GRĂDINARU, E. (2005): From the thesaurus of the museum collections. I. Liassic ammonites from Munteana (Svința Zone, Southern Carpathians, Romania). – *Acta Palaeontol. Rom.*, **5**, 49–65, Bucharest.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J.S. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Tectonics*, **11**, 792–810, Washington, DC.
- CHIARI, M., COBIANCHI, M. & PICOTTO, V. (2007): Integrated stratigraphy (radiolarians and calcareous nannofossils) of the Middle and Upper Jurassic Alpine radiolarites (Lombardian Basin, Italy): Constraints to their genetic interpretation. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **249**, 233–270, Amsterdam.
- CIOFLICĂ, G., SAVU, H., NICOLAE, I., LUPU, M. & VLAD, Ș. (1981): Alpine ophiolitic complexes in South Carpathians and South Apuseni Mountains. – Carpathian-Balkan Geological Association 12th Congress, Guide to excursion A3, Guidebook ser. **18**, 80 p., Bucharest (Inst. Geol. Geophys.).
- CLARI, P. & MASETTI, D. (2002): The Trento Ridge and Belluno Basin. – In: SANTANTONIO, M. (Ed.): 6th International Symposium on the Jurassic System, Mondello, Sicily, Italy. – General field trip guide book, 271–315, Palermo.
- CODARCEA, A. (1940): Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. – *An. Inst. Geol. Rom.*, **20**, 1–74, Bucharest.
- CODARCEA, A. & POP, GR. (1970): Eléments géosynclinaux mésozoïques dans le domaine gétique des Carpathes Méridionales. – *Acta Geol. Hung.*, **14**, 301–315, Budapest.
- COLACICCHI, R. & BIGOZZI, A. (1995): Event stratigraphy and carbonate platform-basin interrelations during the Jurassic in the Central Apennines. – *Palaeopelagos*, **5**, 111–128, Rome.
- CONTI, P., MANATSCHAL, G. & PFISTER, M. (1994): Synrift sedimentation, Jurassic and Alpine tectonics in the central Ortler nappe (Eastern Alps, Italy). – *Ecl. Geol. Helv.*, **87**, 63–90, Basel.
- CSÁSZÁR, G. & BAGOLY-ÁRGYELÁN, G. (1994): Stratigraphic and micromineralogic investigations on Cretaceous formations of the Gerecse Mts. and their paleogeographic implications. – *Cretaceous Res.*, **15**, 417–434, London.

- CSÁSZÁR, G., GALÁCZ, A. & VÖRÖS, A. (1998): Jurassic of the Gerece Mountains, Hungary: facies and Alpine analogies. – *Földt. Közl.*, **128**, 397–435 (in Hungarian, English abstract), Budapest.
- CSONTOS, L. (1988): Étude géologique d'une portion des Carpathes Internes: le massif du Bükk (Stratigraphie, structures, métamorphisme et géodynamique). – Thèse de Doctorat, Université de Lille Flanders – Artois, **250**, 327 p., Lille.
- CSONTOS, L. (1995): Cenozoic tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. – *Acta Vulcanol.*, **7**, 1–13, Pisa.
- CSONTOS, L. (1999): Structural outline of the Bükk Mts. (N Hungary). – *Földt. Közl.*, **129**, 611–651 (in Hungarian, English abstract), Budapest.
- CSONTOS, L. & NAGYMAROSY, A. (1998): The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. – *Tectonophysics*, **297**, 51–71, Amsterdam.
- CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. (2004): Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **210**, 1–56, Amsterdam.
- CSONTOS, L., DOSZTÁLY, L. & PELIKÁN, P. (1991): Radiolarians from the Bükk Mts. – *Ann. Rep. Hung. Geol. Inst.*, **1985**, 357–409 (in Hungarian, English abstract), Budapest.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I.M., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.-C., SAVOSTIN, L.A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.L., LAUER, J.P. & BIJU-DUVAL, B. (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. – *Tectonophysics*, **123**, 241–315, Amsterdam.
- DERCOURT, J., RICOU, L.E. & VRIELYNCK, B. (Eds.) (1993): Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. – 307 p., Paris (Gauthier-Villars).
- DERCOURT, J., GAETANI, M., VRIELYNCK, B., BARRIER, E., BIJU-DUVAL, B., BRUNET, M.F., CADET, J.P., CRASQUIN, S. & SÂNDULESCU, M. (Eds.) (2000): Atlas Peri-Tethys, palaeogeographical maps. Explanatory Notes. – 269 p., Paris (Commission de la Carte Géologique du Monde/Commission for the Geologic Map of the World).
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geotekt. Forsch.*, **58**, 1–217, Berlin.
- DILEK, Y. & FLOWER, M.F.J. (2003): Arc-trench rollback and forearc accretion: 2. A model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman. – In: DILEK, Y. & ROBERTSON, P.T. (Eds.): *Ophiolites in Earth History*. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **218**, 43–68, London.
- DIMITRIJEVIĆ, M.D. (1997): Geology of Yugoslavia. – *Geol. Inst. Gemini, Spec. Publ.*, 187 p., Belgrade (Ed. Barex).
- DIMITRIJEVIĆ, M.N., DIMITRIJEVIĆ, M.D., KARAMATA, S., SUDAR, M., GERZINA, N., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L., GULÁCSI, Z., PELIKÁN, P. & LESS, GY. (2003): Olistostrome/mélanges – an overview of the problems and preliminary comparison of such formations in Yugoslavia and Hungary. – *Slovak Geol. Mag.*, **9**, 3–21, Bratislava.
- DIMO-LAHITTE, A., MONIE, P. & VERGELY, P. (2001): Metamorphic soles from the Albanian ophiolites: Petrology, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, and geodynamic evolution. – *Tectonics*, **20**, 78–96, Washington, DC.
- DINU, C. (1971): Présence du faciès avec *Bositra buchi* (Römer) au flanc est du synclinal de Hăghimaş, aux sources du Trotuş. – *Bul. Soc. Şt. Geol. Rom.*, **13**, 213–217 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- DJERIĆ, N. & VISHNEVSKAYA, V. (2006): Some Jurassic to Cretaceous radiolarians of Serbia. – In: *Proceedings Mesozoic ophiolite belts of northern part of the Balkan Peninsula, International Symposium Ophiolites 2006* (Belgrade-Banja Luka, May 31–June 6, 2006). – 29–35, Belgrade – Banja Luka (Serbian Acad. Sci. Arts, Comm. Geod., Acad. Sci. Arts Rep. Srpska, Comm. Geosci.).
- DOSZTÁLY, L. (1994): Mesozoic radiolarian investigations in Northern Hungary. (Mezozoos Radiolaria vizsgálatok Észak-Magyarországon). – Unpubl. thesis, 108 p. (in Hungarian), Budapest (Hung. Geol. Inst).
- DOSZTÁLY, L. & JÓZSA, S. (1992): Geochronological evaluation of Mesozoic formations of Darnó Hill at Recsk on the basis of radiolarians and K-Ar age data. – *Acta Geol. Hung.*, **35**, 371–393, Budapest.
- DOSZTÁLY, L., GULÁCSI, Z. & KOVÁCS, S. (1998): Stratigraphy of Jurassic formations in Northern Hungary. (Az észak-magyarországi jura képződmények rétegtana). – In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (Eds.): *Stratigraphy of geological formations in Hungary. (Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana)*. – 309–318 (in Hungarian), Budapest (MOL Rt – MÁFI).
- DOSZTÁLY, L., JÓZSA, S., KOVÁCS, S., LESS, GY., PELIKÁN, P. & PÉRO, Cs. (2002): North-East Hungary. – In: VOZÁR, J., VOJTKO, R. & SLIVA, L. (Eds.): *Carpathian-Balkan Geological Association 17th Congress, Guide to geological excursions*, 104–117, Bratislava.
- DRAGASTAN, O. (1975): Upper Jurassic and Lower Cretaceous microfacies from the Bicaz Valley basin (East Carpathians). – *Mém. Inst. Géol. Géophys.*, **21**, 1–87, Bucharest.
- DRAGASTAN, O. (1997): Transylvanides – A Jurassic-Cretaceous paleoenvironmental and depositional model. – *Acta Palaeont. Rom.*, **1**, 37–44, Bucharest.
- DRAGASTAN, O. (2010): Getic Carbonate Platform: Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy, Reconstructions, Paleogeography, Provinces and Biodiversity. – 435 p. (in Romanian, English summary), Bucharest (Editura Universităţii din Bucureşti).
- DRAGASTAN, O., PURECEL, R. & BRUSTUR, T. (1986): The Upper Jurassic and Lower Cretaceous formations from the Bihor Mountains – Central Southern Sector (Northern Apuseni). – *Anal. Univ. Bucureşti, Geol.*, **35**, 57–70, Bucharest.
- DRĂGHICI, C., MERCUS, D. & SEMAKA, A. (1964): Zur Kenntnis der Lias-Ablagerungen von Cernavîrf-Mehedinţi-Hochebene/Rumänien. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **7**, 447–457, Stuttgart.
- DRAGIČEVIĆ, I. & VELIĆ, I. (2002): The northeastern margin of the Adriatic Carbonate Platform. – *Geol. Croatica*, **55**, 185–232, Zagreb.
- DULAI, A., SUBA, Zs. & SZARKA, A. (1992): Toarcian (Lower Jurassic) organic-rich black shale in the Réka Valley, Mecsek Hills, Hungary. – *Földt. Közl.*, **122**, 67–87 (in Hungarian, with English text), Budapest.
- DUMITRICĂ, P. (1995): Biostratigraphy of the radiolarites at Pojorîta (Rarău Syncline, East Carpathians). – In: BAUMGARTNER, P.O., O'DOHERTY, L., GORIČAN, ŠP., URQUHART, E., PILLEUIT, A. & DE WEVER, P. (Eds.): *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology*. – *Mém. Géologie*, **23**, 907–914, Lausanne.
- EBERLI, G. (1988): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine nappes of Graubünden (Switzerland). – *Eclodge Geol. Helv.*, **81**, 175–214, Basel.
- EBLI, O. (1997): Sedimentation und Biofazies an passiven Kontinentalrändern: Lias und Dogger des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen und des frühen Atlantik (DSDP site 547B, Marokko). – *Münchner Geowiss. Abh., Reihe A*, **32**, 1–255, München.

- ENZENBERG, M. (1967): Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **17** (1966), 5–50, Wien.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and palaeogeographic implications. – *Cretaceous Res.*, **13**, 387–403, London.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene palaeogeography and geodynamic evolution of the Eastern Alps. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92**, 79–94, Vienna.
- FILIPOVIĆ, I., JOVANOVIĆ, D., SUDAR, M., PELIKÁN, P., KOVÁCS, S., LESS, GY. & HIPS, K. (2003): Comparison of the Variscan – Early Alpine evolution of the Jadar Block (NW Serbia) and “Bukium” (NE Hungary) terranes; some paleogeographic implications. – *Slovak Geol. Mag.*, **9/1**, 23–40, Bratislava.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. (1999): Cenozoic tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (Eds.): *The Mediterranean basins: Cenozoic Extension within the Alpine Orogen*. – *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **156**, 295–334, London.
- FRANK, W. & SCHLAGER, W. (2006): Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps. – *Int. Journ. Earth Sci.*, **95**, 431–450, Berlin.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – *Tectonophysics*, **60**, 121–139, Amsterdam.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. – *Int. Journ. Earth Sci.*, **92**, 712–727, Berlin.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. – *Tectonophysics*, **297**, 1–15, Amsterdam.
- FÜLÖP, J. (1964): Unterkreide [Berrias-Apt] Bildungen des Bakonygebirges. – *Geol. Hung. Ser. Geol.* **13**, 1–194 (in Hungarian with German text), Budapest.
- FÜLÖP, J. (1994): *Geology of Hungary. Palaeozoic II. (Magyarország geológiai. Paleozoikum II.)*. – 447 p. (in Hungarian), Budapest (Akadémiai Kiadó).
- GALÁ CZ, A. (1988): Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Acta Geol. Hung.*, **31**, 313–328, Budapest.
- GALÁ CZ, A. (1994): The age of the ammonite fauna from the classic Middle Jurassic locality of Swinitza (Banat). – *Palaeopelagos, Spec. Publ.* **1**, 167–179, Rome.
- GALÁ CZ, A. (1995): Ammonite stratigraphy of the Bathonian red limestone of the Mecsek Mts., South Hungary. – *Ann. Univ. Sci. Budapest, Sec. Geol.*, **30**, 111–150, 225–230, Budapest.
- GALÁ CZ, A. & VÖRÖS, A. (1972): Jurassic history of the Bakony Mts. and interpretation of principal lithological phenomena. – *Földt. Közl.*, **102**, 122–135 (in Hungarian, English abstract), Budapest.
- GARRISON, R.E. & FISCHER, A.G. (1969): Deep water Limestones and Radiolarites of the Alpine Jurassic. – *SEPM spec. Publ.*, **14**, 20–56, Tulsa, OK.
- GAWLICK, H.-J. (1993): Triassische Tiefwasserfazieskomponenten (Kieselkalke, Radiolarite) in der jurassischen Strubbergbrekzie am Tennengebirgsnordrand (Nördliche Kalkalpen, Austria). – *Jb. Geol. B.-A.*, **136**, 347–350, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberrajurassischen Brekzien der Stubbergschichten im Lammertal – Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **39–40**, 119–186, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1998): Obertriassische Brekzienbildung und Schollengleitung im Zlambachfaziesraum (Pötschenschichten) – Stratigraphie, Paläogeographie und diagenetische Überprägung des Lammeregg-Schollenkomplexes (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, **141**, 147–165, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & FRISCH, W. (2003): The Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: sedimentology, basin evolution and tectonics – an overview. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **230**, 163–213, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2006): Berriasian drowning of the Plassen carbonate platform at the type-locality and its bearing on the Eoalpine orogenic dynamics in the Northern Calcareous Alps. – *Int. J. Earth Sci.*, **95/3**, 451–462, Berlin.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2010): Tectonic controlled diachronous Late Jurassic to Early Cretaceous drowning of the Plassen Carbonate Platform, Austria. – *Austrian J. Earth Sci.*, **103**, 58–75, Vienna.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. – *Geol. Rdsch.*, **87**, 644–657, Berlin – Heidelberg.
- GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H. & MISSONI, S. (2001): Nachweis von unterliassischen Beckensedimenten in Hallstätter Fazies (Dürrnberg-Formation) im Bereich der Hallein-Berchtesgadener Hallstätter Zone und des Lammer Beckens (Hettangium–Sinemurium). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **45**, 39–55, Wien.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & MISSONI, S. (2005): Die Barmsteinkalke der Typlokalität nordwestlich Hallein (hohes Tithonium bis tieferes Berriasium; Salzburger Kalkalpen) – Sedimentologie, Mikrofazies, Stratigraphie und Mikropaläontologie: neue Aspekte zur Interpretation der Entwicklungsgeschichte der Ober-Jura-Karbonatplattform und der tektonischen Interpretation der Hallstätter Zone von Hallein – Bad Dürrnberg. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **236**, 351–421, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2007): Stratigraphische und fazielle Entwicklung der Ober-Jura- bis Unter-Kreide-Schichtfolge des Höherstein-Plateaus und seiner Unterlagerung sowie seine tektonische Abrenzung vom Sandling-Massiv – Implikationen zur Rekonstruktion des Block-Puzzles der zentralen Nördlichen Kalkalpen, der Gliederung der spätmittel- bis oberjurassischen karbonatklastischen Radiolaritflyschbecken und der Entwicklung der Plassen-Karbonatplattform des Kimmeridgium bis Berriasium (Salzkammergut, Österreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **243**, 1–70, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., HOXHA, L., DUMITRICĂ, P., KRZYSTYN, L., LEIN, R., MISSONI, S. & SCHLAGINTWEIT, F. (2008): Mirdita Zone ophiolites and associated sediments in Albania reveal Neotethys Ocean origin. – *Int. Journ. Earth. Sci.*, **97**, 865–881, Berlin (Springer). <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-007-0193-z>
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRZYSTYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009a): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine domain. – *J. Alpine Geol.*, **50**, 1–152, Vienna.
- GAWLICK, H.-J., SUDAR, M., SUZUKI, H., DJERIC, N., MISSONI, S., LEIN, R. & JOVANOVIĆ, D. (2009b): Upper Triassic and Middle Jurassic radiolarians from the ophiolitic mélange of the Dinaridic Ophiolite Belt, SW Serbia. – *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, **253**, 293–311, Stuttgart (Schweizerbart).

- GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H. & MISSONI, S. (2011): Neue Radiolarienfaunen aus der Ruhpolding-Formation im Liegenden der Rofan Brekzie des Rofan-/Sonnenwendgebirges: Implikationen zur Deckenueglierung der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Tagungsband Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt in Achenkirch, Wien.
- GÉCZY, B. (1971): The Pliensbachian of the Bakony Mountains. – *Acta Geol. Hung.*, **15**, 117–125, Budapest.
- GÉCZY, B. (1973): Plate tectonics and paleogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. – *Acta Geol. Hung.*, **17**, 421–428, Budapest.
- GÉCZY, B. (1982): Les Ammonites jurassiques de Villány. – *Földt. Közl.*, **112**, 363–371 (in Hungarian, French abstract), Budapest.
- GHERASI, N. & HANN, H.P. (1990): Structure and petrography of the region west of Ţarcu massif (Eastern Banat). – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **74/5**, 5–27, Bucharest.
- GHERASI, N., BERZA, T., SEGHEDI, A., STEPAN, M. & IANCU, V. (1986): The geological structure of the northern slope of the Godeanu Mountains (South Carpathians). – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **70–71/5**, 63–85 (in Romanian, English summary), Bucharest.
- GIVULESCU, R. (1998): La flore fossile du Jurassique inférieur d'Anina. – 92 p. (in Romanian, French summary), Bucharest (Ed. Acad. Rom.).
- GOLONKA, J. (2004): Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. – *Tectonophysics*, **381**, 235–273, Amsterdam.
- GOLONKA, J. & KROBICKI, M. (2004): Jurassic paleogeography of the Pieniny and Outer Carpathian basins. – *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, **110**, 5–14, Milan.
- GRASU, C. (1971): Recherches géologiques dans le sédimentaire mésozoïque du bassin supérieur de Bicaz (Carpatés Orientales). – *Lucr. Stud. Cercet. Biol. Geol. Geogr. "Stejarul"*, **4**, 7–55, Piatra Neamţ.
- GRASU, C. & TURCULEŢ, I. (1973): Quelques précisions concernant la stratigraphie et la position structurale des Couches à *Aptychus* dans le synclinal Hăghimaş (Carpatés Orientales). – *Stud. Cercet. Geol. Geogr. Biol., Geol.-Geogr., Muz. Şt. Nat. Piatra Neamţ*, **2**, 65–74 (in Romanian, French summary), Piatra Neamţ.
- GRASU, C. & TURCULEŢ, I. (1978): Observations géologiques dans la région méridionale du synclinal Hăghimaş. – *An. Muz. Şt. Nat. Piatra Neamţ, Geol.-Geogr.*, **4**, 59–74 (in Romanian, French summary), Piatra Neamţ.
- GRASU, C., MICLĂUŞ, C., BRĂNZILĂ, M. & BACIU, D.S. (2010): Hăşmaş Mountains. Geologic and physical geographic monography. (Munţii Hăşmaşului. Monografie geologică şi fizico-geografică). – 434 p. (in Romanian), Iaşi (Ed. Univ. "A.I. Cuza" Iaşi).
- GRIGORE, D. (2000): Kimmeridgian and Lower Tithonian sequences from East and South Carpathians – Romania. – *An. Inst. Geol. Rom.*, **72/2**, 37–45, Bucharest.
- GRILL, J. (1988): Jurassic formations of the Rudabánya Mts. – *Ann. Rep. Geol. Inst. Hung.*, **1986**, 69–103 (in Hungarian, English summary), Budapest.
- GRUBIĆ, A. (1983): Tectonic feature and Mesozoic-Cainozoic history of East Serbia (Yugoslavia). – *Ann. Inst. Geol. Geofiz.*, **60**, 57–64, Bucharest.
- GRUNER, U. (1981): Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. – *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge*, **154**, 136 p., Bern (Franke).
- HAAS, J. (2002): Origin and evolution of Late Triassic backplatform and intraplate basins in the Transdanubian Range, Hungary. – *Geol. Carpathica*, **53**, 159–178, Bratislava.
- HAAS, J. & CSÁSZÁR, G. (1987): Cretaceous of Hungary: Paleogeographic implication. – *Rend. Soc. Geol. Ital.*, **9**, 203–208, Rome.
- HAAS, J. & KOVÁCS, S. (2001): The Dinaridic-Alpine connection – as seen from Hungary. – *Acta Geol. Hung.*, **44**, 345–362, Budapest.
- HAAS, J. & PÉRÓ, Cs. (2004): Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. – *Int. Journ. Earth Sci.*, **93**, 297–313, Berlin.
- HAAS, J., GÖRÖG, Á., KOVÁCS, S., OZSVÁRT, P., MATYÓK, I. & PELIKÁN, P. (2006): Displaced Jurassic foreslope and basin deposits of Dinaridic origin in Northeast Hungary. – *Acta Geol. Hung.*, **49**, 125–163, Budapest.
- HAAS, J., PELIKÁN, P., GÖRÖG, Á., JÓZSA, S. & OZSVÁRT, P. (in press): Stratigraphy, facies and geodynamic settings of Jurassic formations in the southwestern part of the Bükk Mountains, North Hungary. – *Geol. Mag.*, Cambridge.
- HALAMIĆ, J., MARCHIG, V. & GORIČAN, ŠP. (2005): Jurassic radiolarian cherts in north-western Croatia: geochemistry, material provenance and depositional environment. – *Geol. Carpathica*, **56/2**, 123–136, Bratislava.
- HARANGI, SZ., SZABÓ, Cs., JÓZSA, S., SZOLDÁN, Zs., ÁRVÁNE SÓS, E., BALLA, M. & KUBOVICS, I. (1996): Mesozoic igneous suites in Hungary: implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys. – *Int. Geol. Rev.*, **38**, 336–360, London.
- HÄUSLER, H. (1988): Unterostalpine Jurabreccien in Österreich. Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg – Tirol). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 21–125, Wien.
- HILLEBRANDT, A. VON & KRYSZYN, L. (2009): On the oldest Jurassic ammonites of Europe (Northern Calcareous Alps, Austria) and their global significance. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **253**, 163–195, Stuttgart.
- HOECK, V., IONESCU, C., BALINTONI, I. & KOLLER, F. (2009): The Eastern Carpathians "ophiolites" (Romania): Remnants of a Triassic ocean. – *Lithos*, **108**, 151–171, Amsterdam.
- HRVATOVIĆ, H. (1999): Geological guidebook through Bosnia and Herzegovina (Geološki vodič kroz Bosnu i Hercegovinu). – *Geol. Glasn.*, **24**, 1–204 (in Bosnian), Sarajevo (Geol. Surv. Fed. Bosnia & Herzegovina).
- IANCU, V., BERZA, T., SEGHEDI, A., GHEUCĂ, I. & HANN, H.-P. (2005): Alpine polyphase tectono-metamorphic evolution of the South Carpathians: A new overview. – *Tectonophysics*, **410**, 337–365, Amsterdam.
- IANOVICI, V., BORCOŞ, M., PATRULIUS, D., LUPU, M., DIMITRESCU, R. & SAVU, H. (1976): La géologie des Monts Apuseni. – 631 p. (in Romanian, French summary), Bucharest (Ed. Acad. Rep. Soc. Rom.).
- IONESCU, C., HOECK, V., TOMEK, C., KOLLER, F., BALINTONI, I. & BEŞUŢIU, L. (2009): New insights into the basement of the Transylvanian Depression (Romania). – *Lithos*, **108**, 172–191, Amsterdam.
- JAKOBSHAGEN, V. (1986): Geologie von Griechenland. – 363 p., Berlin – Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- JENKYN, H.C., GÉCZY, B. & MARSCHALL, J.D. (1991): Jurassic manganese carbonates of Central Europe and the Early Toarcian anoxic event. – *J. Geol.*, **99**, 137–149, Chicago, IL.
- JONES, G. & ROBERTSON, A.H.F. (1991): Tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and related units, northwestern Greece. – *J. Geol. Soc. London*, **148**, 267–288.

- JÓZSA, S., DOSZTÁLY, L., GULÁCSI, Z. & KOVÁCS, S. (1996): Ophiolites of Szarvaskő, Darnó Hill and Bódva Valley. – In: OMFB: Workshop “Magmatic Events in Rifted Basins” under the aegis of IGCP Project 369 (1996, Budapest, Mecsek, Bükk. – p. 16., Budapest (OMFB – Hungarian National Committee for Technological Development)).
- JURKOVŠEK, B., ŠRIBAR, L., OGORELEC, B. & KOLAR-JURKOVŠEK, T. (1990): Pelagic Jurassic and Cretaceous beds in the western part of the Julian Alps. – *Geologija*, **31-32**, 285–328 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- KARAMATA, S. (2006): The geological development of the Balkan Peninsula related to the approach, collision and compression of Gondwanan and Eurasian units. – In: ROBERTSON, A.H.F. & MOUNTAKIS, D. (Eds.): Tectonic development of the Eastern Mediterranean Region. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **260**, 155–178, London.
- KARAMATA, S. & LOVRIĆ, A. (1978): The age of metamorphic rocks of Brezovica and its importance for the explanation of ophiolite emplacement. – *Bulletin T.*, **111**, Acad. Serbe Sci. Arts, Cl. Sci. Math. Nat., Sci. Nat., **17**, 1–9, Belgrade.
- KARAMATA, S., KRSTIĆ, B., DIMITRIJEVIĆ, M.D., DIMITRIJEVIĆ, M.N., KNEŽEVIĆ, V., STOJANOV, R. & FILIPOVIĆ, I. (1997): Terranes between the Moesian plate and the Adriatic Sea. – In: PAPANIKOLAOU, D. & SASSI, F.P. (Eds.): IGCP Project 276, Terrane maps and terrane descriptions. – *Ann. Géol. Pays Helléniques*, 1e Sér., **37**, 429–477, Athens.
- KARAMATA, S., DIMITRIJEVIĆ, M.N. & DIMITRIJEVIĆ, M.D. (1999): Oceanic realms in the central part of the Balkan Peninsula during the Mesozoic. – *Slovak Geol. Mag.*, **5**, 173–177, Bratislava.
- KARAMATA, S., DIMITRIJEVIĆ, M.D., DIMITRIJEVIĆ, M.N. & MILOVANOVIĆ, D. (2000): A correlation of Ophiolitic belts and Oceanic realms of the Vardar Zone and the Dinarides. – In: KARAMATA, S. & JANKOVIĆ, S. (Eds.): Proceedings of the International Symposium “Geology and Metallogeny of the Dinarides and the Vardar Zone”. – *Acad. Sci. Arts Repub. Srpska, Collect. and Monogr.*, I, Dep. Nat., Math. Tech. Sci., **1**, 191–194, Banja Luka – Srb. Sarajevo.
- KARAMATA, S., VASIĆ, N., OLUJIĆ, J., VISHNEVSKAYA, V., MARCHENKO, T., VUJNOVIĆ, L. & MICIĆ, V. (2004): The bedded chert sequence of Uzlomac (Bosnia) an association formed at the continental slope beneath the Dinaridic Upper Triassic – Jurassic carbonate platform. – *Bulletin T.*, **119**, Serbian Acad. Sci. Arts, Cl. Sci. Math. Nat., Sci. Nat., **42**, 363–378, Belgrade.
- KARAMATA, S., SLADIĆ-TRIFUNOVIĆ, M., CVETKOVIĆ, V., MILOVANOVIĆ, D., ŠARIĆ, K., OLUJIĆ, J. & VUJNOVIĆ, L. (2005): The western belt of the Vardar Zone with special emphasis to the ophiolites of Podkopažje – the youngest ophiolitic rocks of the Balkan Peninsula. – *Bulletin T.*, **130**, Serbian Acad. Sci. Arts, Cl. Sci. Math. Nat., Sci. Nat., **43**, 85–96, Belgrade.
- KISS, J. (1958): Untersuchungen der Vererzung des Darnóberges im Mátragebirge. – *Földt. Közl.*, **88**, 27–41 (in Hungarian, German abstract), Budapest.
- KOLLER, F., HOECK, V., MEISEL, T., IONESCU, C., ONUZI, K. & GHEGA, D. (2006): Cumulates and gabbros in southern Albanian ophiolites: their bearing on regional tectonic setting. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **260**, 267–299.
- KOVÁČ, M., NAGYMAROSY, A., OSZCZYPKO, N., CSONTOS, L., SLAČZKA, A., MĂRUNȚEANU, M., MAȚENCO, L. & MÁRTON, E. (1998): Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannon region during the Miocene. – In: RAKÚS, M. (Ed.): Geodynamic Development of the Western Carpathians. – 198–217, Bratislava (Geologický Ústav Dionýza Štúra).
- KOVÁCS, S. (1984): North Hungarian Triassic facies types: A review. – *Acta Geol. Hung.*, **27**, 251–264, Budapest.
- KOVÁCS, S. (1988): Olistostromes and other deposits connected to subaqueous mass-gravity transport in the North Hungarian Paleozoic. – *Acta Geol. Hung.*, **31**, 265–287, Budapest.
- KOVÁCS, S., HAAS, J., SZEBÉNYI, G., GULÁCSI, Z., JÓZSA, S., PELIKÁN, P., BAGOLY-ÁRGYELÁN, G., GÖRÖG, Á., OZSVÁRT, P., GECSE, ZS. & SZABÓ, I. (2008): Permo-Mesozoic formations of the Recsk-Darnó Hill area: stratigraphy and structure of the Pre-Tertiary basement of the Paleogene Recsk Ore Field. – *Geosciences (Publ. Univ. Miskolc)*, ser. A (Mining), **73**, 33–56, Miskolc.
- KÖVÉR, SZ., HAAS, J., OZSVÁRT, P., GÖRÖG, Á., GÖTZ, A.E. & JÓZSA, S. (2009): Lithofacies and age data of Jurassic foreslope and basin sediments of Rudabánya Hills (NE Hungary) and their tectonic interpretation. – *Geol. Carpathica*, **60**, 351–379, Bratislava.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1985): Erster Nachweis von Jura in der Meliata-Einheit der Südlichen Westkarpaten. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **13**, 223–238, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1992): Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Südrudabányaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **18**, 87–129, Innsbruck.
- KRAINER, K. & MOSTLER, H. (1997): Die Lias-Beckenentwicklung der Unkener Synklinale (Nördliche Kalkalpen, Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Scheibelberg-Formation. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **22**, 1–41, Innsbruck.
- KRAINER, K., MOSTLER, H. & HADITSCH, J.G. (1994): Jurassische Beckenbildung in den Nördlichen Kalkalpen bei Lofer (Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Manganerz-Genese. – *Abh. Geol. B.-A.*, **50**, 257–293, Wien.
- KRÄUTNER, H.-G. & BINDEA, G. (1998): Timing of the Ditrău Alkaline intrusive Complex (Eastern Carpathians, Romania). – *Slovak Geol. Mag.*, **4**, 213–221, Bratislava.
- KRÄUTNER, H.-G. & KRSTIĆ, B. (2003): Geological Map of the Carpatho-Balkanides between Mehadia, Oravița, Niš and Sofia. – Belgrade (Geoinstitut, Belgrade and Republic of Serbia, Ministry for Science and Environmental Protection – Directorate for Environmental Protection).
- KRZYSTYN, L. (1970): Zur Conodonten-Stratigraphie in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**, 497–502, Wien.
- KRZYSTYN, L. (1971): Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium–Oxford) in den östlichen Nordalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1971**, 486–509, Wien.
- KRZYSTYN, L. (1972): Die Oberbajocium- und Bathonium-Ammoniten der Klaus-Schichten des Steinbruches Neumühle bei Wien (Österreich). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **76**, 195–310, Wien.
- KRZYSTYN, L. (1987): Zur Rhät-Stratigraphie in den Zlambachschichten (vorläufiger Bericht). – *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math.-natw. Kl., Abt. 1*, **196**, 21–36, Wien.
- KRZYSTYN, L., LEIN, R., SCHLAF, J. & BAUER, F.K. (1994): Über ein neues obertriadisch-jurassisches Intraplattformbecken in den Südkarawanken. – In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (Eds.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, Teil 2. – 409–416, Wien – Budapest (Geol. B.-A. – Magyar Áll. Földt. Int.).
- KRZYSTYN, L., GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (1999): CAI patterns of Slovenia—implications for the tectonic history. – *Tübinger Geowiss. Arbeiten*, **A52**, 161–162.
- LANPHERE, M.A., COLEMAN, R.G., KARAMATA, S. & PAMIĆ, J. (1975): Age of amphibolites associated with alpine peridotites in the Dinaride ophiolite zone, Yugoslavia. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, 271–276, Amsterdam.
- LAZĂR, I. (2006): Middle Jurassic from Bucegi – western slope. Paleontology and paleoecology. – 185 p. (in Romanian), Bucharest (Ed. Ars Docendi).

- LAZÁR, I., PANAIOTU, C.E., GRIGORE, D., SANDY, M.R. & PECKMANN, J. (2011): An unusual brachiopod assemblage in a Late Jurassic (Kimmeridgian) stromatolite mud-mound of the Eastern Carpathians (Hăghimaş Mountains), Romania. – *Facies*, **57**, 627–647. <http://dx.doi.org/10.1007/s10347-010-0261-x>
- LEIN, R. (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **6**, 117–128, Wien.
- LEIN, R. (1987a): Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Pyhrn-Passes. – *OÖ. Geonachrichten*, **2/2**, 21–37, Linz.
- LEIN, R. (1987b): Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 85–102, Vienna (Franz Deuticke).
- LUPU, M. (1983): The Mesozoic history of the South Apuseni Mountains. – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **60**, 115–124, Bucharest.
- LUPU, M., AVRAM, E., ANTONESCU, E., DUMITRIČĂ, P., LUPU, D. & NICOLAE, I. (1993): The Neojurassic and the Cretaceous of the Drocea Mts: The stratigraphy and the structure of the ensialic marginal basin. – *Rom. J. Tect. Reg. Geol.*, **75**, 53–66, Bucharest.
- LUPU, M., ANTONESCU, E., AVRAM, E., DUMITRIČĂ, P. & NICOLAE, I. (1995): Comment on the Age of Some Ophiolites from the North Drocea Mts. – *Rom. J. Tect. Reg. Geol.*, **76**, 21–25, Bucharest.
- MAHEL, M. (1964): Die Gliederung des zentralkarpatischen Mesozoikums und seine Beziehung zu den Ostalpinen Einheiten. – *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, **39**, 353–361, Praha.
- MAHEL, M. (1985): Geological build-up of Strážov Mts. (Geologická stavba Strážovských vrchov). – 221 p. (in Slovak), Bratislava (Geologický Ústav Dionýza Štúra).
- MAHEL, M. & BUDAY, T. (Eds.) (1968): *Regional Geology of Czechoslovakia, Part 2: The West Carpathians*. – 723 p., Prague (Geol. Surv. Czechoslovakia, Ed. Academia).
- MANDL, G.W. (1982): Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **28**, 55–76, Wien.
- MANDL, G.W. & ONDREJČIKOVÁ, A. (1993): Radiolarien und Conodonten aus dem Meliaticum im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **136**, 841–871, Wien.
- MANOLESCU, G. (1932): Das Alter der Schela-Formation. – *Bul. Soc. Rom. Geol.*, **1**, 169–175, Bukarest.
- MANTEA, GH. (1985): Geological studies in the upper basin of the Someşul Cald Valley and the Valea Seacă Valley region (Bihor-Vlădeasa Mountains). – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **66**, 5–89, Bucharest.
- MANTEA, GH. & TOMESCU, C. (1986): Geological Structure of the central area of the Metaliferi Mountains, Balşa-Ardeu-Cib Zone. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **70-71/5**, 129–148, Bucharest.
- MÁRTON, E. (2000): The Tisza Megatectonic Unit in the light of paleomagnetic data. – *Acta Geol. Hung.*, **43**, 329–343, Budapest.
- MĂRUNȚIU, M. (1983): Contributions to the petrology of ophiolitic peridotites and related rocks of the Mehedinți Mts (South Carpathians). – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **61**, 215–222, Bucharest.
- MEÇO, S. & ALIAJ, SH. (2000): *Geology of Albania. Beiträge zur regionalen Geologie der Erde, Bd. 28*. – 246 p., Berlin – Stuttgart (Gebr. Borntraeger).
- MELLO, J., IVAN, P., REICHWALDER, P., VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J. (1997): Geodynamicky vyvoj vnútorných Západných Karpát počas mladšieho paleozoika az jury. *Ciastková záverečná správa*. – Archiv GS SR Bratislava (in Slovak).
- MELLO, J., REICHWALDER, P. & VOZÁROVÁ, A. (1998): Bôrka Nappe: high-pressure relic from the subduction-accretion prism of the Meliata ocean (Inner Western Carpathians, Slovakia). – *Slovak Geol. Mag.*, **4**, 261–273, Bratislava.
- Mišík, M. (1964): Lithofazielles Studium des Lias der Grossen Fatra und des westlichen Teils der Niederen Tatra. – *Sbornik Geol. Vied, Záp. Karpaty*, **1**, 7–92, Bratislava.
- MISSONI, S. (2003): *Zur Geologie der Berchtesgadener Alpen*. – Unveröff. Diss. Montanuniv. Leoben, 202 p., Leoben.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2010): Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany). – *Int. J. Earth Sci.*, **100**, 1605–1631, Heidelberg (Springer). <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-010-0552-z>
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011): Jurassic mountain building and Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). – *Facies*, **57**, 137–186, Heidelberg (Springer). <http://dx.doi.org/10.1007/s10347-010-0225-1>
- MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2001): Die oberjurassische Karbonatplattformentwicklung im Bereich der Berchtesgadener Kalkalpen (Deutschland) – eine Rekonstruktion auf der Basis von Untersuchungen polymikter Brekzienkörper in pelagischen Kieselsteinen (Sillenkopf-Formation). – *Zentralbl. Geol. Paläont.*, **2000**, 117–143, Stuttgart.
- MISSONI, S., GAWLICK, H.-J., SUDAR, M.N., JOVANOVIĆ, D. & LEIN, R. (2011): Onset and demise of the Wetterstein Carbonate Platform in the mélange areas of the Zlatibor Mountain (Sirogojno, SW Serbia). – *Facies*, **58**, 95–111, Heidelberg (Springer). <http://dx.doi.org/10.1007/s10347-011-0274-0>
- MOCK, R., SÝKORA, M., AUBRECHT, R., OŽVOLDOVÁ, L., KRONOME, B., REICHWALDER, R.P. & JABLONSKÝ, J. (1998): Petrology and stratigraphy of the Meliaticum near the Meliata and Jaklovce villages, Slovakia. – *Slovak Geol. Mag.*, **4**, 223–260, Bratislava.
- MUTIHAČ, V. (1959): Geological studies in the median part of Reșița-Moldova Nouă zone, Banat (Studii geologice in partea mediană a zonei Reșița-Moldova Nouă, Banat). – 106 p. (in Romanian), Bucharest (Ed. Acad. Rep. Pop. Rom.).
- MUTIHAČ, V. (1968): The geological structure of the northern sector of the Eastern Carpathian Outer Marginal Syncline (Structura geologică a Compartimentului nordic din Sinclinalul Marginal Extern /Carpații Orientali/). – 127 p. (in Romanian, English summary), Bucharest (Ed. Acad. Rep. Soc. Rom.).
- NAGY, E. (1969): Unterlias-Kohlenserie des Mecsek-Gebirges. *Geologie. Paläogeographie*. – *Ann. Inst. Geol. Hung.*, **51/2**, 289–317 (in Hungarian, German summary), Budapest.
- NAGY, E. (1971): Unterlias-Kohlenserie des Mecsek-Gebirges. *Lagerstättenkunde*. – *Ann. Inst. Geol. Hung.*, **51/3**, 1–235 (in Hungarian, German summary), Budapest.
- NAGY, I. (1986): Investigation of Calpionellides from the Mecsek Mountains (S Hungary). – *Acta Geol. Hung.*, **29**, 45–64, Budapest.
- NĂSTĂSEANU, A. & SOLCANU, M. (1963): La présence de la Zone à *Hildoceras bifrons* dans le synclinal Hăghimaş. – *Com. Acad. Rom., Geol.-Geogr.*, **13**, 1089–1093 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- NĂSTĂSEANU, S. (1979): *Géologie des Monts Cerna*. – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **54**, 153–280, Bucharest.
- NĂSTĂSEANU, S. & BĂDĂLUȚĂ, A. (1984): Les faunes à *Parkinsoniidae* – une présence d'exception pour les formations mésojurassiennes méditerranéennes de Roumanie. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **68/3**, 83–89, Bucharest.

- NĂSTĂSEANU, S., BERCIĂ, I., IANCU, V., ȘERBAN, V. & HĂRTOPANU, I. (1981): The structure of the South Carpathians (Mehediinți-Banat Area). Carpathian-Balkan Geological Association 12th Congress, Inst. Geol. Geophys. – Guidebook Series, **22**, 1–100, Bucharest.
- NEAGU, TH. (1996): Middle Jurassic (Lower Callovian) planktonic foraminifera from Tătarului Gorges-Bucegi Mts. Romania. – Rev. Esp. Micropal., **28/3**, 5–10, Madrid.
- NÉMEDI-VARGA, Z. (1983): Parallelisierungsmöglichkeiten innerhalb der Mecseker Steinkohlenformation. – Publ. Techn. Univ. Heavy Industry, Miskolc, ser. A (Mining), **38**, 75–97, Miskolc.
- NEUBAUER, F., GENSER, J. & HANDLER, R. (1999): The Eastern Alps: Results of a two-stage collision process. – In: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (Eds.): Aspects of Geology in Austria, Vienna. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**, 117–134, Vienna.
- NICOLAE, I., SOROIU, M. & BONHOMME, M.G. (1992): Ages K-Ar de quelques ophiolites des Monts Apuseni du Sud et leur signification géologique (Roumanie). – Géol. Alpine, **68**, 77–83, Grenoble.
- NICOLAS, A. & BOUDIER, F. (1999): Slow spreading accretion and mantle denudation in the Mirdita ophiolite (Albania). – J. Geophys. Res., **104**, 155–167, Washington, DC.
- O'DOGHERTY, L. & GAWLICK, H.-J. (2008): Pliensbachian Radiolaria in the Telttschengraben (Northern Calcareous Alps, Salzkammergut area, Austria) and their evidence for the reconstruction of Liasic Tethys. – Stratigraphy, **5/1**, 63–81, New York, NY.
- O'DOGHERTY, L., BILL, M., GORIČAN, Š., DUMITRICA, P. & MASSON, H. (2006): Bathonian radiolarians from an ophiolitic mélange of the Alpine Tethys (Gets Nappe, Swiss-French Alps). – Micropaleontology, **51/6**, 425–485, New York.
- OBRAĐOVIĆ, J. & GORIČAN, Š. (1988): Siliceous deposits in Yugoslavia: occurrences, types and ages. – In: HEIN, J.R. & OBRAĐOVIĆ, J. (Eds.): Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions, 51–64, New York (Springer Verlag).
- OGORELEC, B. & ROTHE, P. (1993): Mikrofazies, Diagenese und Geochemie des Dachsteinkalkes und Hauptdolomits in Süd-West-Slowenien. – Geologija, **35** (1992), 81–181, Ljubljana.
- OGORELEC, B. & DOZET, S. (1997): Upper Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous beds in Eastern Sava Folds – Section Laze at Boštanj (Slovenia). – Rud. Met. zb., **44**, 223–235 (in Slovenian, English summary), Ljubljana.
- OKRUSH, M., SEIDEL, E., KREUZER, H. & HARRE, W. (1978): Jurassic age of metamorphism at the base of the Brezovica peridotite (Yugoslavia). – Earth Planet. Sci. Lett., **39**, 291–297, Amsterdam.
- OLUJIĆ, J. (1978): Distribution and genesis of Mesozoic flysches in Bosnia and Herzegovina. – Unpubl. Manuscript, Arch. Geol. Surv. Bosnia and Herzegovina, Sarajevo (in Serbian).
- PÁLFY, J., DEMÉNY, A., HAAS, J., HETÉNYI, M., ORCHARD, M.J. & VETŐ, I. (2001): Carbon isotope anomaly and other geochemical changes at the Triassic-Jurassic boundary from a marine section in Hungary. – Geology, **29**, 1047–1050, Boulder, CO.
- PÁLFY, J., DEMÉNY, A., HAAS, J., CARTER, E.S., GÖRÖG, Á., HALÁSZ, D., ORAVECZ-SCHEFFER, A., HETÉNYI, M., MÁRTON, E., ORCHARD, M.J., OZSVÁRT, P., VETŐ, I. & ZAJZON, N. (2007): Triassic/Jurassic boundary events inferred from integrated stratigraphy of the Csóvár section, Hungary. – Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **244**, 11–33, Amsterdam.
- PAMIĆ, J. (1993): Eoalpine to Nealpine magmatic and metamorphic processes in the northwestern Vardar Zone, the easternmost Periadriatic Zone and the southwestern Pannonian Basin. – Tectonophysics, **226**, 503–518, Amsterdam.
- PAMIĆ, J.J., GUŠIĆ, V. & JELASKA, V. (1998): Geodynamic evolution of the Central Dinarides. – Tectonophysics, **297**, 251–268, Amsterdam.
- PAMIĆ, J., KOVÁCS, S. & VOZÁR, J. (2002): The Internal Dinaridic fragments into the collage of the South Pannonian Basin. – Geol. Carpathica, **53** (Spec. Issue), 9–11, Bratislava.
- PANĂ, D. (1998): Petrogenesis and Tectonics of the Basement Rocks of the Apuseni Mountains Significance for the Alpine Tectonics of the Carpathian – Pannonian Region. – Unpublished PhD Thesis, Univ. of Alberta, Canada, 356 p., Alberta.
- PANIN, ȘT., PATRULIUS, D. & TOMESCU, C. (1974): Sur la présence de roches jurassiques dans le Plateau de Vașcău (Monts Apuseni). – Dări de Seamă, Inst. Geol., **60/5**, 55–59 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- PATRULIUS, D. (1964): Sur la présence de calcaires liasiques à *Involutina* dans le bassin supérieur du Trotuș (Carpatés Orientales). – Dări de Seamă, Com. Geol., Inst. Geol., **50/2**, 331–336 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- PATRULIUS, D. (1969): La géologie du Massif des Bucegi et du Couloir de Dîmbovicioara. – 321 p. (in Romanian, French summary), Bucharest (Ed. Acad. Rep. Soc. Rom.).
- PATRULIUS, D. (1971a): Introduction to the Triassic Geology of Romania. – In: PATRULIUS, D. et al. (Eds.): The Triassic Formations of the Apuseni Mountains and of the East Carpathian Bend. 2nd Triassic Colloquium of the Carpatho-Balkan Association. – Geol. Inst., Guidebooks to excursions, **8**, 5–54, Bucharest.
- PATRULIUS, D. (1971b): L'Unité de Văłani: un nouvel élément structural du système des nappes de Codru (Monts Apuseni). – Dări de Seamă, Inst. Geol., **57/5**, 155–171 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- PATRULIUS, D. (1976a): Les formations mésozoïques des monts Apuseni septentrionaux: corrélation chronostratigraphique et faciale. – Rev. Roumaine Géol. Géophys. Géogr., sér. Géol., **20**, 49–57, Bucharest.
- PATRULIUS, D. (1976b): Upper Jurassic – Lower Cretaceous carbonate rocks in the eastern part of the Getic carbonate platform and the adjacent flysch troughs. – In: Internat. Colloquium on Carbonate Rocks and Evaporites, Romania. – Inst. Geol. Geophys., Guidebook Series, **15**, 71–80, Bucharest.
- PATRULIUS, D. (1996): The Triassic and Lower Jurassic formations of the Transylvanian Nappe System (East Carpathians-Romania). – Mém. Inst. Géol. Rom., **36**, 21–30, Bucharest.
- PATRULIUS, D. & POPA, E. (1971): Lower and Middle Jurassic Ammonite Zones in the Romanian Carpathians. – Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., **54/2**, 131–147, Budapest.
- PATRULIUS, D., POPA-DIMIAN, E. & DUMITRU-POPESCU, IL. (1966): La série mésozoïque et les nappes de décollement Transylvaines dans les environs de Comana (Monts Perșani). – An. Com. Geol., **35**, 397–444 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- PATRULIUS, D., ȘTEFĂNESCU, M., POPA, E. & POPESCU, IL. (1968): Geology of the Inner Zones of the Carpathian Bend. – International Geological Congress, 23rd Sess., Prague 1968. Guide to Excursion 50 AC, Romania., 1–50 p., Bucharest (Inst. Geol. Rom.).
- PATRULIUS, D., POPA, E. & POPESCU, IL. (1969): Structure de la nappe bucovinienne dans la partie méridionale du Massif cristallin moldave (Carpatés Orientales). – An. Com. Geol., **37**, 71–117 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- PATRULIUS, D., POPA, E., POPESCU, IL., SĂNDULESCU, J. & LUPU, D. (1972): R. S. Romania, Atlas lithofacial, III. Jurassique, 1:200.000. – Bucharest (Inst. Géol.).
- PATRULIUS, D., NEAGU, TH., AVRAM, E. & POP, GR. (1976): The Jurassic-Cretaceous boundary beds in Romania. – An. Inst. Geol. Geofiz., **50**, 71–125, Bucharest.
- PATRULIUS, D., POPESCU, IL., MIRĂUȚĂ, E. & GHEORGHIAN, D. (1996): The klippen of the Perșani Mountains (East Carpathians). – Mém. Inst. Géol. Rom., **36**, 31–52, Bucharest.

- PELIKÁN, P. & DOSZTÁLY, L. (2000): Jurassic formations of the Bükk-zsérc boreholes (SW Bükk Mts., NE Hungary) and their structural setting. – *Földt. Közl.*, **130**, 5–46, Budapest.
- PELIKÁN, P. (Ed.), LESS, GY., KOVÁCS, S., PENTELENYI, L. & SÁSDI, L. (2005): *Geology of the Bükk Mountains. Explanatory book to the Geological map of the Bükk Mountains 1:50.000.* – 284 p. (in Hungarian and English), Budapest (Hung. Geol. Inst.).
- PHILIPPE, M., BARBACKA, M., GRĂDINARU, E., IAMANDEI, E., IAMANDEI, S., KÁZMÉR, M., POPA, M., SZAKMÁNY, GY., TCHOUMATCHENCO, P. & ZATON, M. (2006): Fossil wood and Mid-Eastern Europe terrestrial palaeobiogeography during the Jurassic – Early Cretaceous interval. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **142**, 15–32, Amsterdam.
- PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): *Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen).* – 1. Aufl., Wolkersdorf (Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs der Österr. Akad. der Wissensch. und Österr. Stratigr. Komm.).
- PLAŠIENKA, D. (1987): Lithological, sedimentological and paleotectonic pattern of the Borinka Unit in the Little Carpathians. – *Miner. Slovaca*, **19**, 217–230 (in Slovak, English summary), Bratislava.
- PLAŠIENKA, D. (1991): Mesozoic paleotectonic evolution of the Tatricum in the Malé Karpaty Mts. – International Conference Malé Karpaty Mts., Smolenice, Abstracts. – Bratislava (Dionýz Štúr Institute of Geology).
- PLAŠIENKA, D. (1995): Mesozoic evolution of Tatric units in the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.: implications for the position of the Klape and related units in Western Slovakia. – *Geol. Carpathica*, **46**, 101–112, Bratislava.
- PLAŠIENKA, D. (1998): Paleotectonic evolution of the Central Western Carpathians during the Jurassic and Cretaceous. – In: RAKÚS, M. (Ed.): *Geodynamic development of the Western Carpathians.* – 107–130, Bratislava (Geol. Surv. Slovak Republic).
- PLAŠIENKA, D. (2000): Paleotectonic controls and tentative palinspastic restoration of the Carpathian realm during the Mesozoic. – *Slovak Geol. Mag.*, **6**, 200–204, Bratislava.
- PLAŠIENKA, D. (2002): Origin and growth of the West Carpathian orogenic wedge during Mesozoic. – *Geol. Carpathica*, **53**, 132–135, Bratislava.
- PLÖCHINGER, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein – Berchtesgaden. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **151/3**, 304–324, Stuttgart.
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – *Geol. Rdsch.*, **77**, 641–670, Stuttgart.
- POLÁK, M. & ONDREJIČKOVÁ, A. (1993): Lithology, microfacies and biostratigraphy of radiolarian limestones, radiolarites in the Krížna nappe of the Western Carpathians. – *Miner. Slovaca*, **25**, 391–410, Bratislava.
- POLÁK, M. & OŽVOLDOVÁ, L. (2001): Lithostratigraphy of radiolarian limestones and radiolarites of the Hronicum in the Strážovské vrchy Mts. – *Slovak Geol. Mag.*, **7**, 85–89, Bratislava.
- POLÁK, M., ONDREJIČKOVÁ, A. & WIECZOREK, J. (1998): Lithobiostratigraphy of the Ždiar Formation of the Krížna nappe (Tatry Mts.). – *Slovak Geol. Mag.*, **4**, 35–52, Bratislava.
- POP GR. (1976): Origin of some mesozoic basinal limestones from the Reșița zone (South Carpathians). – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **47**, 57–95, Bucharest.
- POP GR. (1987): Calpionellids and age of some basinal deposits of the Rarău Syncline (East Carpathians). – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **72-73/4**, 55–71, Bucharest.
- POP GR. (1998): Tithonian praecalpionellids and calpionellids from the South Carpathians: stratigraphic distribution and biozonation. – *An. Inst. Geol. Rom.*, **70**, 76–80, Bucharest.
- POPA, E. (1981): La biostratigraphie des formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului (Monts Apuseni). – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **58**, 203–282, Bucharest.
- POPA, E. & PATRULIUS, D. (1996): Lower Jurassic ammonites in the Romanian Carpathians. – *Mem. Inst. Geol. Rom.*, **36**, 53–63, Bucharest.
- POPA, E., NĂSTĂSEANU, S. & ANTONESCU, E. (1977): Nouvelles données concernant la biostratigraphie du Jurassique inférieur de la zone de Sirinia (Banat). – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **63/4**, 7–24, Bucharest.
- POPA, E., BLEAHU, M. & DRAGASTAN, O. (1985): Contributions à la biostratigraphie des dépôts jurassiques du Bihor central (Apuseni du Nord). – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **69/4**, 39–56, Bucharest.
- POPA, M.E. & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, H.A. (2006): Aspects of Romanian Early – Middle Jurassic palaeobotany and palynology. Part VII. Successions and floras. – *Progress in Natural Science*, **16** (Spec. Issue), 203–212 Beijing (Taylor & Francis).
- POPESCU, G. & PATRULIUS, D. (1964): Stratigraphy of the Cretaceous and exotic klippen from Rarău (Eastern Carpathians). (Stratigrafia Cretacicului și a klipelor exotice din Rarău [Carpații Orientalii]). – *An. Com. Geol., Inst. Geol.*, **34/2**, 73–128, Bucharest.
- PREDA, I. (1962): Geological study of Roșia-Meziad region, Pădurea Craiului Mountains (Studiul geologic al regiunii Roșia-Meziad, Munții Pădurea Craiului) – 108 p. (in Romanian), Bucharest (Ed. Acad. Rep. Pop. Rom.).
- PREDA, I. (1971): Der Lias des Pădurea Craiului. – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.* **54/2**, 429–432, Budapest.
- PREDA, I. (1976): Contributions à la connaissance du Lias et du Dogger des Monts Hăghimaș (Carpatés Orientales). – *An. Muz. Șt. Nat. Piatra Neamț, Geol.-Geogr.*, **3**, 19–41 (in Romanian, French summary), Piatra Neamț.
- PUTIȘ, M., GAWLICK, H.-J., FRISCH, W. & SULÁK, M. (2008): Cretaceous transformation from passive to active continental margin in the Western Carpathians as indicated by the sedimentary record in the Infratatic unit. – *Int. Journ. Earth Sci.*, **97**, 799–819, Berlin.
- RĂDULESCU, D., CORNEA, I., SÂNDULESCU, M., CONSTANTINESCU, P., RĂDULESCU, FL. & POMPILIAN, A. (1976): Structure de la croûte terrestre en Roumanie. Essai d'interprétation des études sismiques profondes. – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **50**, 5–36, Bucharest.
- RĂILEANU, GR. (1960): Recherches géologiques dans la région Svinița-Fața Mare. – *An. Com. Geol.*, **26-28**, 347–383, Bucharest.
- RĂILEANU, GR. & NĂSTĂSEANU, A. (1965): Contributions à la connaissance du Callovien de la Zone de Reșița. – *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Géol.*, **9/1**, 13–21, Bucharest.
- RĂILEANU, GR., NĂSTĂSEANU, S. & BOLDUR, C. (1964): Le sédimentaire paléozoïque et mésozoïque du domaine gétique de la partie SW des Carpatés Méridionales. – *An. Com. Geol., Inst. Geol.*, **34/2**, 5–58 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- RAKÚS, M., POTFAJ, M. & VOZÁROVÁ, A. (1998): Basic paleogeographic and paleotectonic units of the Western Carpathians. – In: RAKÚS, M. (Ed.): *Geodynamic development of the Western Carpathians.* – 15–26, Bratislava (Geol. Surv. Slovak Republic).

- RÁLISCH-FELGENHAUER, E. (1998): The stratigraphy of the Mid-Transdanubian Paleozoic and Mesozoic formations (A Középdunántúli terület paleozóos és mezozóos képződményeinek rétegtana). – In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (Eds.): The Stratigraphy of the geological formations of Hungary (Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana). – 155–171 (in Hungarian), Budapest (MOL Rt – MÁFI).
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. & MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural analysis. – *Tectonics*, **10**, 257–271, Washington, DC.
- RATSCHBACHER, L., LINZER, H.-G., MOSER, F., STRUSIEVICZ, R.O., BEDELEAN, H., HAR, N. & MOGOȘ, P.A. (1993): A Cretaceous to Miocene thrusting and wrenching along the central South Carpathians due to a corner effect during collision and orocline formation. – *Tectonics*, **12**, 855–873, Washington, DC.
- RATSCHBACHER, L., DINGELDEY, C., MILLER, C., HACKER, B.R. & MCWILLIAMS, M.O. (2004): Formation, subduction, and exhumation of Penninic oceanic crust in the Eastern Alps: time constraints from ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology. – *Tectonophysics*, **394**, 155–170, Amsterdam.
- RESIMIC-ŠARIĆ, K., KARAMATA, S., POPEVIĆ, A. & BALOGH, K. (2000): The eastern branch of the Vardar Zone – the scar of the Main Vardar ocean. – In: KARAMATA, S. & JANKOVIĆ, S. (Eds.): Proceedings of the International Symposium “Geology and Metallogeny of the Dinarides and the Vardar Zone”. – Acad. Sci. Arts Repub. Srpska, Collect. and Monogr., I, Dep. Nat., Math. Tech. Sci., **1**, 81–85, Banja Luka – Srb. Sarajevo.
- RÉTI, Zs. (1985): Triassic ophiolite fragments in an evaporitic mélange, Northern Hungary. – *Ofioliti*, **10**, 411–422, Pisa.
- ROYDEN, L.H. & BÁLDI, T. (1988): Early Cenozoic tectonics and paleogeography of the Pannonian and surrounding regions. – In: ROYDEN, L.H. & HORVÁTH, F. (Eds.): The Pannonian Basin. – AAPG Memoir, **45**, 1–16, Tulsa, OK.
- ROŽIČ, B. & POPIT, T. (2006): Redeposited limestones in the Middle and Upper Jurassic successions of Slovenian basin. – *Geologija*, **49**, 219–234, Ljubljana.
- RUSO-SÂNDULESCU, D., UDRESCU, C. & STOIAN, M. (1996): Jurassic alkaline and subalkaline magmatites from the inner Danubian Domain: geochemistry and evolution. – *An. Inst. Geol. Rom.*, **69**, 150–153, Bucharest.
- RUSO-SÂNDULESCU, D., STOIAN, M. & ILINCA, A. (1998): Petrogenesis of the Jurassic alkali-subalkali magmatites in the “Black-Flysch” Nappe – Maramureș. – *An. Inst. Geol. Rom.*, **70**, 120–122, Bucharest.
- RUSU, A. (1970): Biozones de calpionelles dans le Tithonique-Néocomien de la zone Svinița (Banat). – *Stud. Cercet. Geol. Geofiz. Geogr., Geol.*, **15**, 489–497 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- SÂNDULESCU, M. (1964): Structure géologique du massif de Postăvaru-Runcu (Monts du Brașov). – *An. Com. Geol., Inst. Geol.*, **34/2**, 381–432 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- SÂNDULESCU, M. (1966): Structure géologique des terrains mésozoïques à l’extérieur du massif cristallin de Făgăraș. – *Dări de Seamă, Com. Geol., Inst. Geol.*, **52/2**, 177–208 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- SÂNDULESCU, M. (1973): Contributions à la connaissance de la structure géologique du synclinal de Rarău (secteur central). – *Dări de Seamă, Inst. Geol.*, **59/5**, 59–92 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- SÂNDULESCU, M. (1974): Corrélation des séries mésozoïques des synclinaux du Rarău et de Hăghimaș (Carpates Orientales). – *Dări de Seamă, Inst. Geol.*, **60/5**, 119–142 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- SÂNDULESCU, M. (1975a): Étude géologique de la partie centrale et septentrionale du synclinal de Hăghimaș (Carpates Orientales). – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **45**, 1–200 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- SÂNDULESCU, M. (1975b): Essai de synthèse structurale des Carpates. – *Bull. Soc. Géol. Fr., Sér. 7*, **17**, 299–358, Paris.
- SÂNDULESCU, M. (1976): Contributions à la connaissance de la stratigraphie et de la position tectonique des séries mésozoïques du bassin supérieur de la vallée de la Moldova (Carpates Orientales). – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **62/5**, 149–176 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- SÂNDULESCU, M. (1980): Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. – *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **56**, 253–262, Bucharest.
- SÂNDULESCU, M. (1981): Nouvelles données sur les formations mésozoïques de la région de Târnița-Ostra (Carpates Orientales). – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **66/5**, 91–101, Bucharest.
- SÂNDULESCU, M. (1984): Geotectonics of Romania (Geotectonica României). – 337 p. (in Romanian), Bucharest (Ed. Tehnică).
- SÂNDULESCU, M. (1988): Structure and tectonic history of the Northern Margin of Tethys between the Alps and the Caucasus. – In: RAKÚS, M., DERCOURT, J. & NAIRN, A.E.M. (Eds.): Evolution of the Northern Margin of Tethys. The Results of IGCP Project 198, Vol. II. – *Mém. Soc. Géol. France, Nouv. Sér.*, **154/2**, 3–16, Paris.
- SÂNDULESCU, M. (1990): Le flysch créacé de la zone du Mont Ceahlău et du Bassin du Bicaz (Carpates Orientales). – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **74/4**, 31–44, Bucharest.
- SÂNDULESCU, M. (1994): Overview on Romanian geology. – *Rom. Journ. Tect. Reg. Geol.*, **75**, suppl. 2, 3–16, Bucharest.
- SÂNDULESCU, M. & DIMITRESCU, R. (2004): Geological structure of the Romanian Carpathians. – 32nd International Geological Congress (Florence, 2004), Field Trip Guide Book, **B12**, 1, 48 p., Rome (Ed. APAT).
- SÂNDULESCU, M. & VISARION, M. (1978): Considérations sur la structure tectonique du soubassement de la dépression de Transylvanie. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **64/5**, 153–173, Bucharest.
- SÂNDULESCU, M., NEAGU, TH. & ANTONESCU, E. (1982): Contributions à la connaissance des klipptes de type pienin de Poiana Botizei (Maramureș). – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **67/4**, 79–96, Bucharest.
- SÂNDULESCU, M., RUSSO-SÂNDULESCU, D., UDRESCU, C. & MUREȘAN, A. (1986): Position structurale, pétrologie et ambiance géotectonique des magmatites mésozoïques de Țara Birsei. – *Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz.*, **70–71/5**, 197–221, Bucharest.
- SARTI, M., BOSELLINI, A. & WINTERER, E.L. (1992): Basin geometry and architecture of a Tethyan passive margin, Southern Alps, Italy: implications for rifting mechanisms. – In: WATKINS, J.S., FENG, Z. & McMILLEN, K.J. (Eds.): Geology and geophysics of continental margins. – AAPG Mem., **53**, 241–258, Tulsa, OK.
- SĂSĂRAN, E. (2006): Upper Jurassic – Lower Cretaceous limestones from Trascău Mountains (Calcarele jurasicului superior-cretacicului inferior din Munții Trascău). – 249 p. (in Romanian), Cluj-Napoca (Presa Universitară Clujeană).
- SĂSĂRAN, E. & BUCUR, I. (2006): Upper Jurassic – Lower Cretaceous isolated platforms from Trascău Mountains (Southern Apuseni, Romania). – In: SUDAR, M., ERCEGOVAC, M. & GRUBIĆ, A. (Eds.): Proceedings of the 18th Congress of Carpathian–Balkan Geological Association. – 514–517, Belgrade (National Committee of the Carpathian-Balkan Geological Association; Serbian Geological Society).

- SAVU, H. (1983): Geotectonic and magmatic evolution of the Mureş Zone (Apuseni Mountains, Romania). – An. Inst. Geol. Geofiz., **61**, 253–262, Bucharest.
- SAVU, H. (1985): Tectonic position and origin of Alpine ophiolites in the Mehedinţi Plateau (South Carpathians) with special regard to those in the Podeni-Isverna-Nadanova region. – Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz., **69/5**, 57–71, Bucharest.
- SAVU, H., UDRESCU, C. & NEACŞU, V. (1981): Geochemistry and geotectonic setting of ophiolites and island arc volcanics of the Mureş Zone (Romania). – Ofioliti, **6**, 269–286, Pisa.
- SAVU, H., VĂJDEA, E. & ROMANESCU, O. (1986): The radiometric age (K-Ar) and the origin of the Săvârşin granitoid massif and of other Late Kimmerian intrusions from the Mureş Zone. – Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz., **70-71/1**, 419–429, Bucharest.
- SAVU, H., GRABARI, G. & STOIAN, M. (1996): New data concerning the structure, petrology and geochemistry of the Late Kimmerian granitoid massif of Săvârşin (Mureş Zone). – Rom. J. Petrology, **77**, 71–82, Bucharest.
- SCHLAGER, W. (1963): Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **13**, 41–120, Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglbodenschichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). – Sedimentology, **20**, 65–89, Oxford.
- SCHLAGINTWEIT, F. & GAWLICK, H.-J. (2007): Analysis of late Jurassic to Early cretaceous algal debris-facies of the Plassen carbonate platform in the Northern Calcareous Alps (Germany, Austria) and in the Kurbnesh area of the Mirdita zone (Albania): a tool to reconstruct tectonics and paleogeography of eroded platforms. – Facies, **53**, 209–227, Berlin – Heidelberg.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., HOXHA, L., LEIN, R. & FRISCH, W. (2008): The eroded Late Jurassic Kurbnesh carbonate platform in the Mirdita Ophiolite Zone of Albania and its bearing on the Jurassic orogeny of the Neotethys realm. – Swiss J. Geosci. (Eclogae Geol. Helv.), **101**, 125–138, Basel.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, B. & SCHUSTER, R. (2004): Transect IV. – In: CAVAZZA, W., ROURE, F., SPAKMAN, W., STAMPFLI, G.M. & ZIEGLER, P.A. (Eds.): TRANSMED Atlas – The Mediterranean Region from Crust to Mantle. Berlin – Heidelberg (Springer). (CD-ROM).
- SCHMID, S.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI, K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. – Swiss J. Geosci. (Eclogae Geol. Helv.), **101**, 139–183, Basel.
- SEMAKA, A. (1965): Zur Kenntnis der *Nilssonia orientalis*-Flora in den Südkarpaten. – Acta Paleobotanica, **6/2**, 27–38, Warschau.
- SEMAKA, A. (1970): Geologisch-Paläobotanische Untersuchungen im SO-Banater Danubikum. – Mem. Inst. Geol., **11**, 1–71, Bukarest.
- SHALLO, M. (1994): Outline of the Albanian ophiolites. – Ofioliti, **19**, 57–75, Pisa.
- ŠIKIĆ, K., BRKIĆ, M., ŠIMUNIĆ, A. & GRIMANI, M. (1975): Mesozoic succession of the Papuk Mts. – Scientific Committee for Oil of the Croatian Academy of Science and Art, Geol. Geoph. Geochem. Section, ser A, **4**, 87–96 (in Croatian, English summary), Zagreb.
- SIMIONESCU, I. (1899): Geological and paleontological studies in South Carpathians. III. Callovian fauna from Valea Lupului (Rucăr). [Studi geologice si paleontologice din Carpatii sudici. III. Fauna calloviana din Valea Lupului (Rucăr)]. – Acad. Rom., Publ. Fond. V. Adamachi, **3**, 189–230 (in Romanian), Bucharest.
- ŠIMUNIĆ, AN. & ŠIMUNIĆ, AL. (1992): Mesozoic of the Hrvatsko Zagorje area in the southwestern part of the Pannonian Basin (northwestern Croatia). – Acta Geol. Hung., **35**, 83–96, Budapest.
- ŠMUC, A. (2005): Jurassic and Cretaceous stratigraphy and sedimentary evolution of the Julian Alps, NW Slovenia. – 98 p., Ljubljana (Založba ZRC, ZRC SAZU).
- ŠMUC, A. & GORIČAN, ŠP. (2005): Jurassic sedimentary evolution of a carbonate platform into a deep-water basin, Mt. Mangart (Slovenian-Italian border). – Riv. Ital. Paleont. Stratigr., **111**, 45–70, Milan.
- SOTÁK, J. & PLAŠIENKA, D. (1996): Upper Triassic – Lower Jurassic sediments of the Lučatin Unit in the Northern Veporicum: facial diversity and tectonic stacking. – Slovak Geol. Mag., **3-4/96**, 273–277, Bratislava.
- STAMPFLI, G. & BOREL, G. (2002): A plate-tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by geodynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. – Earth Planet. Sci. Lett., **196**, 17–33, Amsterdam.
- STAMPFLI, G., BOREL, G. & BAUD, A. (1991): Tethyan margins in space and time. – Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **87**, 373–409, Amsterdam.
- STAMPFLI, G.M., MOSAR, J., FAVRE, PH., PILLEVUIT, A. & VANNAY, J.-C. (2001): PermoMesozoic evolution of the Western Tethys realm: the Neo-Tethys East-Mediterranean Basin connection. – In: ZIEGLER, P.A., CAVAZZA, W., ROBERTSON, A.H.F. & CRASQUIN-SOLEAU, S. (Eds.): Peri-Tethys Memoir 6. Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins. – Mém. Mus. Nat. Hist. Natur., **186**, 51–108, Paris.
- STĂNOIU, I. (1967a): Contributions à la connaissance du Lias et de l'Aalenien grâce au matériel exotique associé aux dépôts de type wildflysch du synclinal de Rarău (Carpates Orientales). – Dări de Seamă, Com. Geol., Inst. Geol., **53/1**, 457–463 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- STĂNOIU, I. (1967b): Nouvelles données stratigraphiques sur le Jurassique de la région de Valea Tătarca – Valea Lucava (partie septentrionale du synclinal de Rarău, Carpates Orientales). – Dări de Seamă, Com. Geol., Inst. Geol., **53/1**, 465–470 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- STĂNOIU, I. (1973): Zone de Mehedinţi-Retezat: une zone paléogéographique et tectonique distincte des Carpates Méridionales. – Dări de Seamă, Inst. Geol., **64/5**, 127–171 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- STĂNOIU, I. (1978): Les calpionelles des Couches de Sinaia de la région située entre les vallées de Motru et de Coşuştea (Carpates Méridionales). – Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz., **64/4**, 183–191 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- STĂNOIU, I. (1996): The Coşuştea Nappe – a new Laramic tectonic unit in the Mehedinţi Plateau (South Carpathians). – An. Univ. Bucharest, Geol., **45**, 79–86, Bucharest.
- STĂNOIU, I. (1997): Jurassic–Cretaceous tectonics of south-western part of the Southern Carpathians. – In: GRUBIĆ, A. & BERZA, T. (Eds): Geology of Djerdap area. – Geoinstitut Spec. Publ., **25**, 281–285, Belgrade.
- STĂNOIU, I. (2000): The new paleogeographic, stratigraphic and facies model of Cerna Basin (Danubian – South Carpathians). – Stud. Cercet. Geol., **45**, 149–165 (in Romanian, English summary), Bucharest.
- ŞTEFĂNESCU, M. & ŞTEFĂNESCU, M. (1981): Detailed geological data on the sector between the Covasău Valley and the Virghiş Valley and their implications. – Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz., **66/5**, 123–145 (in Romanian, English summary), Bucharest.
- ŞTEFĂNESCU, M., SÂNDULESCU, M. & MICU, M. (1979): Flysch deposits in the Eastern Carpathians. – Guidebook for the Field Works of the Group 3.1. – 58 p., Bucharest (Inst. Geol. Geophys.).
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – Facies, **4**, 215–348, Erlangen.

- STILLA, AL. (1985): Géologie de la région de Hațeg – Cioclovina – Pui – Bănița (Carpathes méridionales). – An. Inst. Geol. Geofiz., **66**, 91–179, Bucharest.
- SUETTE, G. (1978): Litho- und biostratigraphische Gliederung des Jura und Neokom der Nordkarawanken. – Inaug. Diss. (unveröff.), Univ. Graz, 97 p., Graz.
- TELLER, F. (1888): Kössener Schichten, Lias und Jura in den Ostkarawanken. – Verh. Geol. R.-A., **1882**, 110–117, Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band 1. – 766 p., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **74–75**, 167–195, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. – 710 p., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987): Late Jurassic/Neocomian gravitational tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps. – 112–125, Vienna (Deuticke).
- TOMAS, R. & PÁLFI, J. (2007): Revision of Early Jurassic ammonoid types from the Perșani Mts. (East Carpathians, Romania). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **243/2**, 231–254, Stuttgart.
- TOMESCU, C. & BORDEA, S. (1976): Sur la présence de quelques ammonites du Sinémurien inférieur dans l'Unité d'Următ (Valea Mare-Monts Bihor). – Dări de Seamă, Inst. Geol. Geofiz., **62/3**, 175–182 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- TURCULEȚ, I. (1971): Recherches géologiques sur les dépôts jurassiques et éocétacés de la cuvette de Rarău-Breaza. – Stud. Techn. Econ., Inst. Geol. ser. I., **10**, 1–141 (in Romanian, French summary), Bucharest.
- TURCULEȚ, I. (1978): Quelques aspects des jaspes du synclinal de Rarău (Carpates Orientales). – An. Muz. Șt. Nat. Piatra Neamț, Geol.-Geogr. **4**, 81–91 (in Romanian, French summary), Piatra Neamț.
- TURCULEȚ, I. (2004): Paleontology of Jurassic and Cretaceous in Rarău (Paleontologia Jurasicului și Cretacicului din Rarău). – 286 p. (in Romanian), Iași (Ed. Junimea).
- TURCULEȚ, I. & GRASU, C. (1973): Sur la présence du Malm dans le paleoautochthon des Monts Perșani (Carpates Orientales). – Stud. Cercet. Geol. Geogr. Biol., Geol.-Geogr., Muz. Șt. Nat. Piatra Neamț, **2**, 51–57 (in Romanian, French summary), Piatra Neamț.
- TURCULEȚ, I. & ȚIBULEAC, P. (2002): Sinemurian ammonites from the Prașca Hill (the Rarău syncline, Eastern Carpathians). – Acta Palaeontol. Rom., **3**, 427–452, Iași.
- TURNŠEK, D. (1997): Mesozoic corals of Slovenia. – ZRC SAZU, Zbirka ZRC, **16**, 1–512, Ljubljana.
- TURNŠEK, D., BUSER, S. & OGORELEC, B. (1981): An Upper Jurassic reef complex from Slovenia, Yugoslavia. – In: TOOMEY, D.F. (Ed.): European Fossil Reef Models. – SEPM Spec. Publ., **30**, 361–369, Tulsa, OK.
- USTASZEWSKI, K., SCHMID, S.M., LUGOVIĆ, B., SCHUSTER, R., SCHALTEGGER, U., BERNOULLI, D., HOTTINGER, L., KOUNOV, A., FÜGENSCHUH, B. & SCHEFER, S. (2009): Late Cretaceous intra-oceanic magmatism in the internal Dinarides (northern Bosnia and Herzegovina): Implications for the collision of the Adriatic and European plates. – Lithos, **108/1-4**, 106–125.
- VADÁSZ, E. (1935): Das Mecsek Gebirge (A Mecsekhegység). – 208 p. (in Hungarian, German summary), Budapest (Stádium).
- VELIĆ, I., TIŠLJAR, J., VLAHOVIĆ, I., VELIĆ, J., KOCH, G. & MATIČEC, D. (2002): Paleogeographic variability and depositional environments of the Upper Jurassic carbonate rocks of Velika Kapela Mt. (Gorski Kotar Area, Adriatic Carbonate Platform, Croatia). – Geol. Croatica, **55**, 121–138, Zagreb.
- VISHNEVSKAYA, V. & DJERIĆ, N. (2006): Ophiolite-related and non-ophiolite radiolarites of the Balkan Peninsula. – In: Proceedings of the Mesozoic ophiolite belts of northern part of the Balkan Peninsula, International Symposium Ophiolites 2006 (Belgrade-Banja Luka). – 139–143, Belgrade–Banja Luka (Serbian Acad. Sci. Arts, Comm. Geod., Acad. Sci. Arts Rep. Srpska, Comm. Geosci.).
- VLAHOVIĆ, I., TIŠLJAR, J., VELIĆ, I. & MATIČEC, D. (2005): Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: Paleogeography, main events and depositional dynamics. – Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **220**, 333–360, Amsterdam.
- VÖRÖS, A. (1989): Conclusions on Brachiopoda. – In: RAKÚS M., DER COURT J. & NAIRN, A.E.M. (Eds.): Evolution of the Northern Margin of Tethys, 1. – Mém. Soc. Géol. France, Nouv. Sér., **154**, 79–83, Paris.
- VÖRÖS, A. (1993): Jurassic microplate movements and brachiopod migrations in the western part of the Tethys. – Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **100**, 125–145, Amsterdam.
- VÖRÖS, A. & GALÁCZ, A. (1998): Jurassic paleogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). – Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., **104**, 69–84, Milano.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Bochumer geol. geotechn. Arb., **27**, 1–239, Bochum.
- WINTERER, E. & BOSELLINI, A. (1981): Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **65**, 394–421, Tulsa OK.

Plate 1

- Fig. 1: Massive serpentinite, Penninic, Rechnitz Unit, Bernstein tectonic window. Bernstein N quarry, Rechnitz Mts (photo: Cs. Péró).
- Fig. 2: Folded Late Jurassic – Lower Cretaceous “Kalkglimmerschiefer” from the “Bündner Schist Series”, Penninic Units, Glockner Nappe, Fuscher-Kar-Kopf, Glocknergruppe, Hohe Tauern Mts (photo: Cs. Péró).
- Fig. 3: Bedded grey cherty limestones of the Early Jurassic Scheibelberg Formation (Allgäu Group) in the Wimbach valley south of the village Berchtesgaden (Berchtesgaden Calcareous Alps) (photo: H.-J. Gawlick).
- Fig. 4: Sinemurian to Toarcian Adnet Formation from the type locality Adnet village (Adnet quarries). The lower, bedded nodular limestones belong to the Lienbach Member overlain by the Scheck Member, which consist of Late Pliensbachian to Early Toarcian mass flow deposits (Salzburg Calcareous Alps) (photo: H.-J. Gawlick).
- Fig. 5: Well-bedded Early Oxfordian red and grey radiolarite with intercalated mass flow deposits, which consist of reworked lagoonal Dachstein Limestone and overlying sediments of the Tauglboden Formation. Type locality Taufl Valley East of the village Kuchl (Salzburg Calcareous Alps) (photo: H.-J. Gawlick).



Plate 2

- Fig. 1: Well-bedded Early Oxfordian reddish to black radiolarite on top of Callovian Klaus Formation. Fludergraben valley north of the village Altaussee (Salzkammergut area) (photo: H.-J. Gawlick).
- Fig. 2: Type locality of the Late Tithonian Oberalm Formation with intercalated Barmstein Limestone (thick bed on top of the well-bedded grey cherty limestones), which consists of reworked shallow-water reefal carbonates from the Plassen Carbonate Platform. Adnet Riedel northwest of the village Adnet (Salzburg Calcareous Alps) (photo: H.-J. Gawlick).
- Fig. 3: Polymictic mass flow of the Callovian to Oxfordian Strubberg Formation with components of the Triassic Pötschen Formation. Mount Rauhes Sommereck south of the village Scheffau (Salzburg Calcareous Alps) (photo: H.-J. Gawlick).
- Fig. 4: Type locality of the Kimmeridgian to Berriasian Plassen Formation. Mount Plassen west of the village Hallstatt (Salzkammergut area) (photo: H.-J. Gawlick).
- Fig. 5: Neptunian dyke in the Dachstein Limestone filled by Lower Jurassic marine sediments and fragments of the host rock and previous fissure fills. Transdanubian Range Unit, Tata (photo: J. Haas).

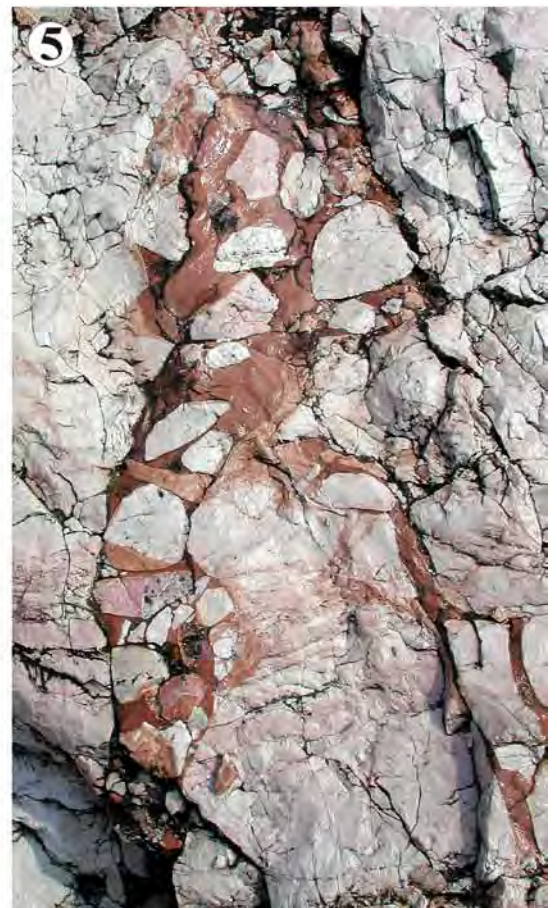


Plate 3

- Fig. 1: Triassic Dachstein Limestone is overlain by pinkish deeper water Lower Jurassic limestones. There is a gap at the boundary; the Lower Hettangian is missing. Transdanubian Range Unit, Tata (photo: J. Haas).
- Fig. 2: Condensed but complete Jurassic succession from the topmost bed of the Dachstein Limestone to the Upper Jurassic deep sea deposits. Transdanubian Range Unit, Pisznice, Gerecse Mts (photo: J. Haas).
- Fig. 3: Radiolaritic chert beds, Bathonian–Callovian, Transdanubian Range Unit, Tata (photo: J. Haas).
- Fig. 4: Hardground in Kimmeridgian red nodular limestones, rich in ammonites. The neptunian dykes are filled with Tithonian limestones. Transdanubian Range Unit, Tata (photo: J. Haas).
- Fig. 5: Steeply dipping radiolarite and olistostrome beds with large “Bükkzsérc-type” limestone olistoliths, Mónosbél Unit, Tardos quarry, Bükk Unit s.l., Mónosbél, Bükk Mts (photo: J. Haas).



Plate 4

- Fig. 1: A larger carbonate olistolith in an olistostrome (debrite) bed, Bükk Unit s.l., Mónosbél Unit, Bátor, Bükk Mts (photo: J. Haas).
- Fig. 2: Olistostrome (debrite) containing mostly carbonate clasts. Bükk Unit s.l., Mónosbél Unit, Core Rm-118, Recsk, Mátra Mts (photo: J. Haas).
- Fig. 3: Oolite turbidite beds. Bajocian.
Bükk Unit s.l., Mónosbél Unit, Bükkzsérc, Bükk Mts (photo: J. Haas).
- Fig. 4: Middle Jurassic pillow basalts in overturned position.
Bükk Unit s.l., Szarvaskő Nappe, Szarvaskő Gorge, Bükk Mts (photo: Cs. Péro).
- Fig. 5: Pillow basalts, Bükk Unit s.l., Darnó Unit, Nagy-Rézoldal, Darnó Hill, Recsk, Mátra Mts (photo: J. Haas).

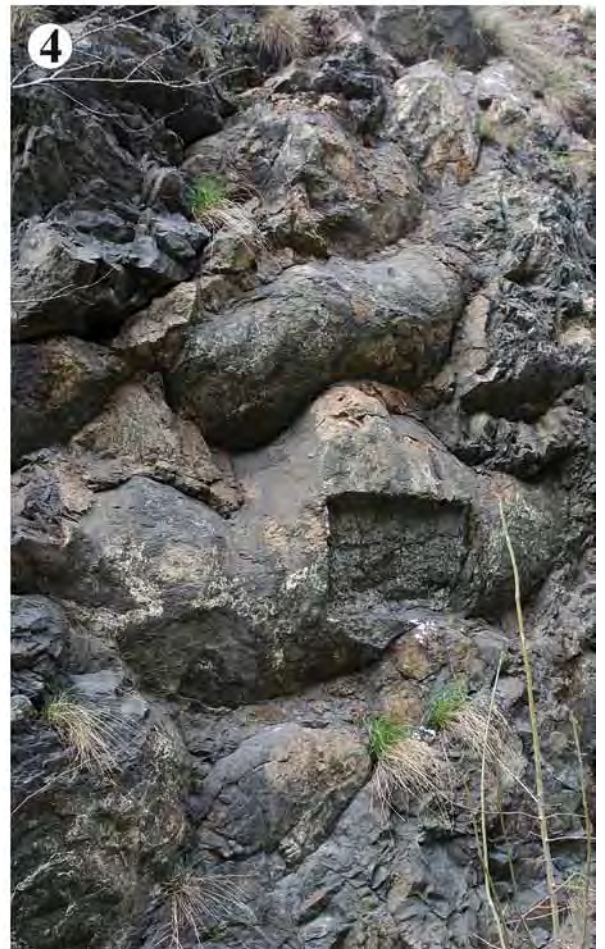


Plate 5

- Fig. 1: Lower Liassic unstratified, varicolored micritic and skeletal limestones cut by neptunian dykes with Pliensbachian red crinoideal and micritic pelagic limestone infillings.
South Alpine Unit, Lombardian Basin, Arzo, Switzerland (photo: J. Haas).
- Fig. 2: Red radiolaritic cherty limestone of Rosso ad Aptici Mb. (Upper Oxfordian – Middle Tithonian, and overlying white coccolith limestones Maiolica Fm. (here Berriasian–Barremian).
South Alpine Unit, Lombardian Basin, Breggia Gorge, Morbio Superiore, Switzerland (photo: J. Haas).
- Fig. 3: Lower Jurassic Lithotis beds, and overlying thick, monotonous Middle Jurassic – Lower Cretaceous carbonate platform.
Central Bosnian Mt Unit, Mrtvica Canyon, Mrtvo Duboko locality, Maganik Mts (photo: Cs. Péro).
- Fig. 4: Upper Jurassic platform carbonates (East Bosnian – Durmitor Unit, Durmitor Subunit) overthrust on Maastrichtian limy Durmitor Flysch Formation (Central Bosnian Mt Unit).
Bobotov Kuk peak over Samar Pass, Durmitor Mts (photo: Cs. Péro).
- Fig. 5: Serpentinities of Mirdita ophiolites, Mirdita/Dinaridic Ophiolite Belt.
Gomsiqués Gorge, W of Korthpulë locality, Dukadzin Mts (photo: Cs. Péro).

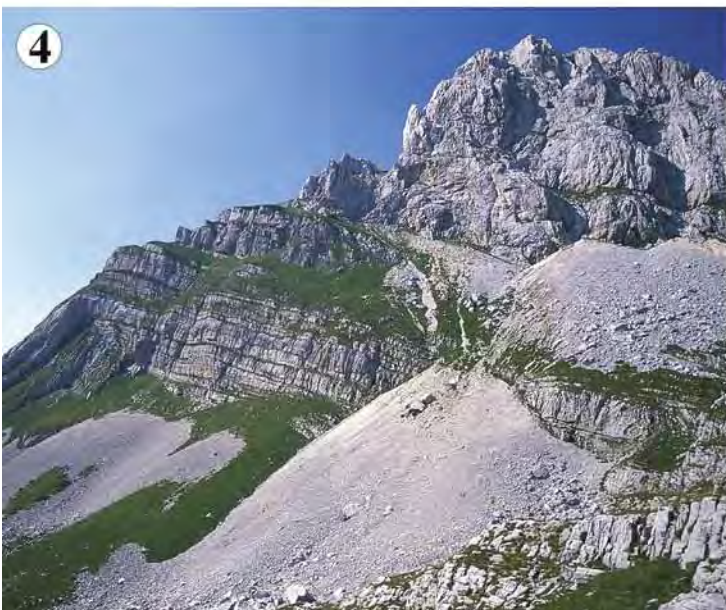
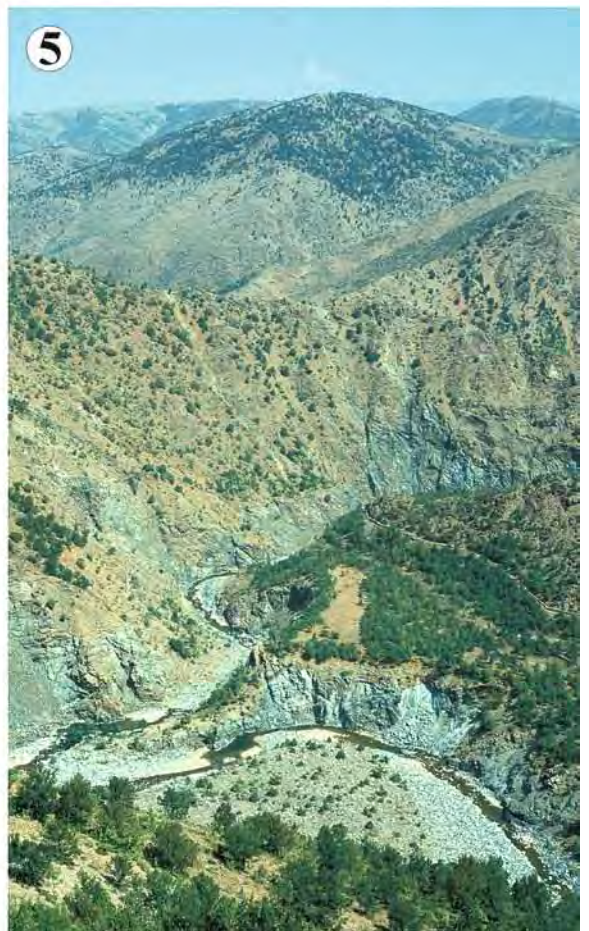
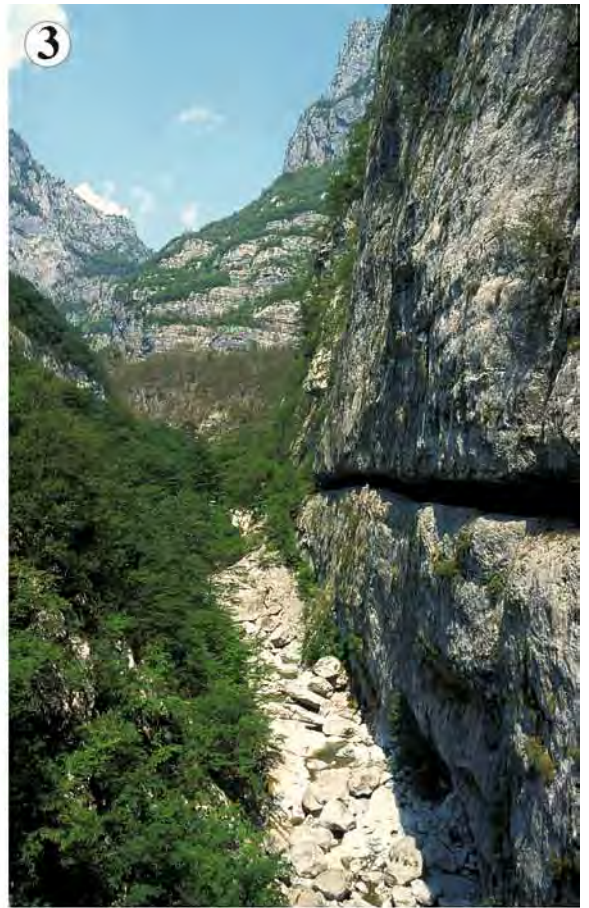
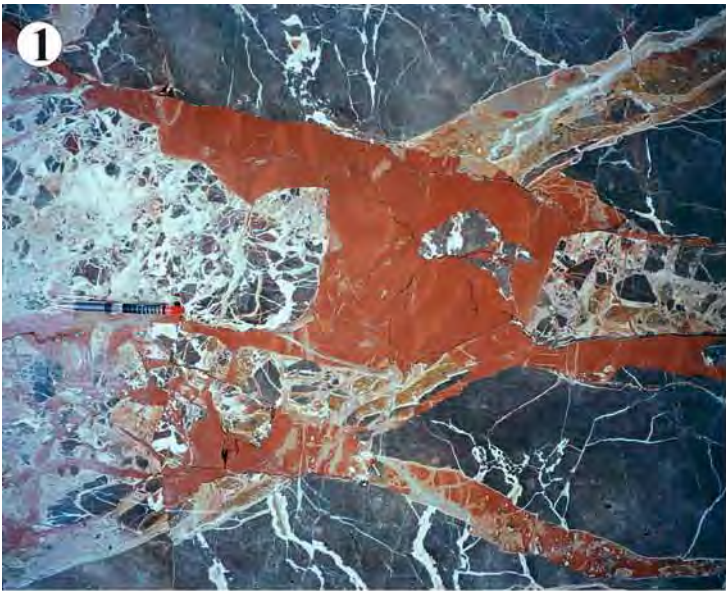


Plate 6

- Fig. 1: Deformed Middle – Upper Jurassic red, green and black platy cherts and radiolarites intercalated with few thin carbonate turbidite beds of shallow-water origin.
Dinaridic Ophiolite Belt, road Nova Varoš – Bistrica, Zlatar Mt (photo: Cs. Péro).
- Fig. 2: Coarse limestone olistostrome block resedimented in red Jurassic radiolaritic shales.
Dinaridic Ophiolite Belt, Bela Reka, Ljubiš, Zlatar Mt (photo: J. Haas).
- Fig. 3: Calciturbiditic lenses with coarse calcarenite and radiolarite detritus on the base of a channel in red Upper Doggerian – Malmian radiolarites and shales.
Dinaridic Ophiolite Belt, Kriš Gradac, Zlatar Mt (photo: J. Haas).
- Fig. 4: Debrite on the base of an ooidic calcarenite bed with limestone, volcanite and bioclastic clasts.
Dinaridic Ophiolite Belt, Stremenica, Zlatar Mt (photo: J. Haas).
- Fig. 5: Zlatibor ultramafic massif of the Dinaridic Ophiolite Belt.
Lherzolites, road Vode – Vodice, Zlatibor Mt (photo: S. Kovács).
- Fig. 6: Maljen ultramafic massif of the Vardar Zone Western Belt.
Serpentinized peridotites (left) over ophiolitic mélange (right) made of blocks of pillow lavas, cherts, rare limestones, etc. in silty-shaly matrix.
Road Kaona – Mionica, over Divčibare before Kraljevski Sto peak (photo: D. Milovanović).
-



Plate 7

- Fig. 1: Sheeted diabase dyke complex. Main Vardar Zone, Ždraljica locality, Kragujevac (photo: K. Šarić).
- Fig. 2: Basaltic pillow lavas in the olistostrome/mélange deposits of the Main Vardar Zone. Road Kuršumljija – Žuč (photo: K. Šarić).
- Fig. 3: Basaltic pillow lavas and dyke (in the left, with S. Karamata). Sheeted dyke complex in olistostrome/mélange deposits of the Main Vardar Zone, NW from Kuršumljija (photo: Cs. Péró).
- Fig. 4: Small nappe outlier of massive Stramberg-type limestone (Tithonian), with Ammonitico Rosso (Kimmeridgian) in the base (covered), overthrust to the top of the Bucovinian Wildflysch (Barremian – Lower Albian). Transylvanides, Hăghimaş Nappe, Mt. Piatra Singuratică, near Bălan locality, Hăghimaş Mts (photo: Cs. Péró).
- Fig. 5: Olistostrome/mélange deposits overlain by Upper Jurassic carbonate platform. Main Vardar Zone, Taorska klisura (Taor Gorge) near Vetersko locality (photo: Cs. Péró).
- Fig. 6: Burial stone from the Armenian Catholic churchyard in Gheorgheni. Upper Oxfordian – Middle Kimmeridgian Ammonitico Rosso from the base of the Hăghimaş Nappe, Transylvanides, Hăghimaş Mts (photo: Cs. Péró).



Plate 8

- Fig. 1: Outlier of massive Stramberg-like and Urgonian-like limestones. Transylvanides, Hăghimaş Nappe, in the area of the Lacu Roşu (Red Lake), Hăghimaş Mts (photo: S. Baciu).
- Fig. 2: Tholeiitic pillow basalt, Middle Jurassic. Transylvanides, South Apuseni, Techereu-Drocea Nappe, Zam locality, Quarry, Metaliferi Mts (photo: Cs. Péró).
- Fig. 3: Slightly overthrust Kimmeridgian–Tithonian Stramberg-type massive limestones over Oxfordian?–Kimmeridgian–Tithonian well-bedded turbiditic cherty limestones (in the middle) and Oxfordian island arc andesites (downside). Transylvanides, South Apuseni, Bedeleu Nappe, Râmeţi locality, Trascăului Mts (photo: Cs. Péró).
- Fig. 4: Channels (Upper Oxfordian?) filled with reef-detritus and volcanic gravels in the base of the Stramberg-type prograding reef (Kimmeridgian – Lower Tithonian). Transylvanides, South Apuseni, Bedeleu Nappe, E entrance of Turda Canyon near Turda locality, Trascăului Mts (photo: Cs. Péró).
- Fig. 5: Folded Oxfordian?–Kimmeridgian–Tithonian well-bedded turbiditic cherty limestones. Transylvanides, South Apuseni, Izvoarele Nappe, Râmeţi locality, E entrance of Râmeţi Canyon, Trascăului Mts (photo: Cs. Péró).
-

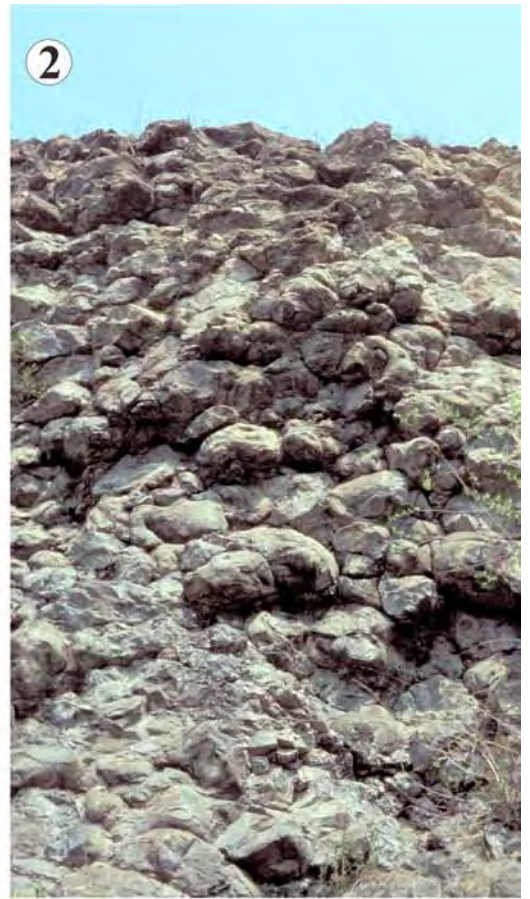


Plate 9

- Fig. 1: Oxfordian calc-alkaline island arc andesites with prograding ?Upper Oxfordian – Kimmeridgian – Lower Tithonian Stramberg-type massive reef limestones on the top.
Transylvanides, South Apuseni, Bedeleu Nappe, Piatra Secuiului over Rimetea locality, Trascăului Mts (photo: Cs. Péró).
- Fig. 2: Cyclic alternation of white arcose and black coaly clay beds in Hettangian Gresten-type sequence.
Mecsek Unit, Vasas open pit coal mine, Pécs-Vasas, Mecsek Mts (photo: J. Haas).
- Fig. 3: Spotted marl (“Fleckenmergel”), Upper Toarcian – Middle Bajocian, Mecsek Unit, Óbánya Valley, near Óbánya locality, Mecsek Mts (photo: Cs. Péró).
- Fig. 4: Highly condensed Callovian ammonitic bed, Villány Unit.
Templom Hill, Villány locality, Villány Hills (photo: J. Haas).
- Fig. 5: Red sandstone with refractory clay bed in the Gresten-type sandstone (Hettangian).
Bihor Unit, Dumbrăva Hill open pit mine, locality Șuncuiuș, Pădurea Craiului Mts (photo: Cs. Péró).



Plate 10

- Fig. 1: Coral reef in the Upper Jurassic Farcu Limestone bedrock in the open pit bauxite mine Rujetu Hill. Bihor Unit, locality Zece Hotare, Pădurea Craiului Mts (photo: Cs. Péro).
- Fig. 2: Neptunian dyke filled with red encrinitic limestones and marls (Aalenian) in the Dachstein reefal limestone. North Apuseni, Codru Nappe System, Coleşti Nappe, Coleşti locality, Vaşcău Plateau, Codru-Moma Mts (photo: Cs. Péro).
- Fig. 3: Coeval strained, redeposited limestone clasts in basaltic cinerites in the Upper Jurassic part of the within-plate mafic complex. Outer Dacides, Obnuj Scale of the Black Flysch Nappe, Repedea Valley near Repedea locality, Mt Fărcău, Maramureş Mts (photo: Cs. Péro).
- Fig. 4: Micritic Ammonitico Rosso-type sediments with encrinitic turbidites, with Gresten-type (celto-suab) brachiopod fauna. Moneasa Limestone (Upper Sinemurian – Pliensbachian), North Apuseni, Codru Nappe System, Finiş Nappe, Moneasa locality, Codru Mts (photo: Cs. Péro).



Plate 11

- Fig. 1: Basinal limestones (Upper Kimmeridgian – Neocomian) topped by Urgonian-like limestones (Barremian–Aptian). Lower Danubian Units, Cazanele Mari viewed from Ciucaru Mare Peak on Romanian side Danube Gorge (photo: C. Panaiotu).
- Fig. 2: Bedded radiolaritic cherts (Oxfordian–Kimmeridgian 1) in between “lower” (Callovian 2-3) and “upper” (Kimmeridgian 2 – Tithonian 2) Ammonitico Rosso from Sirinia zone. Upper Danubian Units, Munteana Hill, Danube Gorge, Almăj Mts (photo: Cs. Péró).
- Fig. 3: East vergent folded Jurassic sequence from Sirinia zone, Munteana facies (base: P3, top: Berriasian). Upper Danubian Units, Munteana Hill, Danube Gorge, Almăj Mts (photo: Cs. Péró).
- Fig. 4: Strongly folded calcareous turbidites of the Sinaia Flysch Formation (Tithonian – Lower Barremian). Outer Dacides, Ceahlău Nappe, Bicaz Valley at Bicaz-Chei locality, Ceahlău Mts (photo: Cs. Péró).
- Fig. 5: Slump in the Upper Kimmeridgian – Middle Tithonian Ammonitico Rosso/coarse-grained calciturbiditic limestones of Greben Formation. Upper Danubian Units, Poreč Unit, near Lepenski Vir locality, Danube Gorge (photo: Cs. Péró).

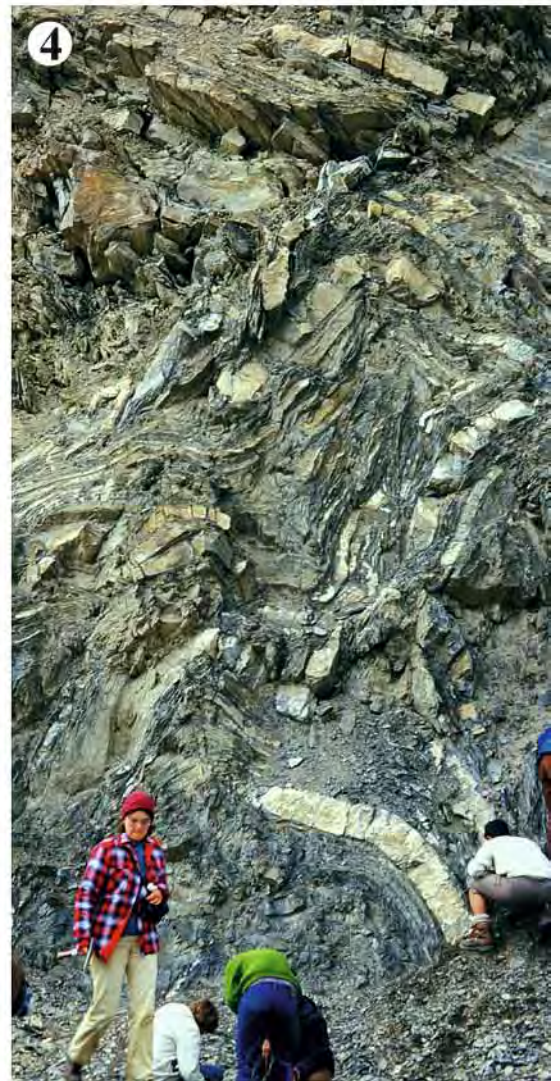


Plate 12

- Fig. 1: Upper Jurassic – lowermost Cretaceous carbonate platform in the eastern region of the Getic domain. Getic Nappe, Piatra Craiului Mts, western slope viewed from Păpușa Mt (photo: A. Munteanu).
- Fig. 2: Open pit coal mine in the Gresten-type deposits (Hettangian–Sinemurian). Getic Nappe, Resița-Moldova Nouă zone, Doman locality, Anina Mts (photo: Cs. Péró).
- Fig. 3: Well-bedded Middle Jurassic calcareous sandstones (encircled person as scale), followed by Upper Callovian – Oxfordian radiolarites (covered), topped by massive Kimmeridgian limestones. Getic Nappe, Strunga Pass, Bucegi Mts (photo: I. Lazăr).



**Sponges from the Upper Triassic (Norian–Rhaetian)
 Nayband Formation, Northeast Iran**

BABA SENOWBARI-DARYAN¹, KOOROSH RASHIDI², MOHAMMAD AMIRZADEH³, BEHNAM SABERZADEH³ & ARMIN TALEBI³

1 Text-Figure, 7 Plates

Nayband Formation
Stromatomorpha
Cheilosporites
Plagaspongia
Iranofungia
Lamellata
Sponge
Triassic
Iran

Contents

Zusammenfassung 355
 Abstract 355
 Introduction 356
 Localities 356
 Systematic Paleontology 356
 Acknowledgements 359
 Plates 360
 References 374

Schwämme aus der obertriassischen (Norium–Rhätium) Nayband-Formation, NE Iran

Zusammenfassung

Die corallinen Schwämme, einschließlich der polyphyletischen Gruppe der so genannten Spongiomorphiden, die früher den Hydrozoen zugeordnet waren, stellen Schwämme dar, die in den obertriassischen, besonders in den norisch-rhätischen Riffen im Iran ziemlich häufig auftreten. In dieser Arbeit werden zwei Taxa – *Plagaspongia lutensis* nov. gen., nov. sp. und *Iranofungia multiosculata* nov. gen., nov. sp. – aus der norisch-rhätischen Nayband-Formation im nordöstlichen Iran beschrieben. Das erste Taxon wird den Spongiomorphiden, das zweite den inozoiden Schwämmen zugeordnet. Zusätzlich werden *Stromatomorpha californica* SMITH (ein „lithistider“ Schwamm der Ordnung Orhocladina), ein der *St. Californica* ähnlicher Organismus, und *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER beschrieben. Alle Arten werden zum ersten Mal aus der obertriassischen Nayband-Formation des Iran beschrieben.

Abstract

Hypercalcified sponges including the polyphyletic group of so called Spongiomorphids, which were formerly classified as hydrozoans, commonly occur in Upper Triassic, especially Norian–Rhaetian reefs in Iran. In this paper two new sponge taxa – *Plagaspongia lutensis* nov. gen., nov. sp. and *Iranofungia multiosculata* nov. gen., nov. sp. – are described from the Norian–Rhaetian Nayband Formation of northeast Iran. The former is assigned to the Spongiomorphids, the latter to the inozoan sponges. In addition *Stromatomorpha californica* SMITH – a “lithistid” sponge (order Orhocladina), an organism similar to *Stromatomorpha californica* – and *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER are described. All species are reported for the first time from the Upper Triassic Nayband Formation of Iran.

1 BABA SENOWBARI-DARYAN: Geozentrum Nordbayern, Fachgruppe Paleoumwelt, Universität Erlangen-Nürnberg, Loewenichstraße 28, 91054 Erlangen, Germany. basendar@pal.uni-erlangen.de
 2 KOOROSH RASHIDI: Payame Noor University (PNU), Ardakan/Yazd, Iran. Koo.rashidi@gmail.com
 3 MOHAMMAD AMIRZADEH, BEHNAM SABERZADEH and ARMIN TALEBI: Azad University of Zarand/Kerman, Iran.

Introduction

FLÜGEL & SY (1959) gave some detailed descriptions of the Triassic Hydrozoans, including the spongiomorphids. Representatives of Upper Jurassic spongiomorphid-like organisms were previously discussed by LEINFELDER et al. (2005). Spongiomorphids of the Triassic and partly Lower Liassic are briefly discussed in this paper.

FRECH (1890: 68) for the first time described the family of Spongiomorphidae as Hexacorals and assigned the genera *Spongiomorpha* FRECH (1890) – with the two Subgenera *Heptastylopsis* and *Heptastylis* FRECH (1890) – and *Stromatomorpha* FRECH (1890) to the family Spongiomorphidae. The Spongiomorphids were placed to the Hydrozoans by KÜHN (1936). ALLOITEAU (1952) established the order Spongiomorphida and classed the family Spongiomorphidae with this order. According to TURNSEK (1968), the Spongiomorphids are an independent group of Cnidarians.

Based on new research the spongiomorphids represent a polyphyletic group of sponges. While the genus *Stromatomorpha* is definitely a demosponge (SENOWBARI-DARYAN & STANLEY, 2009), the systematic position of the other genera is still uncertain.

At first only those genera were assigned to the family Spongiomorphidae, which were established by FRECH (1890). VINASSA DE REGNY (1907) added the genus *Balatonia* to this family. LE MAITRE (1937: 12) added the subgenus *Cylicopsis* to the genus *Stromatomorpha* FRECH. LE MAITRE (1935: 27), HILL & WELLS (1956), FLÜGEL & SY (1959), and FLÜGEL (1969: 62) raised the subgenus state of *Heptastylis* to genus level. The genus *Lamellata*, described by FLÜGEL & SY (1959) should also be included in the family Spongiomorphidae FRECH.

Localities

The two sponges described in this paper derive from the southern area of the type section of the Nayband Formation, located at the southern flank of the Kuh-e Nayband (Text-Fig. 1). *Plagaspongia lutensis* nov. gen., nov. sp. derives from the Norian Bidestan member and was collected about 2 km west of Dig-e Rostam, a motorway service area about 10 km south of the town Naybandan. There is access with vehicle to this remote area. *Plagaspongia* was found in a biostromal carbonate bed reaching a thickness of 1.5–2 m (Pl. 1, Fig. A, arrow). This thick bed is completely full of such sponge specimens.

The location of *Iranofungia multiosculata* is approximately 10 km southwest of Dig-e Rostam. This site is accessible only by foot or motorcycle or on horseback. This sponge most probably derives from the Norian?–Rhaetian Howz-e Khan member of the Nayband Formation. *Iranofungia* was found in a small reef of about 2 m thickness with approximately 18 m lateral extension. It is associated with corals, sponges and other reef organisms.

The species *Stromatomorpha californica* SMITH and cf. *St. californica* derive from the third location, about 40 km south of Dig-e Rostam on the left side (200 m off the road) of the main road from Naybandan to Kerman (see Text-Fig. 1). The investigated material (7 rock-pieces, 11 thin sections) is deposited in the “Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München, Inventar-Nr.: 2010 XII – 2010 XII 18”.

Systematic Paleontology

?Class Demospongea SOLLAS, 1875 Order Spongiomorphida ALLOITEAU, 1952 Family Spongiomorphidae FRECH, 1890

Remarks: The systematic position of spongiomorphids is uncertain (FRECH, 1890: 68). The following genera were attributed to the Spongiomorphidae by FRECH: *Spongiomorpha* – with two subgenera *Heptastylopsis* and *Heptastylis* – and *Stromatomorpha*. The spongiomorphids were attributed to corals by FRECH and by some later authors (e.g., YABE & SUGIYAMA, 1931), hydrozoans (FLÜGEL, 1969, 1975; BOIKO, 1972, 1979) or sponges (e.g., *Stromatomorpha*; see SENOWBARI-DARYAN & STANLEY, 2009). Recently some Jurassic Spongiomorphids (e.g., *Spongiomorpha crassa* LE MAITRE 1935, *Heptastylopsis asiatica* LE MAITRE 1935, *Spongiomorpha globosa* FLÜGEL & HÖTZL 1966) were classified as corals (family Microsolenidae) by RONIEWICZ (2011).

As shown by SENOWBARI-DARYAN & STANLEY (2009) *Stromatomorpha* FRECH is definitely a demospongid sponge. Most probably all other Triassic genera described by FRECH (1890) and other authors represent demospongid sponges as well. Detailed investigations of Upper Triassic spongiomorphids, based on well preserved material, are urgently needed.

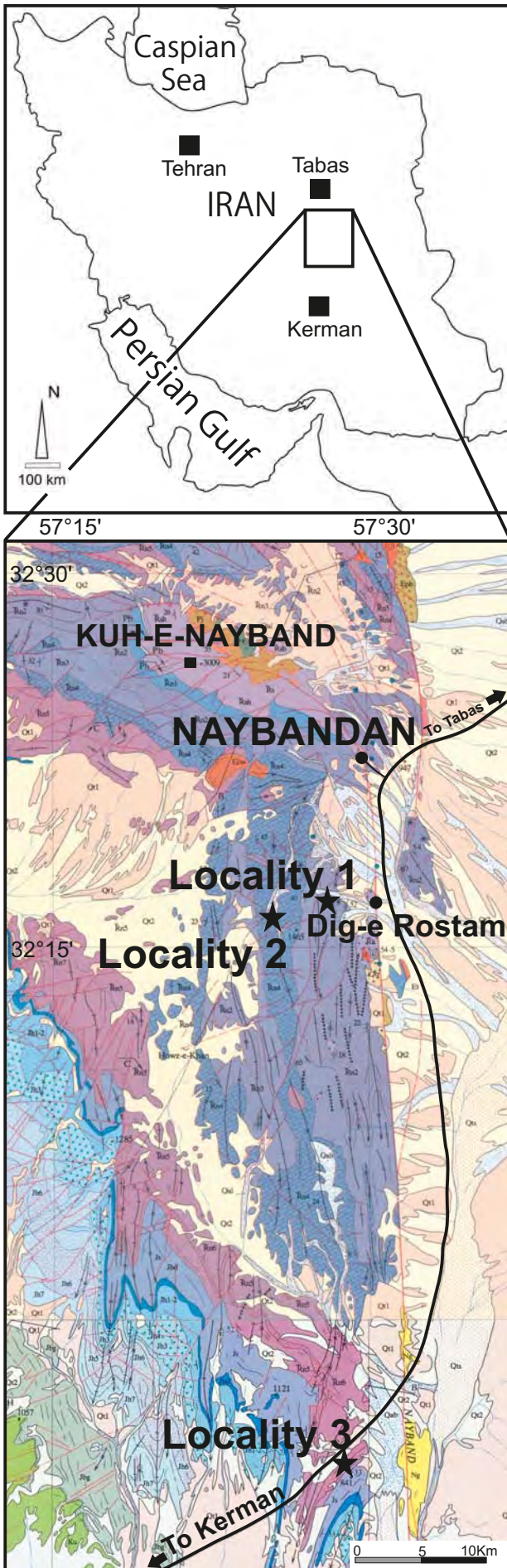
Genus *Plagaspongia* nov. gen.

Derivatio nominis: Named after plaga (Lat. = net) and sponge.

Diagnosis: Irregularly growing and multi-branched spongiomorphid sponge. The branches are mostly oriented perpendicular to each other, producing a coarse net-like structure. Individual branches are cylindrical or oval in cross section, while in longitudinal section they appear two-layered. Skeletal fibers in the axial region are oriented parallel and divergent (water-jet-like). On the periphery they are running vertically to the axis of branches.

Type species: *Plagaspongia lutensis* nov. sp.

Discussion: An assignment of this sponge to the group of inozoans or spongiomorphids is possible. Inozoan sponges similar to *Plagaspongia* are not known, neither from the Paleozoic nor from Mesozoic deposits. The different arrangement of skeletal fibers in the axial and peripheral regions of *Plagaspongia* is usual in specimens of spongiomorphid sponges. *Spongiomorpha stylifera* FRECH (1890) clearly shows this different orientation of skeletal elements in axial and peripheral areas. BOIKO (1970; see also BOIKO, 1979) described several species of genera *Pamiropora* or *Parastromatopora* from the Norian of the Pamir Mountains, which in cylindrical specimens clearly exhibit different arrangements of the skeletal fibers in the axial and peripheral regions. Spongiomorphids with such a distinct axial and peripheral differentiation of skeletal elements also commonly occur in the Norian–Rhaetian Nayband Formation, particularly in reefs north of Esfahan (unpublished material). Due to this characteristic feature, *Plagaspongia* is classified as a new genus to the Spongiomorphidae FRECH (1890).



***Plagaspongia lutensis* nov. sp.**

(Pl. 1, Fig. B; Pl. 2, Fig. A–B; Pl. 3, Fig. A–H)

Derivatio nominis: Named after the Lut desert, eastern area of the locality.

Holotype: Specimen illustrated in Pl. 1, Fig. B. All photographs indicated with NB1 in Pl. 3 are taken from the thin section made from the reverse side of the sample containing the holotype.

Paratypes: Pl. 2, Fig. A–B; Pl. 3, Fig. D–E, H.

Locus typicus: Nayband Formation near Dig-e Rostam (a motorway service area with a hot water spring), south of the town of Naybandan, about 225 km south of Tabas (see Text-Fig. 1, locality 1).

Stratum typicum: Bidestan member (Norian) of the Nayband Formation, Upper Triassic.

Diagnosis: Since only one species exists, the diagnosis of the species corresponds to that of the genus.

Material: Four rock samples full of the sponge. From each sample a large thin section (10x15 cm) was made.

Description: A thick carbonate bed within the Bidestan member (Norian) of the Nayband Formation contains so many specimens of this sponge that it is impossible to recognize or distinguish the individual “colonies”. Our samples are about 15x15 cm large and full of this sponge (Pl. 1, Fig. B; Pl. 2, Fig. A–B).

The net-like and multi-branched sponge is composed of numerous branches. The “main” branches are usually thicker than the “lateral” or “second” branches, which are usually arranged perpendicular to the “main” branches producing the net-like framework (Pl. 1, Fig. B; Pl. 2, Fig. A–B; Pl. 3, Fig. E). Individual branches are circular to oval in cross section. In longitudinal sections the “main” branches are straight, exhibiting a two-layered structure. The axial area is composed of up- and outward diverging (water-jet-like) skeletal fibers, while at the periphery the skeletal fibers are arranged vertically to the axis of branches, producing the layers (Pl. 3, Fig. A–B, E). The laterally arranged secondary branches are also two-layered (Pl. 3, Fig. D–F, H). The “upper” layer is composed of coarse skeletal fibers of 0.1 mm thickness, which are arranged vertically to the axis of branches. The width of the interspaces between the fibers is also about 0.1 mm. This layer is usually well preserved, because the interfiber spaces are filled with micritic sediment. On the other hand the skeletal fibers of the “lower” layer are poorly preserved, since the interspaces of skeletal fibers lack any micritic infilling. The arrangement of the skeletal fibers might be different in the two layers. The inhalant or exhalant canals as well as the spongo-coels or similar tubes are missing completely, while borings within the branches occur. Spicules are not known.

Occurrence: *Plagaspongia lutensis* nov. gen., nov. sp. was found in the Bidestan member (Norian) of the Nayband Formation at the type locality only (Text-Fig. 1). The carbonate bed indicated with an arrow in Pl. 1, Fig. 1 is completely composed of this sponge.

Text-Fig. 1.

Geological map of the area, south of the village Naybandan showing the sampling locations of the sponges described in this paper.

Locality 1: Type section of *Plagaspongia lutensis* nov. gen., nov. sp and *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER.

Locality 2: Location of *Iranofungia multiosculata* nov. gen., nov. sp.

Locality 3: Location of Stromatomorpha (Modified from KLUYVER et al., 1983).

Class Demospongea SOLLAS, 1875
Order Agelasida VERRILL, 1907
Family Virgolidae? TERMIER & TERMIER
(in TERMIER et al.), 1977

(nom. corr. by FINKS & RIGBY, 2004: 596)

Synonymy: See FINKS & RIGBY (2004: 596).

Genus *Iranofungia* nov. gen.

Derivatio nominis: From Iran and fungi (Lat. = mushroom). Named after the mushroom-like shape of the sponge.

Diagnosis: Mushroom-shaped sponge with several spongocoels running vertically. The spongocoels are arranged over the top of the sponge. Each spongocoel is composed of clusters of tubes producing a circular or polygonal pattern. Vertical sections exhibit layers of vertically and horizontally arranged skeletal fibers.

Type species: *Iranofungia multiosculata* nov. sp.

***Iranofungia multiosculata* nov. sp.**

(Pl. 4, Fig. A–C; Pl. 5, Fig. A–G)

Derivatio nominis: Multi (lat. = many) and osculum (lat. = small mouth), due to the abundance of osculi on the sponge top extending as spongocoels into the sponge interior.

Holotype: Plate 4, Fig. A–C; Pl. 5, Fig. A–C (all photographs are from the holotype).

Paratypes: Pl. 5, Fig. D–G.

Locus typicus: See locality 2 in Text-Fig. 1.

Stratum typicum: Most probably the Howz-e Khan member (Rhaetian) of the Nayband Formation.

Diagnosis: Mushroom-shaped sponge with numerous spongocoels ending in circular to polygonal clusters of osculi on the sponge top, which appear like coral corallites. In the axial region of the osculum-circle a pillar-like element occurs, resembling the columella of corals. Additionally, small circular to polygonal pores cover the top surface between the osculi. The sponge base is covered by a wrinkled dermal layer without openings. The internal structure is composed of skeletal elements arranged in layers.

Material: Four specimens in body preservation.

Description: The mushroom-shaped specimens of this sponge reach 80–100 mm in diameter on the top and up to 20–50 mm height. All specimens are wider than high. The base of the sponge is covered by a wavy wrinkled dermal layer without any pores or openings. The dermal layer reaches up to the top (Pl. 4, Fig. B). The top of the sponge is not smooth as it exhibits numerous circular to polygonal osculi in a moderately depressed area of about 7–8 mm in diameter (Pl. 4, Fig. 1; Pl. 5, Fig. 1). The space between the depressed areas (osculi) is moderately elevated. The circular depressed areas and the spaces between them are covered by numerous small pores of 0.3–0.5 mm in diameter (Pl. 4, Fig. A, C; Pl. 5, Fig. A). In cross section the pores of the depressed area are radially arranged showing the same dimensions like the pores in the area between them (Pl. 5, Fig. B). The polished slab of the longitudinal section from the peripheral part of the holotype shows horizontally arranged skeletal elements with a pillar-like structure between these elements (Pl. 5, Fig. C). The base of the

holotype is laterally broken, possibly revealing a budding of the specimen.

The paratype specimen illustrated in Pl. 5, Fig. D–G is well preserved. It was investigated in longitudinal and cross section on polished slab and thin section. The polished slab illustrated in Pl. 5, Fig. F shows several circular osculi composed of numerous radially arranged openings. Each osculum is bounded by a dark line. Spaces between the osculi are occupied by honey-comb-like skeletal fibers as shown in thin section illustrated in Pl. 5, Fig. G. The longitudinal section of the paratype distinctly exhibits the layered skeletal elements with converging tubes ending on the circular osculi at the sponge top (Pl. 4, Fig. D–E).

Occurrence: *Iranofungia multiosculata* nov. gen., nov. sp. was found solely in the type locality (see Text-Fig. 1, locality 2).

Class Demospongea SOLLAS, 1885
Subclass “Lithistida” SCHMIDT, 1870
Order Orchocladina RAUFF, 1895
Family Anthaspidellidae MILLER, 1889

Genus *Stromatomorpha* FRECH, 1890

(emend. SENOWBARI-DARYAN & STANLEY, 2009)

Type species: *Stromatomorpha styliifera* FRECH 1890.

***Stromatomorpha californica* SMITH, 1927**

(Pl. 6, Fig. A–E)

* 1927 *Stromatomorpha californica* n. sp. – SMITH, p. 134, Pl. 118, Fig. 4; Pl. 119, Fig. 1; Pl. 120.

2009 *Stromatomorpha californica* SMITH. – SENOWBARI-DARYAN & STANLEY, p. 788, Fig. 2–4, 7–9, 9.1–9.4, 10.1–10.4 (cum synonymy).

Material: Five specimens.

Description: Sheet-like skeletons of the Iranian specimens of *Stromatomorpha californica* reach 100 mm in height and 60 mm in width with thicknesses of usually less than 20 mm, but up to 30 mm. Under the microscope the regularly arranged horizontal-concentric layers (“trabeculae”) and vertically oriented elements (“pillars”) of *St. californica* giving the stocks a net-like structure (Pl. 6, Fig. B–D), are clearly recognizable. Heights of concentric layers measure between 0.4–0.6 mm, while the distance of vertical elements is 0.3–0.4 mm (Pl. 6, Fig. E). These measurements are moderately smaller than the data from North American specimens that are given by SENOWBARI-DARYAN & STANLEY (2009). Horizontal layers are strictly aligned, but vertical pillars are not arranged on lines. Due to re-crystallisation, the dendroclone spicules, described from the North American material by SENOWBARI-DARYAN & STANLEY (2009), are not recognizable in our material. Spicules are not known either from the material of the Alps, described as *St. rhaetica* by KÜHN (1942) and by later authors (for synonymy see SENOWBARI-DARYAN & STANLEY, 2009).

Remarks: Specimens of *Stromatomorpha californica* SMITH from North America described by SENOWBARI-DARYAN & STANLEY (2009) and from the Alps described by KÜHN (1942) and by other authors (ref. see SENOWBARI-DARYAN & STANLEY, 2009) are massive and hemispherical, while the specimens from Iran represent sheet-like forms.

The finely layered specimens of *Stromatomorpha californica* may be confused with *Lamellata wöhneri* FLÜGEL & SY (1959) in the field and in hand samples. The vertical elements in the skeleton of *St. californica*, which are well recognizable under the microscope distinctly differentiate this species from *L. wöhneri* devoid of vertical elements. The space between the laterally running layers in *L. wöhneri* is filled by a “spongy”-like fiber skeleton, not by pillars as in *St. californica*.

Occurrence: The geographic occurrence and stratigraphic range of *Stromatomorpha rhaetica* is given by SENOWBARI-DARYAN & STANLEY (2009). The species is described for the first time from the Norian–Rhaetian of the Nayband Formation in Iran. It was found only in locality 3 indicated in Text-Fig. 1.

cf. *Stromatomorpha californica* SMITH, 1927

(Pl. 7, Fig. A–E)

Material: Four specimens.

Description: Specimens of this species are poorly preserved. Their outer morphology resembles that of *St. californica* SMITH, being composed of wavy layers with the same thickness. The layers of this species are 0.2–0.4 mm thick, moderately smaller than in *St. californica* of about 0.4–0.6 mm thickness. There are, however, some differences, recognizable when using a hand lens. The net-like structure of *St. californica* is rather reticulate in this species. The distance of vertical elements (pillars) – if recognizable – is about 0.1–0.2 mm, in *St. californica* 0.3–0.4 mm.

Thin sections were made from three specimens. Internally all specimens exhibit the same structure of a rather reticulate fiber skeleton. The horizontal layers are more or less well recognizable, but the pillars are not distinctly developed. The specimens are associated with *St. californica*, described above.

Comparison: Similarities with *St. californica* and differences were mentioned under the description of the species. The fossil resembles *Lamellata wöhneri* described by FLÜGEL & SY (1959) from the Upper Triassic of the Alps. Another fossil, with an internally comparable structure is *St. tenuiramosa* described by BOIKO (1979) from the Norian of the Pamir Mountains. The growth pattern of the species from the Pamir Mountains is, however, very different compared with the Iranian species. We are not sure if this organism is identical with *Stromatomorpha californica* SMITH, *St. tenuiramosa* BOIKO or *Lamellata wöhneri* FLÜGEL & SY.

Occurrence: Both, *Stromatomorpha californica* SMITH and cf. *St. californica* were found in locality 3, indicated in Text-Fig. 1.

?Class Demospongea SOLLAS, 1875
?Order Agelasida VERRILL, 1907
Suborder Porata SEILACHER, 1962
Family Cheilosporitidae FISHER, 1962

Genus *Cheilosporites* WÄHNER, 1903

Type species: *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER, 1903.

***Cheilosporites tirolensis* WÄHNER, 1903**
(Pl. 7, Fig. F)

* 1903 *Cheilosporites tirolensis* nov. sp. – WÄHNER, p. 138, Fig. 2.

1980 *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER. – SENOWBARI-DARYAN, p. 230, Pl. 24, Fig. 1–4 (cum synonymy).

1981 *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER. – FLÜGEL, Fig. 11/A.

1981 *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER. – PILLER, Fig. 8/a.

1982 *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER. – WURM, Pl. 35, Fig. 2.

1986 *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER. – SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER, p. 230; Pl. 48, Fig. 7.

1989 *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER. – STANTON & FLÜGEL, Pl. 24, Fig. 14; Pl. 29, Fig. 7a; Pl. 37, Fig. 2; Pl. 45, Fig. 6.

1991 *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER. – BOIKO (in BOIKO et al., 1991), p. 136, Pl. 32, Fig. 1–3.

1996 *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER. – SENOWBARI-DARYAN et al., Pl. 19, Fig. 5; Pl. 20, Fig. 1–2, 4.

2004 *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER. – FINKS & RIGBY, p. 710, Fig. 711.

Material: Three specimens in one thin section only.

Description: The multi-chambered specimens of this fossil reach lengths of about 5 mm and diameters of 1.8 mm. The maximum known diameter of the species amounts to 7 mm (SENOWBARI-DARYAN, 1980). An axial canal of 0.4 mm is developed. A detailed description of the species is given out by FISCHER (1962) and SENOWBARI-DARYAN (1980).

Remarks: The systematic position of *Cheilosporites tirolensis* is uncertain. It was attributed to corallinean algae (WÄHNER, 1903), calcareous sponges (PIA, 1939), foraminifers (FISCHER, 1962), a problematic organism (HÄNTZSCHEL, 1975), and a sphinctozoan sponge (SENOWBARI-DARYAN, 1980). For detailed discussion of the systematic position of *Ch. tirolensis* see SENOWBARI-DARYAN (1980).

Occurrence and stratigraphic age: *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER is an index fossil of Norian–Rhaetian age. It is known from several localities in the Alps, Sicily, Greece, and the Pamir Mountains (compare synonymy list). The fossil is described here for the first time from the Rhaetian of the Nayband Formation in Iran.

Acknowledgements

The field work was done by the four last authors within the scope of master's theses of the three last authors being students of the “Islamic Azad University” of Zarand/Kerman. Limited financial support came from the “Sonderfonds für wissenschaftliche Arbeiten an der Universität Erlangen-

Nürnberg” to B. Senowbari-Daryan. We thank the ministry of protection environment in Teheran and Yazd, Mr. H. Akbari, for permission to work in the field. Thanks are addressed to S. Noé (Erlangen) for improvements of the English.

Plate 1

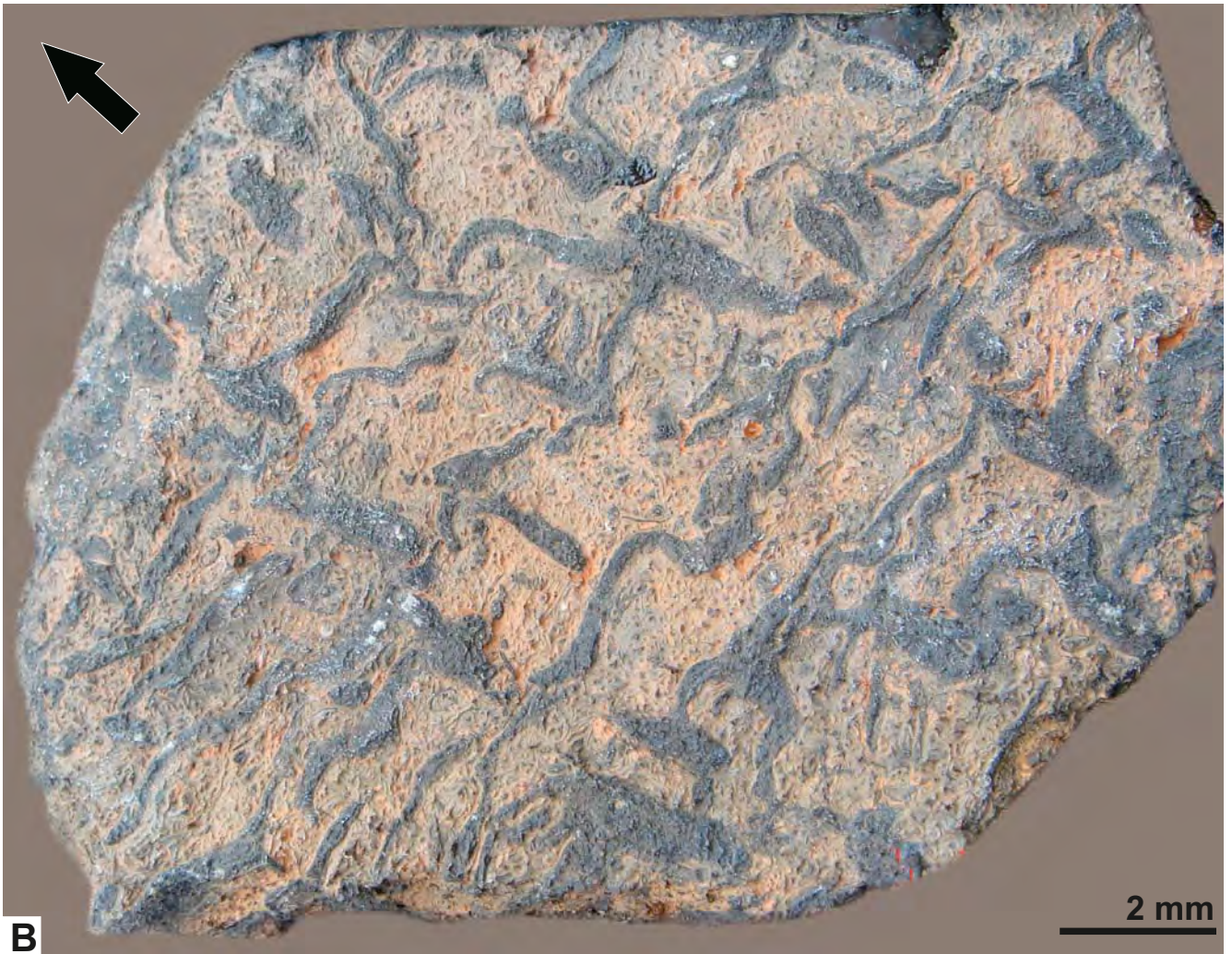
Fig. A: View of the Norian–Rhaetian Nayband Formation near Dig-e Rostam, south of the town of Naybandan with the thick carbonate bed (arrow) containing extremely abundant *Plagaspongia lutensis* nov. gen., nov. sp.

Fig. B: *Plagaspongia lutensis* nov. gen., nov. sp.

View of the holotype showing several “main” stems and numerous “lateral” branches on the naturally weathered rock surface. The arrow indicates the possible growth direction.



A



B

2 mm

Plate 2

- Fig. A–B: *Plagaspongia lutensis* nov. gen., nov. sp. from the Nayband Formation near Dig-e Rostam, south of the town of Naybandan. Scale in mm.
- Fig. A: View of numerous “main” and “lateral” branches on a naturally weathered rock surface. The vertical “main” stems are arranged parallel to each other, indicating the possible growth direction.
- Fig. B: Similar “colony” as Fig. A on the naturally weathered rock surface.

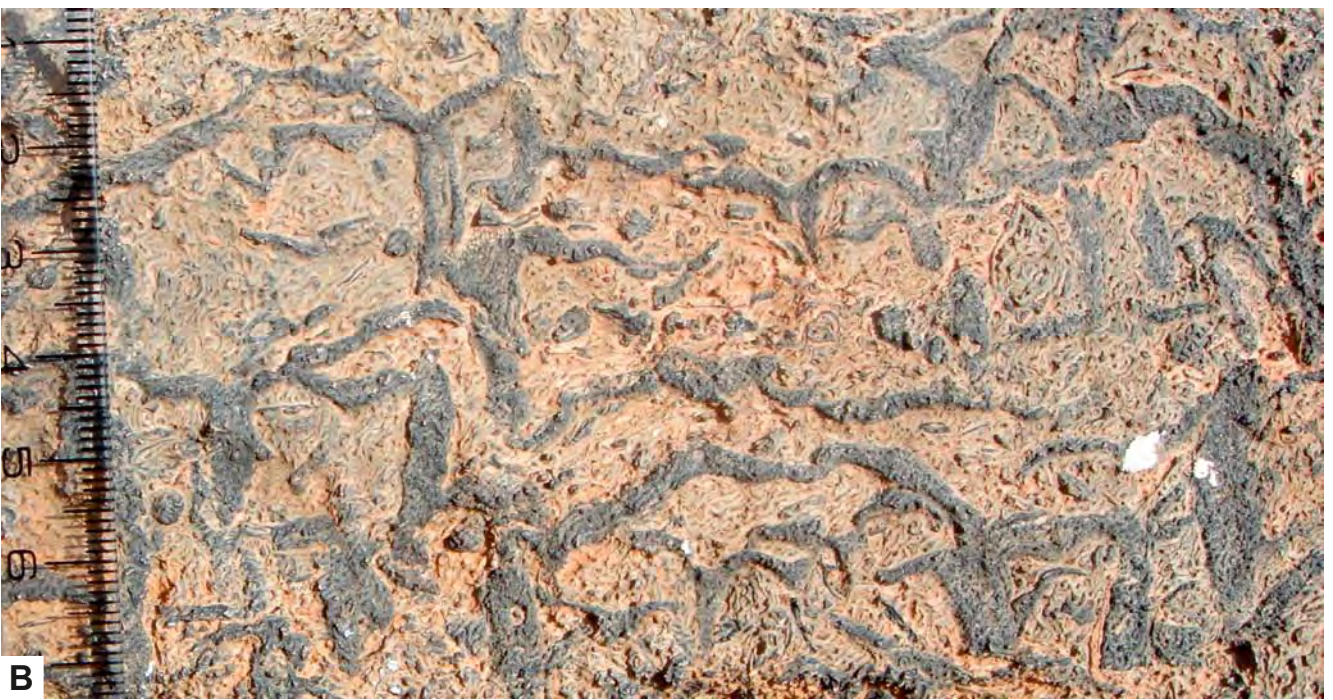


Plate 3

Fig. A–H: *Plagaspongia lutensis* nov. gen., nov. sp. from the Norian–Rhaetian Nayband Formation near Dig-e Rostam, south of the town of Naybandan.

All thin section photographs indicated as NB1 are from the backside of the holotype, illustrated in Pl. 1, Fig. B.

Scale in C, D and G is 1 mm, in all others 5 mm.

- Fig. A: Section through some branches showing the upward and outward (left in photograph) diverging skeletal fibers in the axial area of the “main” stem. Skeletal elements of the peripheral area appear darker. Thin section NB1.
- Fig. B: Similar section as Fig. A distinctly showing the up- and outward diverging skeletal elements in the axial area and vertically arranged skeletal elements on the periphery of the branch. Thin section NB1.
- Fig. C: Colonisation of a sponge branch by a solenoporacean (S) which itself is overgrown by the sponge. Thin section NB1.
- Fig. D: The close-up view of Fig. E (rectangle) shows a two-layered lateral branch. In the upper layer the skeletal fibers are arranged vertically to the axis of the branch, in the lower part they are reticulate without any orientation of the skeletal fibers. Thin section NB2.
- Fig. E: Section through the “main” stem and two “lateral” branches. In the axial area of the “main” stem the skeletal fibers are arranged up- and outward (water-jet-like), while on the periphery (darker area) they are arranged vertically to the axis of the stem. Both lateral branches show two layers, recognizable by the orientation of the skeletal fibers (for magnification see Fig. D). Thin section NB2.
- Fig. F: Section through several branches clearly showing the two-layered skeletal fibers. Thin section NB1.
- Fig. G: A saw-like ripped bivalve shell (bottom in photograph) serves as substrate for the sponge. Thin section NB1.
- Fig. H: Section through a curved branch showing the two-layered skeletal fibers recognizable by different contrast in photograph. Thin section NB3.
-

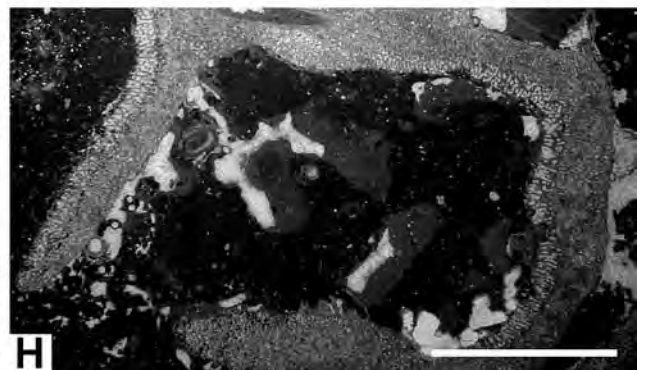
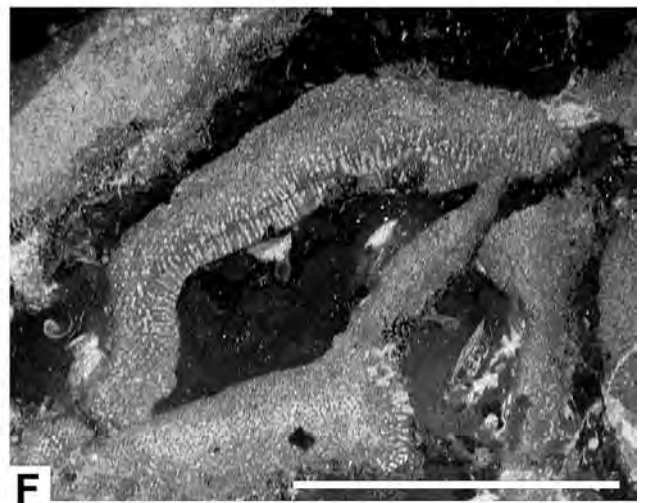
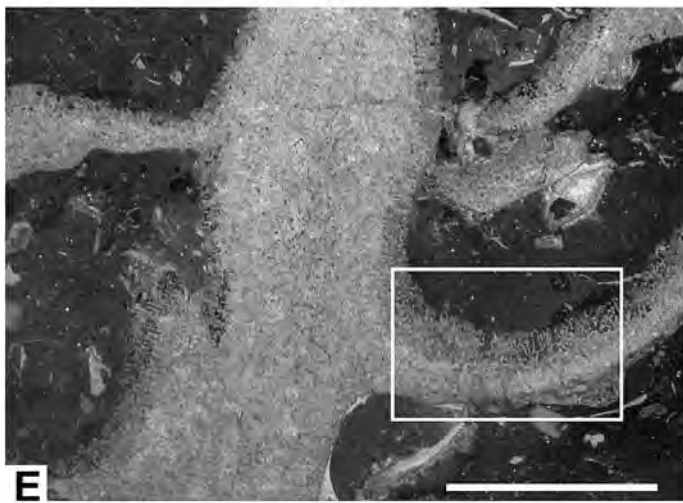
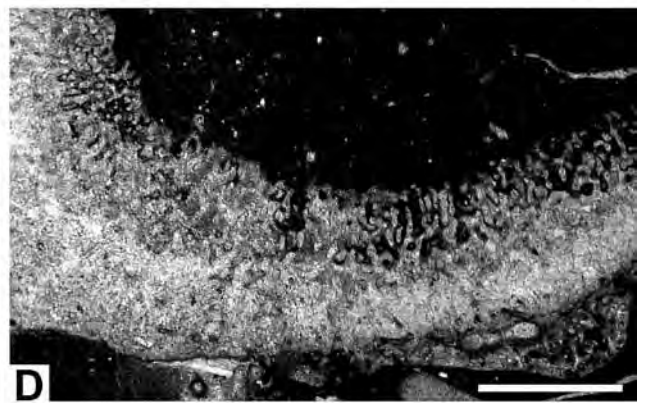
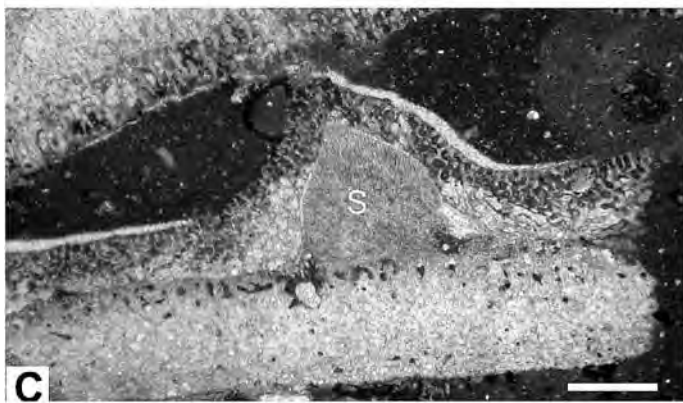
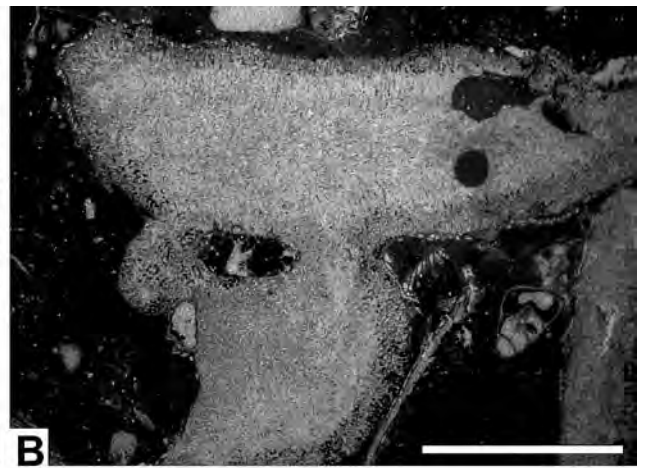
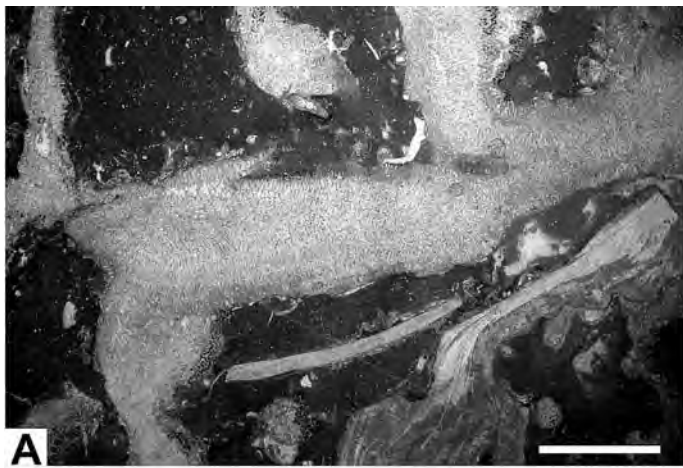
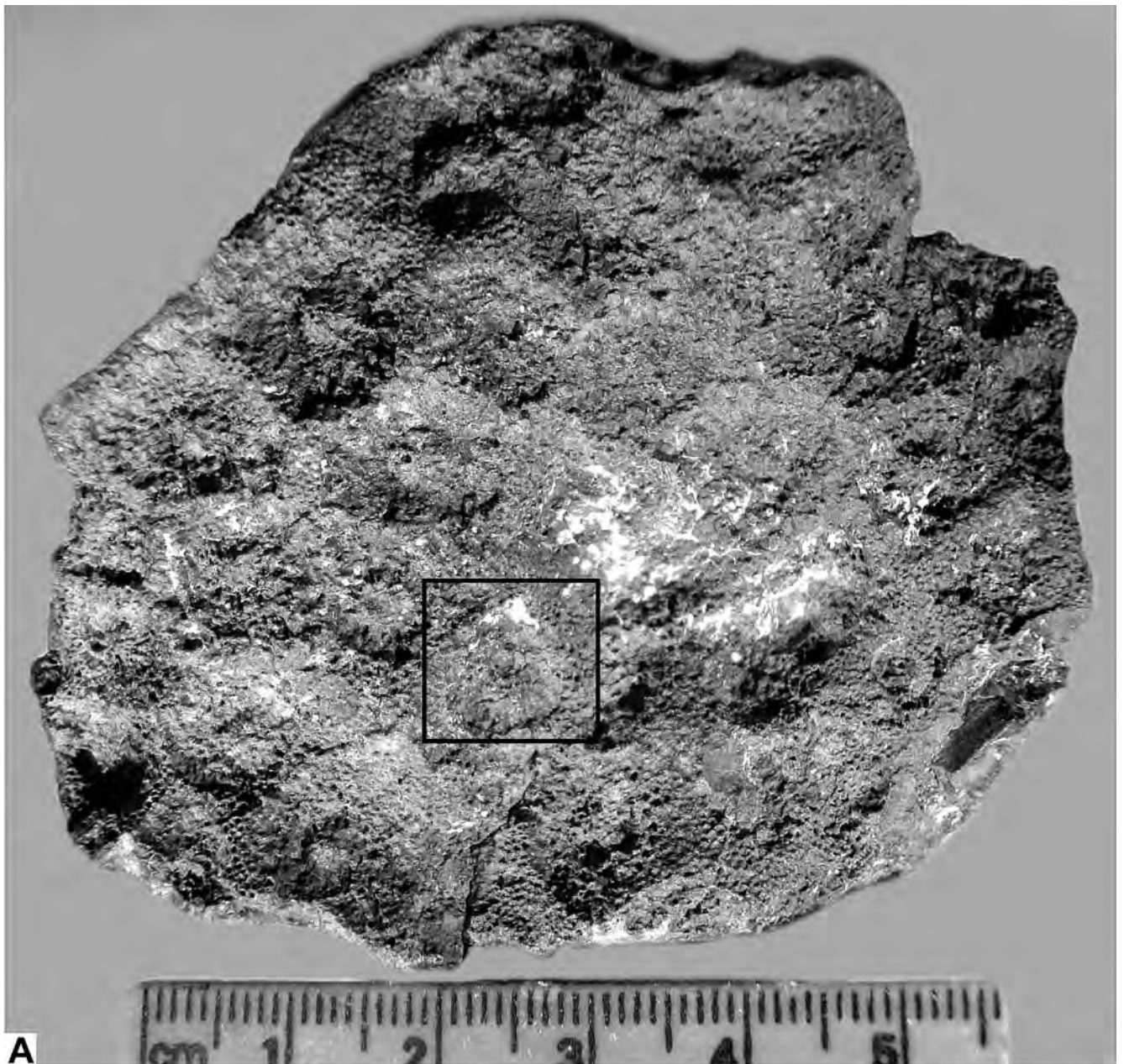
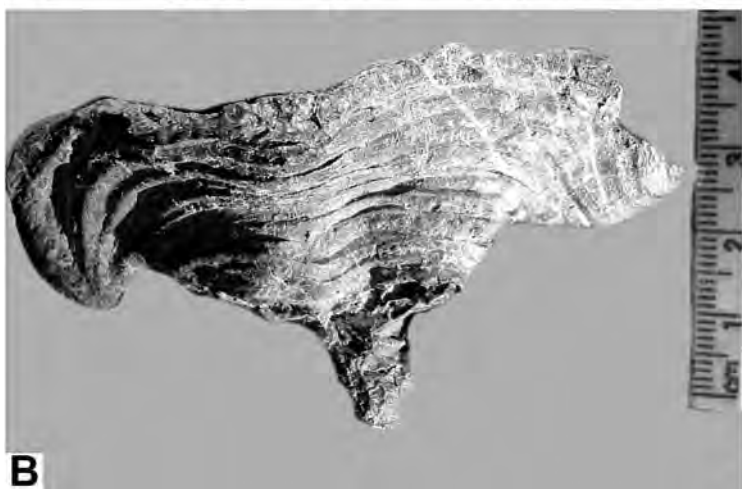


Plate 4

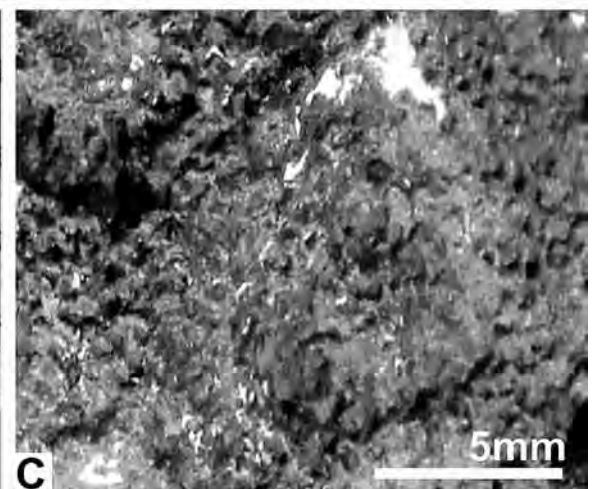
- Fig. A–C: *Iranofungia multiosculata* nov. gen., nov. sp., most probably from the Howz-e Khan member (Rhaetian) of the Nayband Formation near Dig-e Rostam.
Scale in Fig. A–B in mm, in C 5 mm.
- Fig. A: Holotype.
View of the sponge top showing numerous depressed areas appearing like corals. The top surface is covered by numerous evenly distributed circular to polygonal pores (for magnification see Fig. C).
- Fig. B: Holotype.
The side view shows the wavy wrinkled dermal layer and the acute base of the sponge.
- Fig. C: The close-up view of the holotype (see rectangle in Fig. A) shows a depressed circle with numerous pores on the sponge top.



A



B



C

Plate 5

- Fig. A–G: *Iranofungia multiosculata* nov. gen., nov. sp., most probably from the Howz-e Khan member (Rhaetian) of the Nayband Formation near Dig-e Rostam. Fig. A–C: From the holotype illustrated in Pl. 4, Fig. A–B. Scale in all Figs. 10 mm.
- Fig. A: Magnification of Fig. A in Pl. 4 (holotype) showing numerous circular depressed areas (osculi) and their interspaces. The sponge surface is covered with numerous circular to polygonal pores.
- Fig. B: Holotype. The polished slab oriented parallel to the top shows three depressed areas with radially arranged pores at the periphery.
- Fig. C: Section perpendicular to the top of the holotype showing horizontally oriented skeletal elements with pillar-like vertical elements in between.
- Fig. D: The longitudinal section from the paratype, illustrated in Fig. F exhibits several layers of horizontally arranged skeletal fibers (for magnification see Fig. E).
- Fig. E: Magnification of Fig. D clearly showing the skeletal layers and the fiber skeleton. The upper part (arrow) exhibits several converging tubes ending in the osculum on the sponge top.
- Fig. F: Section (polished slab) parallel to the sponge top showing several circular osculi and numerous pores in between. The dark appearing centers of the osculi correspond to the columella-like elevated area (compare Fig. A).
- Fig. G: Thin section photograph parallel to Fig. F showing some osculi with fiber skeletal elements in between.

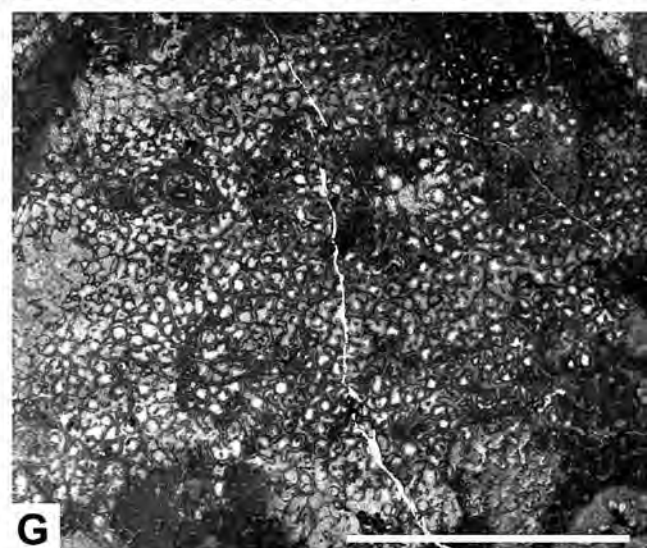
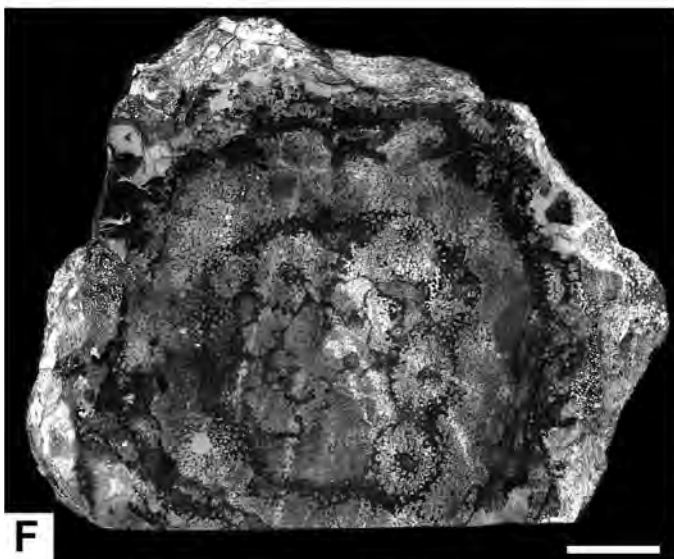
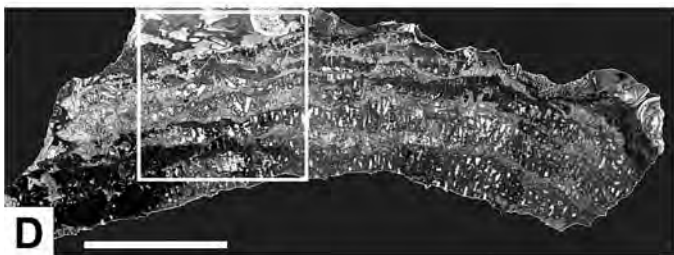
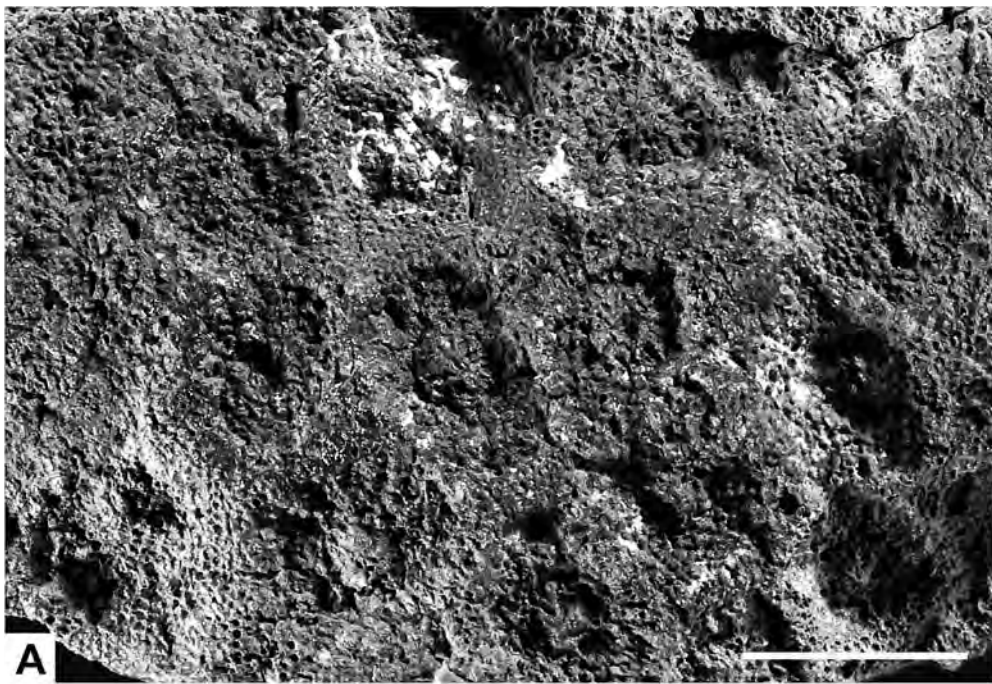


Plate 6

- Fig. A–E: *Stromatomorpha californica* SMITH, most probably from the Howz-e Khan member (Rhaetian) of the Nayband Formation near Dig-e Rostam.
Scale in A, C and E 20 mm, in B and D 2 mm.
- Fig. A: Longitudinal section parallel to the sheet of the specimen illustrated in Fig. E, showing the wavy horizontal layers, while vertical layers are not recognizable (for magnification see Fig. B).
- Fig. B: The magnification of Fig. A (rectangle) clearly shows the horizontal layers and the vertically running pillars. The dendroclone spicules are not preserved because of re-crystallisation. The sponge grows on another sponge (right in photograph).
- Fig. C: Section perpendicular to the sheet of the specimen illustrated in Fig. E (left side on photograph). Note the horizontal and vertical layers appearing as producing a lattice (for magnification see Fig. D).
- Fig. D: The close-up of Fig. C shows the horizontal layers (running vertically in the photograph) and the pillars (horizontally running elements in photograph).
- Fig. E: View of the surface of a naturally weathered sheet-like specimen showing the wavy layers. For internal structure of the specimen see Figs. A–D.
-

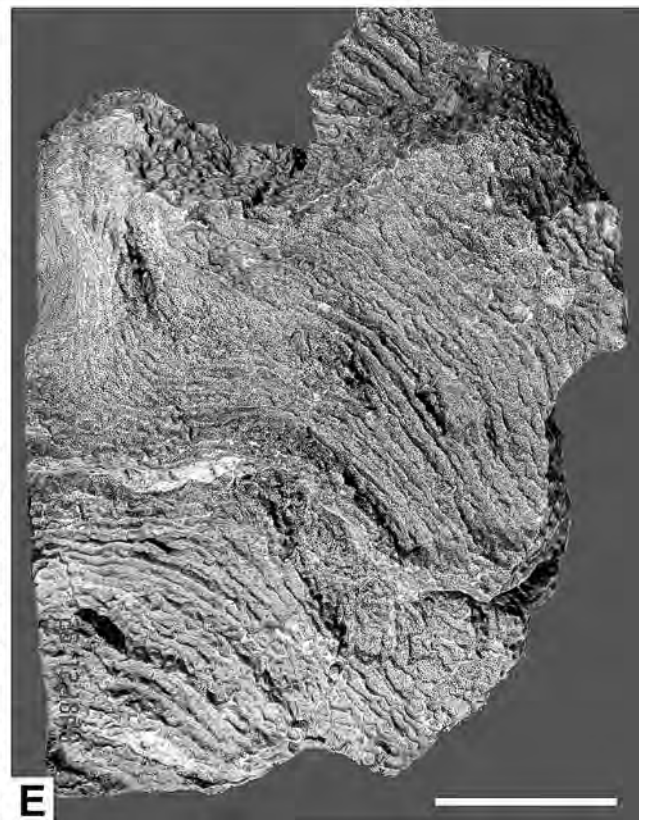
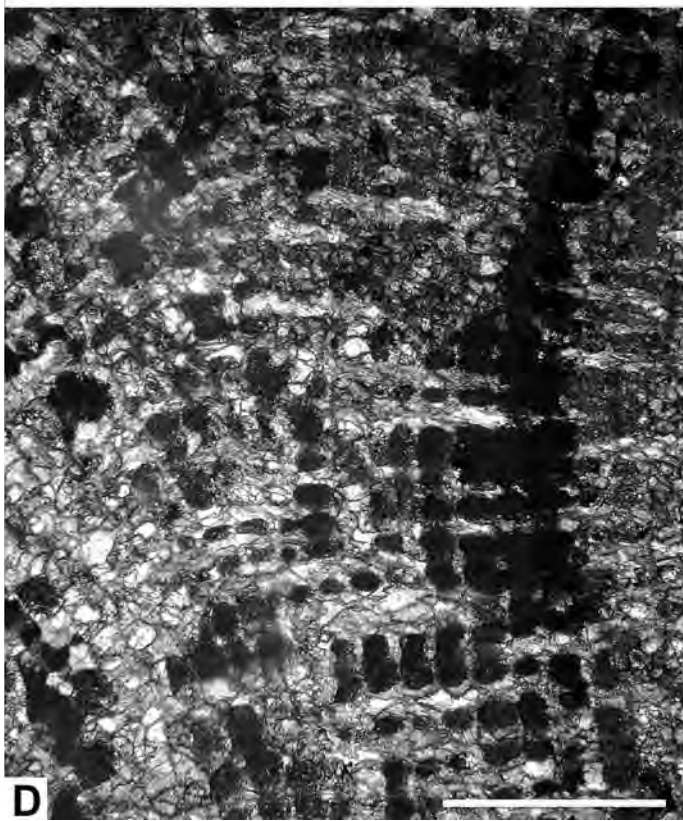
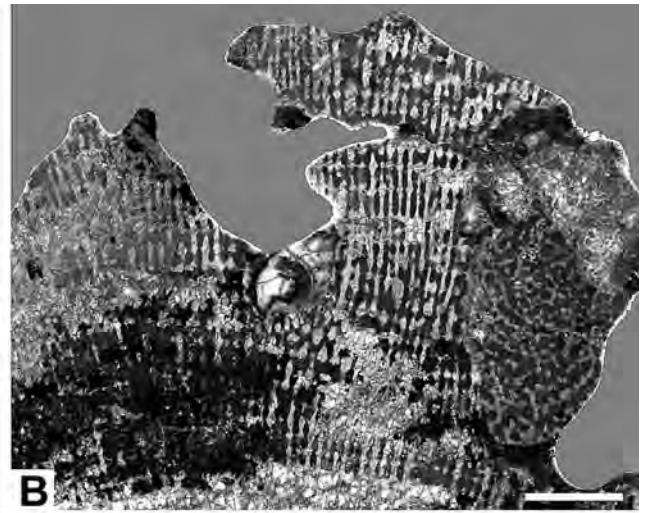
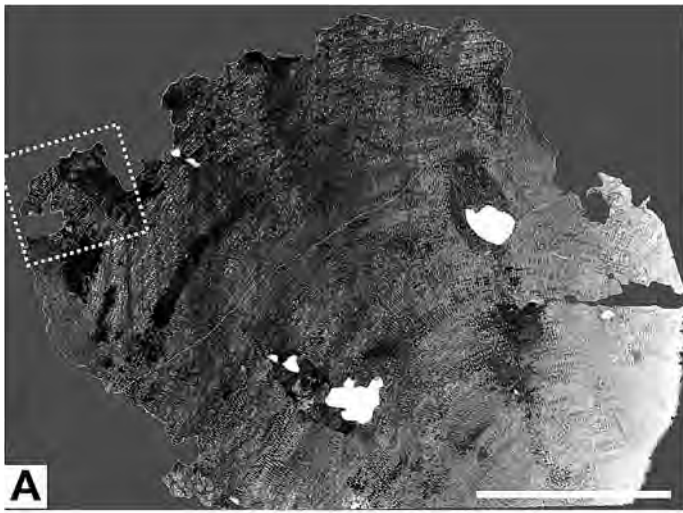
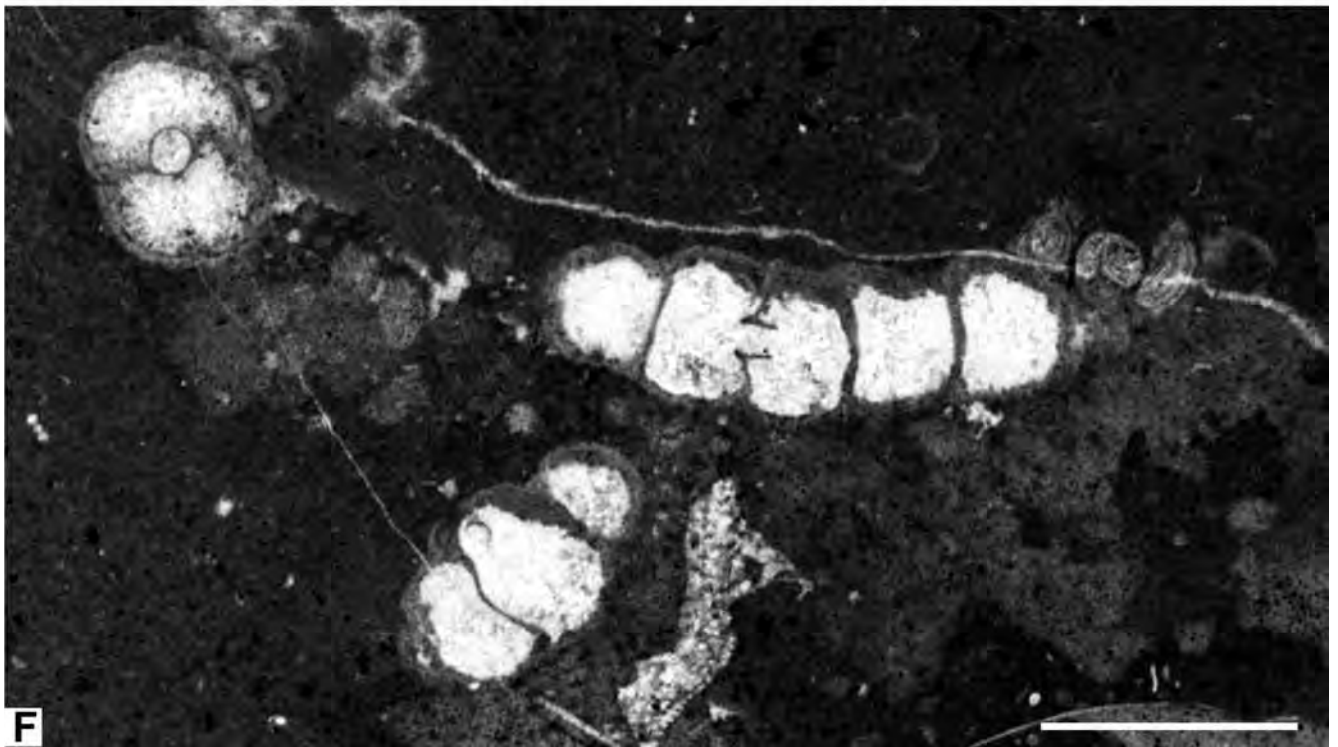
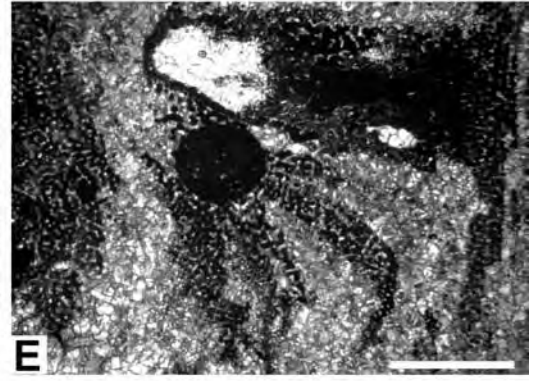
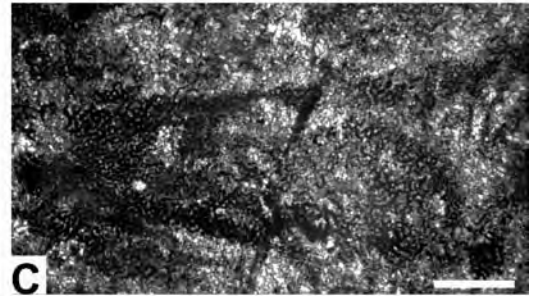
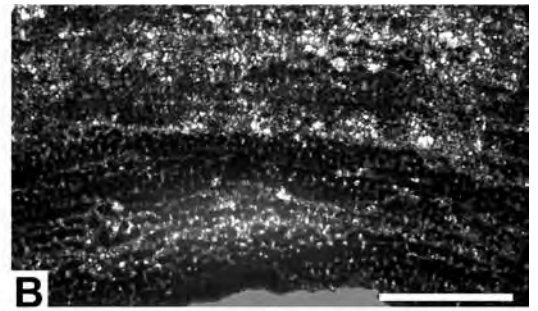
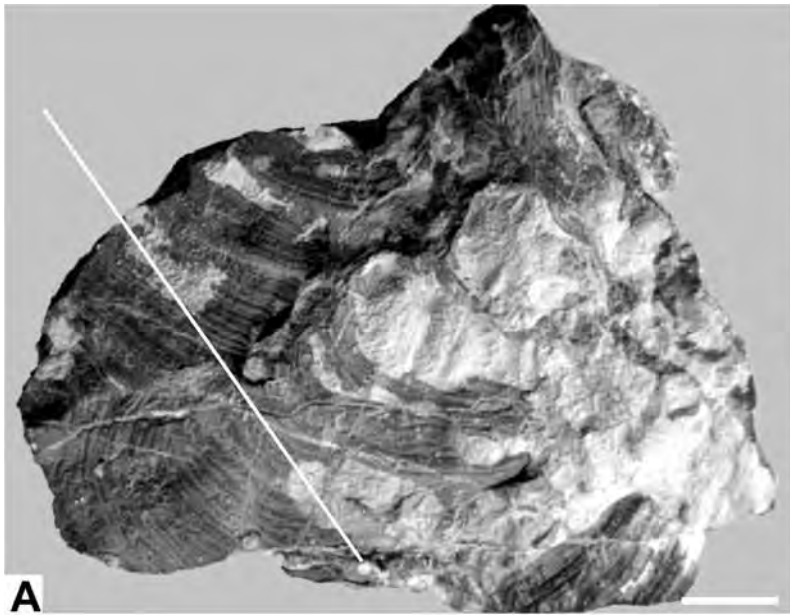


Plate 7

- Fig. A–D: *cf. Stromatomorpha californica* SMITH, most probably from the Howz-e Khan (Rhaetian) member of the Nayband Formation near Dig-e Rostam.
Scale in A and D 10 mm, in B, C and D 2 mm.
- Fig. A: View of the surface of a naturally weathered sheet-like specimen showing the finely laminated horizontal layers. The specimen was cut later along the white line (see photograph) and thin sections were made (see Fig. D).
- Fig. B: Magnification of a thin section oriented perpendicular to the sheet of a relatively well preserved specimen showing the skeletal elements.
- Fig. C: Magnification of a thin section oriented parallel to the sheet of a relatively well preserved specimen showing the reticulate skeletal elements.
- Fig. D: Section along the line in Fig. A, oriented perpendicular to the sheet showing the horizontal layers. Vertical elements are indistinct.
- Fig. E: Magnification of a thin section oriented parallel to the sheet of the same specimen as in Fig. C. Note the reticulate skeletal fibers. The dark circle in the center represents a boring.
- Fig. F: *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER.
Differently oriented sections through three specimens. Two specimens show the axial siphon.
-



References

- ALLOITEAU, J. (1952): Classe des Hydrozoaires. – In: PIVETEAU, J. (Ed): *Traité de Paléontologie* 1. – 377–398.
- BOIKO, E.V. (1970): Tri novykh roda pürozdnetriasovykh stromatoporpodei yugovostochnoho pamira. – *Paleont. Zhurn.*, **1970**, 4, 46–51.
- BOIKO, E.V. (1972): Pozdentriasovye spongiomorfidy (Hydrozoa) yugovostochnoho pamira. – *Paleont. Zhurn.*, **1972**, 2, 20–25.
- BOIKO, E.V. (1979): Pozdnetriasovie Hydrozoa Jugo-Vostocuoogo Pamira. – *Donit*, 113 p., Dushanbe.
- BOIKO, E.V., BELYAEVA, G.V. & ZHURAVLEVA, I.T. (1991): Sfinktozoa fanerozoia territorii SSSR (Phanerozoic sphinctozoans from the Territory of the USSR). – 223 p., Moskow (Nauka).
- FINKS, R.M. & RIGBY, J.K. (2004): Hypercalcified sponges. – In: KAESLER, R.L. (Ed): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part E, Porifera (revised), vol. 3. – 585–764, Geol. Soc. Amer. and Univ. of Kansas, Boulder, Kansas.
- FISCHER, A.G. (1962): Fossilien aus Riffkomplexen der alpinen Trias: *Cheilosporites* WÄHNER, eine Foraminifere? – *Paläont. Z.*, **36**, 1/2, 118–124.
- FLÜGEL, E. (1969): *Catalogus Fossilium Austriae*. Ein systematisches Verzeichnis aller auf österreichischem Gebiet festgestellten Fossilien. Heft IVb. Hydrozoa. – 74 S., Wien – New York (Springer-Verlag).
- FLÜGEL, E. (1975): Fossile Hydrozoen – Kenntnisstand und Probleme. – *Paläont. Z.*, **49**, 4, 369–406.
- FLÜGEL, E. (1981): Paleocology and facies of Upper Triassic reefs in the Northern Calcareous Alps. – In: TOOMEY, D.F. (Ed): *European fossil reef models*. – SEPM Spec. Publ., **30**, 291–359.
- FLÜGEL, E. & HÖTZL, H. (1966): Hydrozoen aus Ober-Jura der Hesperischen Ketten (Ost Spanien). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **124**, 2, 103–117.
- FLÜGEL, E. & SY, E. (1959): Die Hydrozoen der Trias. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **109**, 1, 1–108.
- FRECH, F. (1890): Die Korallenfauna der Trias. I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz. – *Palaeontographica*, **37**, 1–116.
- HÄNTZSCHEL, W. (1975): *Miscellanea* 1. – In: MOORE, R.C. (Ed): *Treatise Invertebr. Paleont.*, Part W. – 269 p., Lawrence.
- HILL, D. & WELLS, J.W. (1956): Hydroida and Spongiomorpha. – In: MOORE, R.C. (Ed): *Treatise on Invertebr. Paleont.*, Part F. Coelenterata. – p. F81, Lawrence (Geol. Soc. Amer. and Univer. Kansas Press).
- KLUYVER, H.H., TRRUL, R., CHANCE, P.N., JOHNS, G.W. & MEIXNER, H.M. (1983): Explanatory text of the Naybandan Quadrangle Map 1:250.000. – *Geol. Surv. of Iran, Geol. Quadrangle J8*, 143 p., 1 map, Tehran.
- KÜHN, O. (1936): Die Anthozoen, Hydrozoen, Tabulaten und Bryozoen der Trias von Brasov (Kronstadt). – *Anuarul Inst. Geol. Romanie*, **17**, 109–132.
- KÜHN, O. (1942): Zur Kenntnis des Rhät von Vorarlberg. – *Mitt. alpenländischen geol. Vereinigung (Geol. Ges. Wien)*, **33**, 111–157.
- LEINFELDER, R.R., SCHLAGINTWEIT, F., WERNER, W., EBLI, O., NOSE, M., SCHMID, D.U. & HUGHES, G.W. (2005): Significance of Stromatopoids in Jurassic reefs and Carbonate platform – Concepts and implications. – *Facies*, **51**, 299–337.
- LE MAITRE, D. (1935): Description des Spongiomorphides et des Algues du Lias Marocain. – *Notes et Mémoires du Service des Mines du Maroc*, **34**, 18–58.
- LE MAITRE, D. (1937): Nouvelles Recherches sur les Spongiomorphides et les Algues du Lias et de l'Oolithe inférieure. – *Notes et Mémoires Études Paléontologiques sur le Lias du Maroc*, **43**, 4–25.
- MILLER, S.A. (1889): Class Porifera. – In: MILLER, S.A. (Ed): *North American Geology and Palaeontology*. – Self publishing, 152–167, Cincinnati.
- PIA, J. (1939): Sammelbericht über fossile Algen: Solenoporaceae 1930 bis 1918, mit Nachträgen aus früheren Jahren. – *Zentralbl. Miner. Geol. Paläont.*, **193**, III, 731–760.
- PILLER, W.E. (1981): The Steinplatte reef complex, part of an Upper Triassic carbonate platform near Salzburg, Austria. – In: TOOMEY, D.F. (Ed): *European fossil reef models*. – SEPM Spec. Publ., **30**, 261–290.
- RAUFF, H. (1895): *Paleospongiologie*. Zweiter Theil, Fortsetzung. *Spongien des Silurs*. – *Palaeontographica*, **43**, 223–272.
- RONIEWICZ, E. (2011): Early Norian (Triassic) corals from the Northern Calcareous Alps, Austria and the Intra-Norian faunal turnover. – *Acta Palaeontologica Polonica*, **56/2**, 401–428. <http://dx.doi.org/10.4202/app.2009.0092>
- SCHMIDT, O. (1870): *Grundzüge einer Spongien-Fauna des atlantischen Gebietes*. – 88 p., Jena – Leipzig.
- SEILACHER, A. (1962): Die Sphinctozoa, eine Gruppe fossiler Kalkschwämme. – *Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abh. math.-naturwiss. Kl.*, **1961/10**, 720–790, Mainz.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1980): *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER – Systematische Stellung und fazielle Bedeutung. – *Facies*, **2**, 229–240.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & SCHÄFER, P. (1986): Sphinctozoen (Kalkschwämme) aus den norischen Riffen von Sizilien. – *Facies*, **14**, 235–284.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & STANLEY, G.D. (2009): Taxonomic affinities and Paleogeography of *Stromatomorpha californica* SMITH, a distinctive Upper Triassic reef-adapted Demosponge. – *J. Paleont.*, **83**, 5, 783–793.
- SENOWBARI-DARYAN, B., MATARANGAS, D. & VARTIS-MATARANGAS, M. (1996): Norian-Rhaetian Reefs in Argolis Peninsula, Greece. – *Facies*, **34**, 77–82.
- SMITH, J.P. (1927): Upper Triassic marine invertebrate fauna of North America. – *U.S. Geol. Surv. Professional Paper*, **141**, 1–262.
- SOLLAS, W.J. (1875): Sponges. – In: *Encyclopedia Britannica*. – 9th edition, p. 451, London.
- SOLLAS, W.J. (1885): A classification of the sponges. – *Annals Natural History (ser. 5)*, **16**, 395.
- STANTON, R.J.Jr. & FLÜGEL, E. (1989): Problems with Reef Models: The Late Triassic Steinplatte “Reef” (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – *Facies*, **20**, 1–138.
- TERMIER, H., TERMIER, G. & VACHARD, D. (1977): *Monographie paléontologique des affleurements permians du Djebel Tebaga (Sud Tunisie)*. – *Palaeontographica (Abt. A)*, **156**, 1–3, 1–109.
- TURNSEK, D. (1968): Hidrozoji in Korale iz Jurskih in Krednih skladov v Juznozahodni Jugoslaviji (Some Hydrozoan and Corals from Jurassic and Cretaceous Strata of Southwestern Yugoslavia). – *Slov. Akad. Znanosti Umetnosti, IV, Razparave*, **11**, 9, 351–376.
- VERRILL, A.E. (1907): Porifera of the Bermuda Islands. – *Transaction Acad. Arts Sci.*, **12**, 330–344, New Haven, Connecticut.
- VINASSA DE REGNY, P. (1907): Neue Schwämme, Bryozoen und Hydrozoen aus dem Bakony. – *Result. Wiss. Erforsch. Balatonsee*, **1**, 3, 1–17.
- WÄHNER, F. (1903): Das Sonnwendgebirge im Unterinntal, ein Typus eines alpinen Gebirgsbaues. – 356 p., 1 map, Leipzig – Wien.
- WURM, D. (1982): Mikrofazies, Paläontologie und Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukammes, Österreich. – *Facies*, **6**, 203–296.
- YABE, H. & SUGIYAMA, T. (1931): On some spongiomorphoid coral from Sanpozan, Province of Tosa, Japan. – *Contribution from the Institute of Geology and Palaeontology, Tohoku Imperial University, Sendai*, **10**, 1–2, 5–9.

**Taxonomic revision of Late Triassic “*Lithocodium aggregatum* ELLIOTT”
 (Northern Calcareous Alps, Austria)**

FELIX SCHLAGINTWEIT*

4 Text-Figures, 2 Tables, 5 Plates

*Northern Calcareous Alps
 Norian–Rhaetian
 Bioerosion
 Boring Sponges
 Lithocodium
 Entobia*

*Österreichische Karte 1:50.000
 Blatt 91 St. Johann i. Tirol
 Blatt 94 Hallein*

Contents

Zusammenfassung	375
Abstract	375
Introduction	376
Material	377
Systematic Ichnology	377
Remarks on Late Triassic Sponge Macrobioerosion	382
Conclusions	383
Acknowledgements	383
References	383
Plates	386

**Taxonomische Revision obertriassischer „*Lithocodium aggregatum* ELLIOTT“
 (Nördliche Kalkalpen, Österreich)**

Zusammenfassung

Die obertriadischen Exemplare von *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT werden anhand von Dünnschliff-Material aus dem Oberrhät der Steinplatte, Tirol, und Adnet, Salzburg, taxonomisch revidiert. Sie werden als Bohrgänge (Kammern und Kanäle) von Schwämmen interpretiert, die in mikrobiellen-onkoidischen Krusten und Gerüstbildnern bohren (Ichnogattung *Entobia*). Von den Dächern dieser Kammern reichen sich verzweigende und dabei verjüngende Kanäle in die mikrobiellen Krusten, während von deren Basis pionierende Bohrfilamente das bioklastische Substrat durchsetzen. Spuren dieser Tätigkeit sind in Form eines mikritischen Netzwerkes erhalten. Irregulär globuläre Körper mit einer dünnen mikrokristallinen Wand, die im Innern der zementgefüllten Kammern auftreten, werden als Überreste der Bohrschwämme (Ektosom) interpretiert. Das gehäufte Auftreten bohrender Schwämme in der ausgehenden Trias könnte im Kontext mit der postulierten biologischen Krise im Bereich der Trias-Jura-Grenze, respektive den sie verursachenden Faktoren, jedoch nicht in ursächlichem Zusammenhang mit dem signifikanten Absterben von Korallen-Riffen in diesem Zeitraum stehen.

Abstract

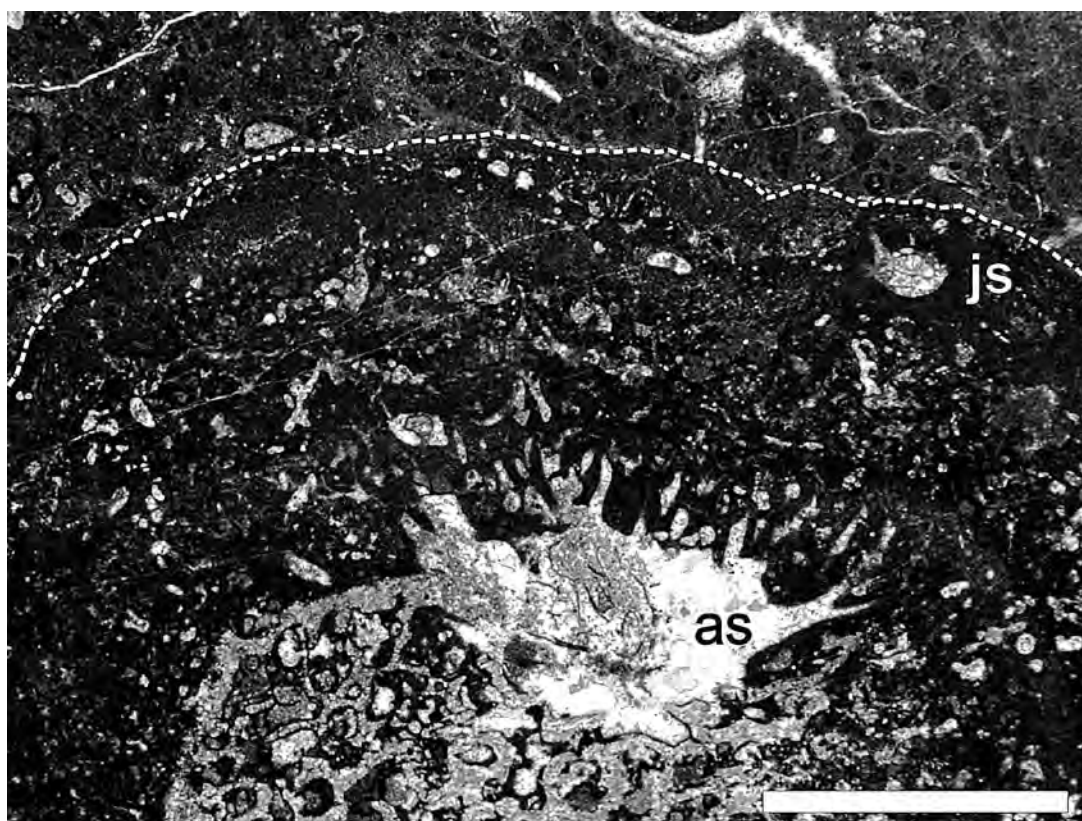
Late Triassic forms of *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT are revised taxonomically based on thin-section material from the Late Rhaetian of Mount Steinplatte, Tyrol, and Adnet, Salzburg. They are interpreted as the boring galleries (chambers and canals) of sponges (ichnogenus *Entobia*), excavating into microbial-oncoidal crusts and framebuilders. From the roof of these chambers, branching canals exhibiting successively decreasing diameters transect the crusts, while pioneering filaments bored downwards from the chamber bases into the bioclastic substrate. The traces of this activity are preserved as a micritic network. Irregular globular bodies displaying a thin microcrystalline wall occur inside the cement-filled chambers. These are interpreted as remnants of the former sponges (ectosome). The occurrence of abundant boring sponges in Late Triassic times could be linked to the biological crisis postulated around the Triassic-Jurassic boundary.

*) FELIX SCHLAGINTWEIT: Lerchenauerstraße 167, 80935 München. ef.schlagintweit@t-online.de

Introduction

In his PhD thesis, “The Steinplatte reef complex of the alpine Triassic (Rhaetian) of Austria”, OHLEN (1959) described a microfossil of unknown taxonomic position as “Problematicum A”. This microproblematicum has thereafter been recorded as “Problematicum A OHLEN” by other studies of the Rhaetian reefal limestones within the Northern Calcareous Alps of Germany and Austria (ZANKL, 1969; FLÜGEL, 1972, 1981). In later times, it has been illustrated as *Lithocodium* sp. (SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER, 1979; SENOWBARI-DARYAN, 1980; DULLO, 1980; SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN, 1981) referring to the genus with the type-species *L. aggregatum* described by ELLIOTT (1956) from the Early Cretaceous of Iraq and interpreted as an encrusting codiacean (= udoteacean) green alga. SADATI (1981) was the first author to propose the identity of the Late Triassic “Problematicum A” and the Early Cretaceous *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT. However, given that some authors only referred to *Lithocodium* sp. being monospecific at this time, it can be assumed that they recognized structural differences to the type-species. Since then, it has become general consensus to ascribe the Late Triassic forms to *Lithocodium aggregatum* (WURM, 1982; SENOWBARI-DARYAN, 1984; SCHMID & LEINFELDER, 1996; KOCH et al., 2002; CHERCHI & SCHROEDER, 2006) or the *Lithocodium-Bacinella* complex or group (KUSS, 1983; EHSER & LEINFELDER, 1988; STANTON & FLÜGEL, 1989; BORSATO et al., 1994; TOMAŠOVÝCH, 2004). This grouping refers to another incertae sedis described by RADOIČIĆ (1959): *Bacinella irregularis*. For the long-lasting controversial discussion

about the biogenic nature and a possible identity of both taxa, see for example MAURIN et al. (1985), FENNINGER (1972), SCHMID & LEINFELDER (1996), BANNER et al. (1990) and SCHLAGINTWEIT et al. (2010). In the often cited work of BANNER et al. (1990, p. 22), the “confirmed recorded range” of *Lithocodium aggregatum* was indicated as “Late Jurassic – Middle Cretaceous” excluding the Triassic records in the literature, that were surely known to them. An equivalent confirmed stratigraphic record was stated also recently by SCHLAGINTWEIT et al. (2010) reinterpreting *Lithocodium aggregatum* as a crust-forming green alga with heterotrichale thallus organization. Furthermore, these authors stated that all Late Triassic and many of the Late Jurassic forms illustrated in the literature are taxonomically different from *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT. A group of Late Jurassic “*Lithocodium aggregatum*” characterized by large, subspherical to ovoid cavities/chambers (e.g., SCHMID & LEINFELDER, 1996) was recently re-interpreted as the traces of unicamerate excavating sponges (ichnogenus *Entobia*) by SCHLAGINTWEIT (2010) (Text-Fig. 1; Pl. 1, Fig. f). A comparable conclusion was drawn also by CHERCHI & SCHROEDER (2010) for Late Triassic representatives. As will be argued later in the present paper, the assumption that “Problematicum A” represents a boring organism was already envisaged in 1959 by OHLEN. In the present study, this ichnotaxonomic concept is specified with new aspects added based on material from Late Rhaetian limestones (“Oberrhaet Limestone”) of the Northern Calcareous Alps of Austria.



Text-Fig. 1.
Entobia isp. (as = adult stage) boring into a stromatoporoid skeleton and canals radiating into oncoidal crusts. Small, juvenile stage (js) completely boring into the oncoid crust. Late Tithonian – Early Berriasian of Crimea Mountains, Ukraine (detail from KRAJEWSKI, 2010, Fig. 4.61.A). An overview is shown in Plate 1, Fig. f. Scale bar is 2 mm.

Material

The thin-sections of the Oberrhaet Limestone studied are from Mt. Steinplatte ("Steinplatte reef") in Tyrol near the German-Austrian border (OHLEN, 1959; PILLER & LOBITZER, 1979; PILLER, 1981; STANTON & FLÜGEL, 1989; FLÜGEL & KOCH, 1995; KRISTYN et al., 2005; KAUFMANN, 2009) and Adnet, southeast of Salzburg (SCHÄFER, 1979; BERNECKER et al., 1999; REINHOLD & KAUFMANN, 2009). The present study is mainly based on the following thin-sections (size 10 x 14 cm and 10 x 8 cm):

- A/132/1: Brecciated bafflestone with scleractinian corals. The matrix between the corallites corresponds to fine-peloidal micrite. Some corals display microbial crusts, which exhibit entobian borings, occasionally affecting also the marginal zone of the coral skeletons.
- BG: In some parts, the thin-section shows a rudstone texture with isolated coral skeletons displaying thick (> 1 cm) microbial encrustations. Within the crust, tiny, branching filaments (assumed cyanobacteria), nubeculariid foraminifera and thamatoporellacean algal thalli can be observed. The crusts are intensely bored by *Entobia* isp., affecting also the marginal zones of the coral skeletons, especially when these show crusts of reduced thicknesses. Within the matrix, benthic foraminifera such as duostominids, *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL, miliolids, some fragments of dasycladalean al-

gae and debris of echinoderms are present. Some bioclasts show worm borings.

- O 55: Bafflestone with scleractinian corals and some calcareous sponges. The matrix between the corals is a fine-grained packstone; large cement-filled vugs are also present. The corals display microbial encrustations heavily infected by entobian borings. These crusts in turn are partly encrusted by nubeculariids and *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL.
- B/G/2: Rudstone with corals, calcareous sponges showing thick microbial encrustations bored by *Entobia* isp. Other larger bioclasts include fragments of bivalves and gastropods, and solenoporacean algal thalli. These are accompanied by duostominid foraminifera, debris of echinoids and dasycladacean algae, and the microproblematicum *Coptocampylodon? rhaeticus* SCHLAGINTWEIT, GAWLICK & MISSONI.

Two additional samples are from the Chiemgau Alps of Germany (Mount Rauhe Nadel) and Mount Loser in the Austrian Salzkammergut.

Systematic Ichnology

According to the inferred interpretation of Late Triassic "*Lithocodium*" as sponge borings, the description uses the termini proposed by BROMLEY & D'ALESSANDRO (1984).

Ichnogenus *Entobia* BRONN, 1837

Entobia isp.

(Text-Fig. 2; Pls. 1–4; Pl. 5, Figs. a–f pars)

- 1959 Problematicum A – OHLEN, Pl. 10, Fig. 1; Pl. 17, Fig. 3, Late Rhaetian of Austria (Mount Steinplatte).
- 1969 Kavernöse Algenkrusten (Problematikum A OHLEN 1959) – ZANKL, Fig. 41, Norian–Rhaetian of Germany (Mount Hoher Göll).
- 1972 Problematikum A OHLEN – FLÜGEL, Pl. 5, Fig. 1, Late Rhaetian of Austria (Mount Steinplatte).
- 1979 Problematikum A OHLEN (probably belonging to the genus *Lithocodium* ELLIOTT) – SCHÄFER, Pl. 18, Figs. 9–10, Late Rhaetian of Austria.
- 1979 *Lithocodium* – SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER, Pl. 1, Fig. 8, Late Rhaetian of Austria.
- 1980 *Lithocodium* sp. – SENOWBARI-DARYAN, Pl. 21, Figs. 1–2, 4; Pl. 23, Figs. 1–2; Pl. 29, Fig. 3, Late Rhaetian of Austria.
- 1980 *Lithocodium* ELLIOTT – DULLO, Pl. 11, Fig. 7, Norian–Rhaetian of Austria.
- 1981 *Lithocodium* sp. – SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN, Fig. 3a, Late Rhaetian of Austria.
- 1981 *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT – SADATI, Pl. 59/8, Norian–Rhaetian of Austria.
- 1981 Problematicum A OHLEN – *Lithocodium* – FLÜGEL, Fig. 9g, Fig. 17a, Late Triassic of Austria.
- 1982 *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT – WURM, Pl. 29, Fig. 1; Pl. 37, Fig. 9; Pl. 38, Fig. 3, Norian–Rhaetian of Austria (Mount Gosaukamm).
- 1983 *Lithocodium-Bacinella* – KUSS, Pl. 14, Fig. 1; Pl. 17, Fig. 6 pars; Pl. 17, Fig. 7, Late Rhaetian of Austria.
- 1984 *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT – SENOWBARI-DARYAN, Pl. 10, Fig. 7; Pl. 9, Fig. 2, Norian–Rhaetian of Sicily, Italy.
- 1986 *Lithocodium* sp. – MATZNER, Pl. 8, Figs. 4, 7, Norian–Rhaetian of Austria.
- 1988 *Lithocodium-Bacinella* – EHSES & LEINFELDER, Fig. 9, Late Rhaetian of Germany (Mts. Wallberg-Blankenstein).
- 1988 *Lithocodium* sp. – RIEDEL, Pl. 26, Fig. 12, Late Rhaetian of Austria.
- 1989 *Lithocodium-Bacinella* – STANTON & FLÜGEL, Pl. 25, Fig. 23 pars; Pl. 39, Fig. 7; Pl. 51, Fig. 11 ("multiple borings", not indicated!), Late Rhaetian of Austria (Mount Steinplatte).
- 1990 *Lithocodium* and *Bacinella* (encrusting a coral) – LAKEW, Pl. 47, Fig. 6; Pl. 50, Fig. 5, Rhaetian of Italy.
- 1991 *Lithocodium* ELLIOTT – REIJMER & EVERAARS, Pl. 66, Fig. 5, Norian–Rhaetian of Austria.
- 1994 *Bacinella/Lithocodium* – BORSATO et al., Pl. 1d, Late Triassic of Italy.
- ?1999 *Lithocodium* – SCHEIBNER & REIJMER, Pl. 15, Figs. 7–8, Sinemurian of Morocco.

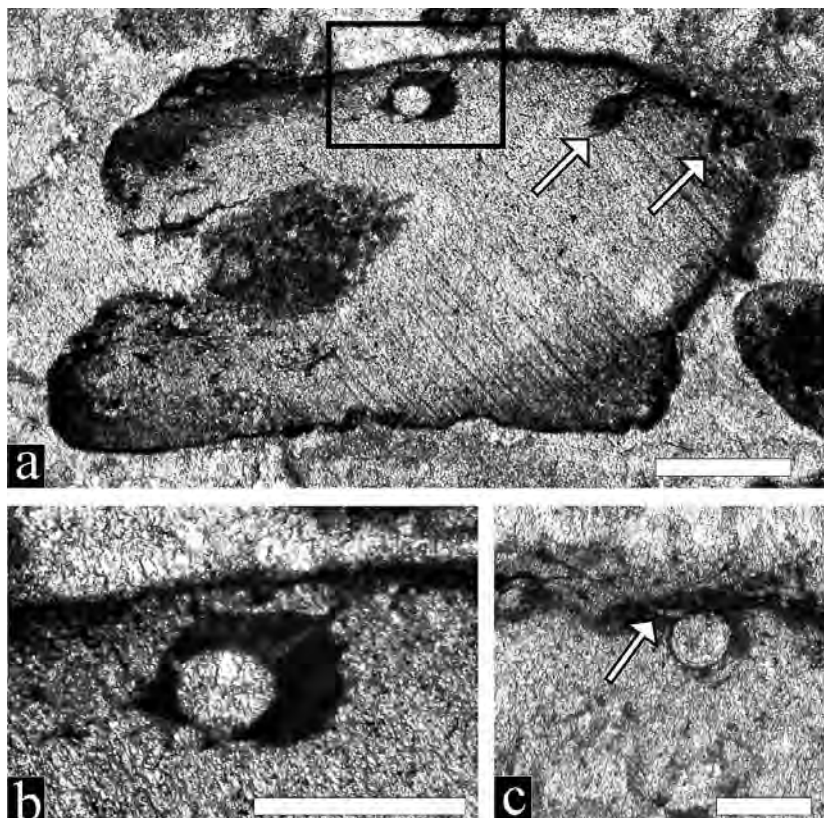
- 2000 oncoid showing preserved microbial filament moulds – BOSENCE et al., Fig. 5e, Sinemurian of Gibraltar, Spain.
- ?2001 *Lithocodium* sp. – KORNGREEN & BENJAMINI, Pl. 2, Fig. 7, Norian of Israel.
- 2004 *Bacinella* sp., *Lithocodium* sp. – TOMAŠOVÝCH, Pl. 6, Fig. 5 pars; Pl. 6, Fig. 8, Late Triassic of Slovakia.
- 2004 “fenestral oncoids” ... formed by microbes (*Bacinella*) – FLÜGEL, Pl. 118, Fig. 2, Late Triassic of Austria.
- n.f. 2008 *Lithocodium* sp. – JADOUL & GALLI, p. 462 (Fig. 6d, not indicated), Early Hettangian of Italy.
- 2010 *Entobia* isp. 1 (illustrations!) – *Entobia* isp. A (text!) – CHERCHI & SCHROEDER, Fig. 1; Pl. 1, Fig. B; Pl. 2, Figs. A–B, F, Norian–Rhaetian of Iran, Late Rhaetian of Austria.

Description:

The network of *Entobia* isp. consists of a single subspherical, ovoidal to flattened chamber from which cylindrical, branching canals radiate. The chambers are bored into metazoan skeletons (e.g., corals) and their enveloping calcimicrobial crusts. The chambers may affect only the crusts (e.g., Pl. 2, Fig. e) or both (e.g., Pl. 1, Fig. b) (= supposed idiomorphs sensu BROMLEY & D’ALESSANDRO, 1984). With this respect, the thickness of the calcimicrobial crusts represents a crucial factor. In some cases, the chamber closely attaches the coral substrate with a flat base, not penetrating the skeleton (= stenomorph sensu BROMLEY & D’ALESSANDRO, 1984) (Pl. 5, Fig. a). The chambers vary in size (= diameter) from 0.15 mm up to 2.64 mm (see Tab. 1), the height ranges from 0.2 to 0.8 mm. Small juvenile chambers are almost spherical (Text-Fig. 2). With increasing size, mature chambers become flattened (high diameter/height ratio) (e.g., Pl. 1, Fig. b). One exception from this rule observed is represented by a form boring into highly concave substrate surfaces. In this case the dominating chamber growth is directed vertically into the substrate rather than laterally (Pl. 3, Fig. a). In transverse sections through the lower and middle part of the chambers, these exhibit a round outline (Pl. 3, Fig. h). Shallow transverse sections display a stellate outline by cut-

ting through the oblique radiating canals (Pl. 3, Fig. e). The substrate surface is commonly perforated by series of non-fused chambers, laterally clearly separated from each other (Pl. 2, Fig. d). In thin substrates that were bored from all sides (Pl. 2, Fig. b), chambers from opposite sides may become united (Pl. 2, Fig. a). Starting from the roof of the sparite-filled chambers, subparallel branching canals arise radiating upwards through the crust (thickness: 0.28 to 0.5 mm). However, these canals do not perforate the crust, ending blind shortly before the exterior surface (Pl. 4, Fig. e). The covering crust has a thickness of about 0.01 mm. The canals may branch up to 4 times, thus forming a system of up to 5 orders of canals. The branching may be simply bifurcate or multiple, successively decreasing in diameter toward the exterior (Pl. 4, Fig. e). Normally, the first order canals are rather thick, but in some cases, these are associated with thinner ones, e.g. having diameters of the second order canals of the former (Pl. 4, Fig. e). In tangential transverse sections, the canals form a dense, close-set arrangement. In the example shown on Plate 3, Fig. j, there are about 350 higher order canals per square millimeter. Rather often, chambers show an asymmetry in such a way that in vertical sections one side of the chamber is elongated exhibiting one comparably thick canal (up to 0.3 mm) that stretches obliquely through the crust

Text-Fig. 2.
 Juvenile spherical chamber of *Entobia* isp. from the Upper Rhaetian limestone of the Northern Calcareous Alps.
 a Bioclast showing thin marginal micritization and several borings (arrows). Black rectangle marks the detail shown in b.
 Scale bar 0.5 mm, sample BG.
 b Detail from a, showing a subspherical chamber exhibiting some straight and unbranched canals within a micrite-filled boring.
 Scale bar 0.3 mm.
 c *Entobia* isp. boring into the marginal zone of a metazoan skeleton.
 Note the thick canal (arrow), presumably an apertural canal.
 Scale bar 0.5 mm, sample O 55.



(Fig. 2c; Pl. 1, Fig. d; Pl. 3, Fig. i; Pl. 4, Fig. a). This canal may be rather long (up to 2 mm) and in some cases open to the exterior (Pl. 2, Fig. b; Pl. 3, Fig. c).

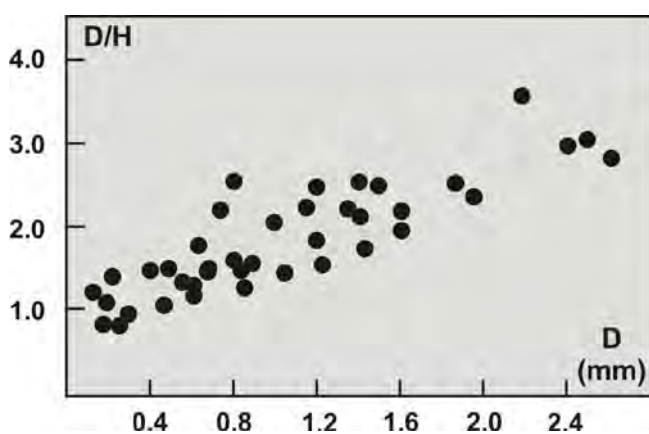
From the chamber base, a fine branching erosion mesh-work of boring filaments, marked by their micritized traces, penetrates the substrate vertically up to 1 mm (occasionally even more) (Pl. 4, Fig. a, c–d). The bored micritic canals have diameters between 0.01 and 0.06 mm. In some sections, these form some kind of a honey-comb pattern (Pl. 4, Fig. f). The micritic network can also be present in the interior of some chambers (Pl. 2, Fig. a; Pl. 3, Fig. f), obviously having invaded from adjacent or superimposed specimens.

Dimensions:

The measurements of chamber diameter (D), height (H) and ratio D/H of 40 specimens are compiled in Table 1. In accordance with SENOWBARI-DARYAN (1980, Tab. 10: 2.5 mm), the maximum chamber diameter observed is 2.64 mm; SCHÄFER (1979) reports a chamber diameter of up to 3 mm and OHLEN (1959) even up to 4 mm for “Problematicum A”. In Text-Fig. 3, the measured diameters of 40 specimens are plotted against the ratio chamber diameter/height. The first order canals have diameters (d1) of 0.03 to 0.15 mm (d2: 0.03 to 0.08 mm; d3: 0.025 to 0.05 mm; d4: 0.02 to 0.03 mm; d5: 0.015 to 0.025 mm). Other biometric data are given in the description.

Discussion:

In contrast to the Lower Cretaceous type-species *Lithocodium aggregatum*, the Late Triassic forms previously ascribed to this taxon are characterized above all by individual mm-sized cavities (SENOWBARI-DARYAN, 1980: Höhlungen, Hohlräume). Due to their contact to the underlying substrate or embedding, these were also termed basal cavities (CHERCHI & SCHROEDER, 2006), basin-like cavities (KOCH et al., 2002), interior central cavity (LEINFELDER et al., 1993, p. 203) or chambers according to the foraminiferan interpretation proposed by SCHMID & LEINFELDER (1996). In his description of Problematicum A, OHLEN (1959) described them as blister-like cavities. According to the calcimicrobial interpretation proposed by CHERCHI & SCHROEDER (2006), the taxon *Lithocodium aggregatum* comprises the dark



Text-Fig. 3. Dimensions of *Entobia* isp. from Late Rhaetian limestones of the Northern Calcareous Alps (data from Table 1). The chamber diameter D (in mm) is plotted against the ratio diameter (D) / height (H). The coefficient of correlation shows a rather high degree of correlation ($r = 0.86$).

Thin-section	D	H	D/H
O 55	0.8	0.3	2.66
	0.54	0.34	1.59
	0.72	0.48	1.5
	0.78	0.36	2.2
	1.6	0.8	2
	0.84	0.64	1.3
	0.82	0.54	1.5
	0.52	0.5	1.04
	1.15	0.52	2.21
	1.35	0.62	2.18
	1.4	0.66	2.12
	0.72	0.57	1.26
	0.32	0.32	1
	1.9	0.84	2.26
	0.87	0.54	1.61
	0.72	0.54	1.33
	1.2	0.48	2.5
	1.04	0.69	1.5
	1.38	0.52	2.65
	0.4	0.24	1.66
	0.72	0.4	1.8
	1.22	0.72	1.69
	0.8	0.48	1.66
	2.64	0.9	2.93
	0.6	0.48	1.25
	0.22	0.16	1.37
	0.19	0.2	0.95
	0.15	0.12	1.25
	0.33	0.3	0.91
A 132/1	2.4	0.8	3.0
	1.5	0.6	2.5
	1.88	0.72	2.6
	0.72	0.45	1.6
B/G/2	2.48	0.8	3.1
	1.44	0.8	1.8
	1.6	0.72	2.22
	1.2	0.63	1.9
	0.28	0.24	1.16
	1.0	0.48	2.08
	2.24	0.6	3.73
Number	40	40	40
Min.	0.15	0.2	0.91
Max.	2.64	0.8	3.73
Average	1.07	0.4	1.89

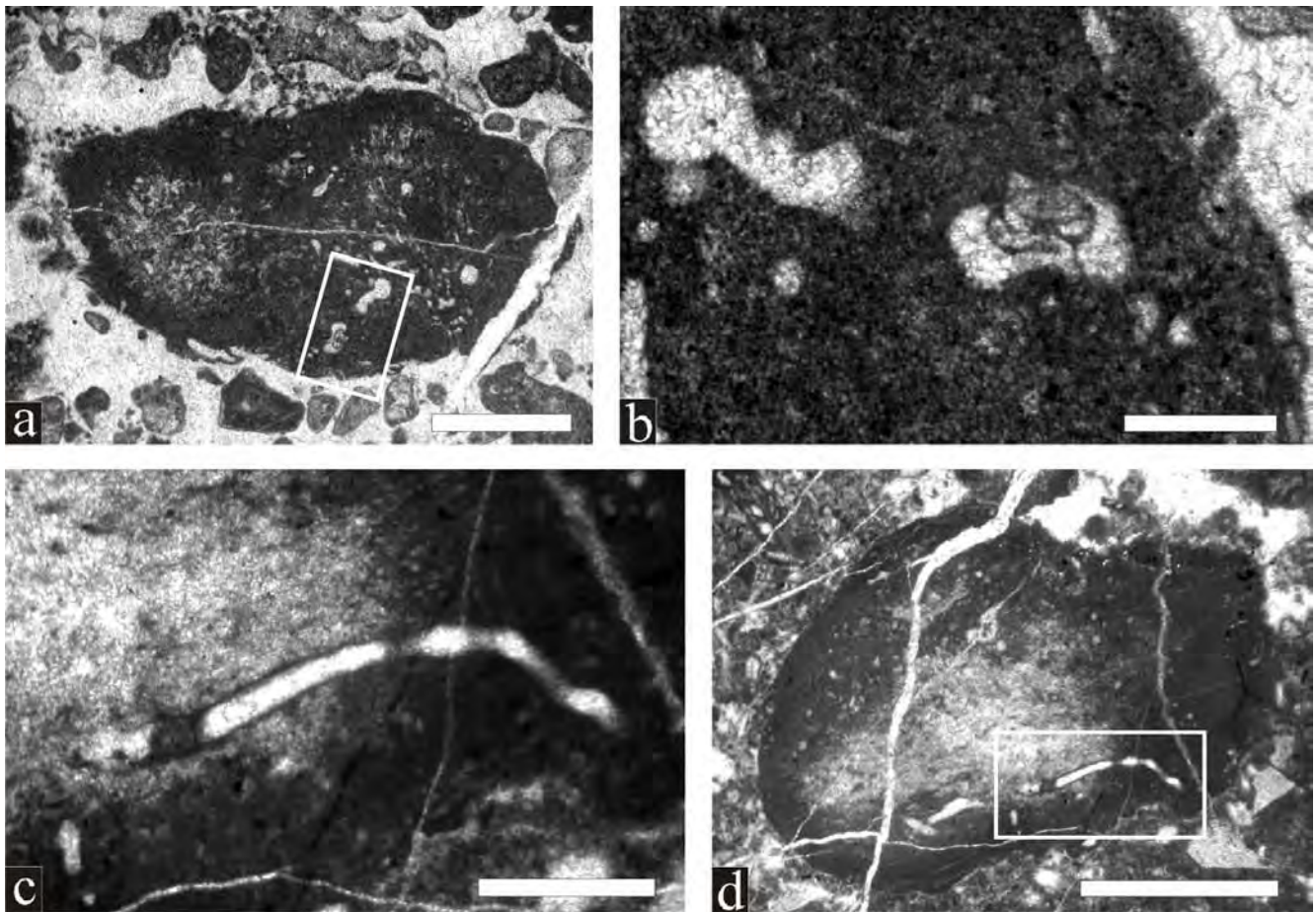
Table 1. Dimensions of *Entobia* isp. from the Late Triassic of the Northern Calcareous Alps. D = chamber diameter, H = chamber height (both in mm). See Text-Fig. 3 for the graphic illustration of the dimensions.

microcrystalline crust together with the cavities and the “alveolar system”. In a recent work of CHERCHI & SCHROEDER (2010), this view was modified with respect to the Late Triassic forms by interpreting the cavities “in calcimicrobial *Lithocodium* crusts” ichnotaxonomically as chambers of boring sponges (ichnogenus *Entobia*). This view is accepted and followed here, too, although findings of sponge spicules as an ultimate proof of sponge origin are lacking. The “alveolar system” was interpreted by CHERCHI & SCHROEDER (2010) as branching apertural canals arising from these chambers, thus being part of the boring system.

For the Late Jurassic sponge borings, the entobians excavated into metazoan bioclats and their surrounding oncoidal-calcimicrobial crusts (SCHLAGINTWEIT, 2010). The crusts are therefore neither part of the boring system nor do they belong to “*Lithocodium aggregatum*”. In the surroundings of the chambers and the spaces between the radiating and branching canals, the original calcimicrobial microstructure is transformed into dense micrite. This transformation must

have been caused primarily by the etching process of the close-set system of the sponge excavating filaments transecting the crust roof of the chambers. SCHÄFER (1979, p. 80) assumed that the crust underlying the chambers was secondarily micritized (“*Krustenunterlage sekundär mikritisiert*”). As already remarked by OHLEN (1959, p. 73), “*individual cavities are separated by an irregular, somewhat porous structure*”. Within those parts of the crust that have not been affected by the sponge etching process, not micritized crust exhibiting fine-branching filaments of presumably cyanobacterial origin, nubeculariid foraminifera and thaumtoporellacean algal thalli can be observed. These crusts can be considered as calcimicrobial following CHERCHI & SCHROEDER (2010), or as porostromate since non-microbial taxa (foraminifera, algae) involved in the crusts are present as well.

Juvenile small subspherical chambers may be completely embedded in the substrate (Text-Fig. 2). During ontogeny, the substrate chamber roof may become removed by successive vertical and lateral chamber growth. All transi-



Text-Fig. 4.

Bioerosional structures in Upper Triassic limestones of the Northern Calcareous Alps.

- a Grain-to-rudstone with porostromate algal thallus exhibiting a calcimicrobial crust. In the lower part some boring galleries can be recognized. The white rectangle marks the detail shown in b.
Scale bar 1 mm, sample Los-11.
Norian–Rhaetian Dachstein Limestone of Mount Loser.
- b Detail from a, showing boring galleries with a cryptobiotic trochospiral foraminifer (right). Whether this form was actively boring or just dwelt in a cavity produced by another organism is unknown. This tiny form (test diameter 0.15 mm) resembles a juvenile *Tauchella endolithica* described from the Late Cretaceous by CHERCHI & SCHROEDER (2000).
Scale bar 0.2 mm.
- c Detail from d, showing a tubiform boring organism (polychaete or phoronid worm?).
Scale bar 0.5 mm, sample BG.
- d Bioclast (?algal thallus) exhibiting a boring of a tubiform organism (tube diameter up to 0.12 mm).
Scale bar 2 mm.

tions from small to large chambers (0.15 to several mm) occur; these small chambers are interpreted as belonging to *Entobia* isp. rather than representing another ichnospecies. From the chamber bases, numerous thin exploratory threads (sensu BROMLEY & D'ALLESANDRO, 1984) preserved as a micritic network, originated, etching downward into the calcareous substrate. Such an assumption was already envisaged by OHLEN (1959, p. 73): "The basal surface of each cavity is usually rather irregular and suggests that canals or pores perforated into the interior of the encrusted fragment. Rounded, 'porous' pockets within the fragments are probably the result of leaching or etching of the fragment by the organism" (> Problematicum A = *Entobia* isp.). The resulting pattern somehow resembles the polygonal pattern of chip formation (= erosion scars) in modern clionaid sponges, although these are smaller (15–85 µm) (e.g., COBB, 1969; RÜTZLER & RIEGER, 1973; FÜTTERER, 1974; CALCINAI et al., 2003). In any case, the sponge water-flow system remains unclear as the branching canals are closed towards the exterior. The single, thick canals on one side of the chamber might represent openings of such a system. Whether these were originally open to the exterior or secondary by erosion of the thin crust cover is unknown (e.g., Pl. 2, Fig. b; Pl. 3, Fig. c). In the example shown in Pl. 5, Fig. a–b, the covering crust obviously was removed by erosion marked by a concave depression on its surface and adjacent open canals. Another possibility for feeding could be that the sponge was directly consuming organic material dissolved from the calcimicrobial crusts or from the pore water. An indication for such an assumption could be the dense system of highly branching canals transecting the crusts observed in this group of Late Triassic to Late Cretaceous entobians affecting calcimicrobial crusts.

The Late Triassic entobians (previously referred to *Lithocodium aggregatum*) do not appear prior to the Norian (SENOWBARI-DARYAN, 1984) with most frequent records in the (Late) Rhaetian. Comparable to the Paleozoic forms (SCHÖNBERG & TAPANILA, 2006; TAPANILA, 2006), the Late Triassic entobians are unicamerate. Multicamerate forms seem to appear later during the Jurassic and seem to be the most common typus in the Paleogene (e.g., BROMLEY & D'ALESSANDRO, 1984; see compilation of VALLON, 2011). Single chambered or unicamerate forms include for instance the Paleozoic *Entobia devonica* (CLARKE) or the Late Cretaceous *Entobia cracoviensis* BROMLEY, KEDZIERSKI, KOLODZIEJ & UCHMAN. Both ichnospecies, however, possess cm-sized subspherical chambers which differ from the Late Triassic (and also Late Jurassic) forms (BROMLEY et al., 2009; TAPANILA, 2006; SCHÖNBERG & TAPANILA, 2006). As a modern analogue trace-maker for cavities similar to the Paleozoic *Entobia devonica*, the unicamerate phloeodictyid sponge *Aka paratipyca* FROMONT is considered (SCHÖNBERG & TAPANILA, 2006).

In conclusion, the described Late Triassic *Entobia* isp. cannot be included in any of the so far established ichnospecies. On the other side, the introduction of a new ichnospecies is hindered by the fact that an exact 3-dimensional analysis is not possible based on the thin-sections studied.

Stratigraphic remarks:

This single-chambered entobians, preferentially boring into calcimicrobial-oncoidal crusts, are recorded so far from the Norian to Coniacian strata (SENOWBARI-DARYAN, 1984; own observations). It must be emphasized that the

lower range boundary seems to be better fixed than the upper one, as the rare Late Cretaceous occurrences of "*Lithocodium aggregatum*" (e.g., HÖFLING, 1985; CAMOIN, 1995) need to be re-studied again. The Late Triassic forms, often with one large and obliquely arranged canal (in addition to the close-set system of thinner branching canals) were also observed in Late Jurassic material where comparably large specimens with numerous canals radiating laterally in various directions occur, too. These differences might point to different ichnospecies, the establishment of a concrete ichnotaxonomic nomenclature, however, is hampered by the poor knowledge on the morphological variations of these forms.

Boring sponge gen. et sp. indet.

(Pl. 5a–f, pars)

Description:

Irregular ovoid to globular bodies (diameter 0.65–1.1 mm) inside the sparite-filled chambers of *Entobia* isp. are outlined by a thin, microcrystalline wall (thickness 0.08–0.015 mm). In general, it can be stated that the smaller the *Entobia* chamber is, the closer do these bodies occupy the available space both in diameter and height. In large chambers, the body diameter can be less than half of the chamber width. The wall surface may be smooth or may exhibit small protuberances. In some cases, it stretches into the basal part of the canals radiating from the chamber giving them a septate appearance. Some of the bodies show a composite appearance with smaller corpuscles inside.

Dimensions:

See Table 2. It must be stressed, that these remains are rather frequently observed in the studied thin-sections. However, only those data were used that enable the recognition of the full body size. In many cases, these are only dimly recognizable in the cement-filled cavities or cut tangentially.

Thin-section	D	H	Dc
O 55	0.82	0.3	-
	0.84	0.4	-
	0.75	0.36	0.92
	0.65	0.35	0.85
BG	1.04	0.47	1.1
	0.8	0.4	1.15
B/G/2	0.82	0.34	1.2
	1.1	0.4	1.75
	0.95	0.45	1.2
OW-12	0.8	0.6	1.7
A/132/1	0.86	0.48	0.95
Number	11	11	9
Min.	0.65	0.3	0.85
Max.	1.1	0.6	1.75
Average	0.86	0.41	1.20

Table 2.

Dimensions of boring sponge gen. et sp. indet.

From the Late Triassic of the Northern Calcareous Alps. D = sponge diameter, H = sponge height, Dc = diameter of chamber of *Entobia* isp. (all in mm).

Remarks:

Independently whether the described bodies are detectable or not inside the chambers, never has been observed an opening/entrance where other organisms (e.g., non-boring sponges, foraminifera) could have entered to live cryptically in abandoned cavities. Also, the chambers are all cement-filled with intact roofs and no traces of internal sediment that may have entered from the exterior. Therefore, it is assumed that the rather commonly observed thin-walled bodies represent remains of the former sponge that excavated the boring system addressed here as *Entobia* isp. They are interpreted as representing the outer surface of the sponge, an aspicular membrane (ectosome, dermis or cortex) (e.g., HOOPER, 2003). Similar forms were also observed within Late Jurassic entobians (SCHLAGINTWEIT, 2010). An equivalent body is also observable in Pl. 10, Fig. 7 (specimen on the right; Late Triassic of Sicily) of SENOWBARI-DARYAN (1984). The different and sometimes complex appearances do not permit to identify the original sponge morphology. Consequently, these appearances could correspond to collapsed body membranes, others seem to be fossilized more or less in life position. Some walls seem to line a single-chambered sponge, while others could belong to a multi-chambered form. Besides juvenile versus adult species, also intraspecific variability might be an additional factor of consideration. The occasionally observed cross partitions in the canals ("septation") are also interpreted as remains of the former body wall of the lateral appendages (filaments) that excavated the branching canals into the crusts.

Cryptoendolithic foraminifera, e.g., *Troglotella incrustans* WERNLI & FOKES (SCHMID & LEINFELDER, 1996, for details) that in the Late Jurassic to Lower Cretaceous can rather frequently occur inside empty sponge chambers were not observed in the Late Triassic material studied. Only very rare specimens of nebululariids attached to the chamber roof were observed (Pl. 5, Fig. b).

Remarks on Late Triassic Sponge Macrobioerosion

For practical reasons, the term reef is used here for the Late Triassic outer platform coral facies, subsuming also the mound facies applied by STANTON & FLÜGEL (1989) to Mount Steinplatte. The number of Triassic reef sites peaked during the Norian, then slightly declining in the Rhaetian followed by a marked reduction (about 50 %) in the Hettangian (KIESSLING et al., 2007). This trend is also reflected in a parallel manner by the diversity of corals in the mentioned interval and surpassing the Triassic-Jurassic boundary (RIEDEL, 1991; STANLEY, 2003; KIESSLING et al., 2007). Boring sponges appeared in the Lower Paleozoic (BROMLEY, 2004; SCHÖNBERG & TAPANILA, 2006; TAPANILA, 2006). However, they did not become abundant in reefal environments until the Late Triassic (VOGEL, 1993; PERRY & BERTLING, 2000). Concerning the impact of macrobioerosion on Late Triassic reefs, the scarce data available (e.g., STANTON & FLÜGEL, 1989, p. 118; BERTLING, 2000; PERRY & BERTLING, 2000) have to be supplemented with the occurrence of "Problematicum A" or "*Lithocodium aggregatum*", which are interpreted here as representing traces of excavating sponges.

The morphology of the Late Triassic and Late Jurassic sponge borings is generally comparable and both are associated with bioclastic substrates that exhibit enveloping crusts of calcimicrobial origin. For the Late Jurassic occurrences of the Northern Calcareous Alps, a lowering of the relative sea-level along with increased siliciclastic input was documented, obviously enhancing sponge bioerosion (SCHLAGINTWEIT, 2010); in Mount Steinplatte, a significant relative sea-level drop, accompanied with siliciclastic input, during the Late Rhaetian leading to exposure of parts of the platform was reported (STANTON & FLÜGEL, 1989; BERNECKER et al., 1999; KRYSZYN et al., 2005). Several studies have documented that bioerosion rates of modern boring sponges (and other macroborer) increases with the elevation of the nutrient level and the resulting stress impact on coral reefs (ROSE & RISK, 1985; ZEA, 1994; HOLMES, 2000; WARD-PEIGE et al., 2005; HOLMES et al., 2009). The Late Triassic *Entobia* isp. is common in the reef core ("biolithite facies") being abundant in the oncoid facies (SENOWBARI-DARYAN, 1980, Fig. 9) or the crustose oncoidal debris facies (WURM, 1982, p. 227). It can therefore be reasoned that the sponges preferentially bored into dead rubble substrates being in accordance with the observation of SENOWBARI-DARYAN (1980, p. 88) that "*Lithocodium*" is rarely observed upon corals in life-position. The construction of many boring chambers with the lower concave part dug into the substrate and the upper part positioned in the calcimicrobial-oncoidal crusts highlights that crust formation occurred prior to the boring. In the biolithite facies, where entobian borings are less frequent than in the near-reef oncoid facies (SCHÄFER, 1979), in-vivo bioerosion is likely. In the Northern Calcareous Alps, the shallow-water platforms were drowned around the Triassic-Jurassic boundary, and thus also the facies suitable for boring sponges and their traces (*Entobia* isp.) disappeared. In his study, BERTLING (2000) also examined thin-section material from the Late Rhaetian of the Northern Calcareous Alps, stating that "*The pattern of coral reef macroboring ... remained essentially unchanged across the major end-Triassic extinction phase of corals*". In areas, where oncoidal-bioclastic shallow-water facies was prevailing during the Lower Jurassic, e.g., rock of Gibraltar/Spain (BOSENCE et al., 2000), the same entobians as those recorded from the Late Triassic, may be present in the Lower Liassic showing that these became not extinct during the end-Triassic biological crisis but reduced in their abundances (see synonymy). The specimen detectable on Fig. 5e of BOSENCE et al. (2000) corresponds to a transverse section (see Pl. 3, Fig. h, this work) and was noted internally as possibly belonging to *Lithocodium* (pers. comm. D. BOSENCE). Summarizing, the increased abundance of boring sponges during Late Triassic times obviously was not the causal reason for the decline of corals, but can be considered as an expression of changing physical-chemical parameters causing these impacts.

Besides boring sponges, also other macroborings (> 0.1 mm) are recorded from the Upper Triassic platform carbonates of the Northern Calcareous Alps. Small trochospiral foraminiferans comparable to the Late Cretaceous *Tauchella endolithica* (see CHERCHI & SCHROEDER, 2000, for details), were observed inside cement-filled borings (Text-Figs. 4a-b). Whether the foraminiferans were actively boring these galleries or just non-boring cavity-dwellers, however, is unknown. Slightly bended, bored tubes within the calcareous substrates may be the product of boring

polychaete or phoronid worms (e.g., VOIGT, 1975; HUTCHINGS, 2008; EMIG, 2010) (Text-Figs. 4c–d). These borings were detected in reefal debris facies together with *Entobia* isp. Borings of lithophagid bivalves were described by CARTER & STANLEY (2004) from the Norian–Rhaetian Zlambach Beds and Norian Dachstein Reef Limestone. Quantitative and qualitative data on Late Triassic bioerosion are scanty (BERTLING, 2000; PERRY & BERTLING, 2000), allowing only a first estimation and comparison with other time slices. An interesting topic of future investigations would be the compilation of the macroboring assemblages (semiquantitative frequencies, composition, intensity, substrate type, etc.) in the different parts of the Late Triassic platforms and the comparison and integration with the characteristic associations of other organism groups (e.g., SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN, 1981; SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER, 1978, 1979). It is worth mentioning, that microborings of selected Triassic facies realms of the Northern Calcareous Alps were studied by SCHMIDT (1990, 1992).

Conclusions

The Late Triassic structures ascribed to *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT by many authors are interpreted as representing borings of unicamerate sponges following CHERCHI & SCHROEDER (2010) and SCHLAGINTWEIT (2010). This interpretation resulted from morphological analogies (e.g., chambers, canals, boring network) of representatives of the ichnogenus *Entobia* BRONN although a real proof, such as detection of sponge spicules inside the chambers, is still lacking. *Entobia* isp. cannot be included in any of the so far established ichnospecies. On the other side, the creation of a new ichnospecies is not possible with the

thin-sections studies, given that an exact 3-dimensional analysis is needed. Therefore, an open nomenclature is used for the description of these forms. Thin-walled bodies/structures inside the cement-filled chambers are interpreted as preserved body walls (membranes) of the former sponge. These unicamerate entobians with their characteristic system of branching canals arising from the chamber roofs and boring preferentially into calcimicrobial-oncoidal crusts and/or corals are reported from the Norian–Coniacian with peak records in the Late Triassic and the Late Jurassic and more rare records in the Early and Late Cretaceous. The enhanced and widespread appearance of these boring sponges in the Norian–Rhaetian might be linked to the same oceanic physico-chemical disturbances such as change of trophic conditions that led to the end-Triassic biological crisis. As they bored into dead coral substrates, they cannot be considered the primary cause for the decline of Late Triassic coral reefs. In any case, future semi-quantitative tempo-spatial assessment of macrobioerosion must bear in mind this peak occurrence of boring sponges in the Late Triassic, so far unconsidered as previously referred to the incertae sedis "*Lithocodium aggregatum*".

Acknowledgements

Special thanks to Prof. Baba Senowbari-Daryan (Univ. of Erlangen) who provided most of the thin-sections for the present study. Marcin Krajewski (Univ. of Krakow) kindly provided one photograph from his Late Jurassic material for illustration. Markus Bertling (Münster) is thanked for critically reading the manuscript.

References

- BANNER, F.T., FINCH, E.M. & SIMMONS, M.D. (1990): On *Lithocodium* ELLIOTT (Calcareous algae); its paleobiological and stratigraphical significance. – *Journ. Micropaleontol.*, **9**, 21–36.
- BERNECKER, M., WEIDLICH, O. & FLÜGEL, E. (1999): Response of Triassic reef coral communities to sea-level fluctuations, storms and sedimentation: evidence from a spectacular outcrop (Adnet, Austria). – *Facies*, **40**, 229–280, Erlangen.
- BERTLING, M. (2000): Coral reef bioerosion in times of crisis – the Late Triassic/Early Jurassic example. – *Proc. 9th Int. Coral Reef Symp.*, Bali, Indonesia, 23–27 October 2000, **1**, 283–288.
- BORSATO, A., FRISIA, S. & SARTORIO, D. (1994): Late Triassic – Early Liassic stratigraphic and diagenetic evolution of the margin between the Trento Platform and the Lombardy Basin in the Brenta Dolomites (Italy). – *Studi Trentino Sci. Nat. Acta Geol.*, **69**, 5–35.
- BOSENCE, D.W.J., WOOD, J.L., ROSE, E.P.F. & QING, H. (2000): Low- and high-frequency sea-level changes control peritidal carbonate cycles, facies and dolomitization in the Rock of Gibraltar (Early Jurassic, Iberian Peninsula). – *Journ. Geol. Soc. London*, **157**, 61–74.
- BROMLEY, R.G. (2004): A stratigraphy of marine bioerosion. – In: MCLROY, D. (Ed): *The application of ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analysis*. – *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **228**, 455–479.
- BROMLEY, R.G. & D'ALESSANDRO, A. (1984): The Ichnogenus *Entobia* from the Miocene, Pliocene and Pleistocene of Italy. – *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **90**, 227–296.
- BROMLEY, R.G., KEDZIERSKI, M., KOLODZIEJ, B. & UCHMAN, A. (2009): Large chambered borings on a Late Cretaceous abrasion platform at Cracow, Poland. – *Cret. Res.*, **30**, 149–160.
- BRONN, H.G. (1837): *Lethaea Geognostica*. – Atlas 1837, text 1838, Stuttgart (Schweizerbart).
- CALCINAI, B., ARILLO, A.C. & BAVESTRELLO, G. (2003): Taxonomy-related differences in the excavating micro-patterns of boring sponges. – *Journ. Mar. Biol. Assoc. UK*, **83**, 37–39.
- CAMOIN, G.F. (1995): Nature and origin of Late Cretaceous mudmounds, North-Africa. – *Spec. Pub. int. Ass. Sediment.*, **23**, 385–400.
- CARTER, J.G. & STANLEY, G.D.JR. (2004): Late Triassic Gastrochaenid and Lithophagid borings (Mollusca: Bivalvia) from Nevada (USA) and Austria. – *Journ. Paleont.*, **78** (1), 230–234.
- CHERCHI, A. & SCHROEDER, R. (2000): Foraminiferi criptobionti del Cenomaniano inferiore della Montagna di Tauch (Corbières, Francia meridionale). – *Giorn. Geol. Ser. 3a*, **62**, 41–46.
- CHERCHI, A. & SCHROEDER, R. (2006): Remarks on the systematic position of *Lithocodium* ELLIOTT, a problematic microorganism from the Mesozoic carbonate platforms of the Tethyan realm. – *Facies*, **52**, 435–440, Erlangen.
- CHERCHI, A. & SCHROEDER, R. (2010): Boring sponges (*Entobia*) in Mesozoic *Lithocodium* calcimicrobial crusts. – *Riv. Ital. Pal. Strat.*, **116** (3), 351–356.

- COBB, W.R. (1969): Penetration of calcium carbonate substrates by the boring sponge, *Cliona*. – Am. Zoologist, **9**, 783–790.
- DULLO, W.C. (1980): Paläontologie, Fazies und Geochemie der Dachstein-Kalke (Ober-Trias) im südlichen Gesäuse, Steiermark, Österreich. – Facies, **2**, 55–122, Erlangen.
- EHSES, H.H. & LEINFELDER, R.R. (1988): Laterale und vertikale Faziesentwicklung der Rhät/Unterlias-Sedimentation im Wallberg-Blankenstein-Gebiet (Tegernsee, Nördliche Kalkalpen). – Mainzer geowiss. Mitt., **17**, 53–94.
- ELLIOTT, G.F. (1956): Further records of fossil calcareous algae from the Middle East. – Micropaleontol., **2**, 327–334.
- EMIG, C.C. (2010): Fossil Phoronida and their inferred ichnotaxa. – Carnets de Géologie / Notebooks on Geology (CG2010–L03).
- FENNINGER, A. (1972): Die Fauna und Flora der Barmsteinkalk-Bank B2 im Raume des Trattberges (Osterhorngruppe, Salzburg). – Ber. Haus Nat. Salzburg, **3**, 10–23.
- FLÜGEL, E. (1972): Mikroproblematika in Dünnschliffen von Triaskalken. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr., **21**, 957–988.
- FLÜGEL, E. (1981): Paleocology and facies of Upper Triassic reefs in the Northern Calcareous Alps. – SEPM Spec. Pub., **30**, 291–359.
- FLÜGEL, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application. – 976 pp, Berlin (Springer).
- FLÜGEL, E. & KOCH, R. (1995): Controls on the diagenesis of Upper Triassic carbonate ramp sediments: Steinplatte, Northern Alps (Austria). – Geol. Pal. Mitt. Innsbruck, **20**, 283–311.
- FÜTTERER, D.K. (1974): Evidence of clionid sponges in sediments of the Walvis Ridge, southeastern Atlantic Site 526, Deep Sea Drilling Project, Leg 74. – Initial Reports DSDP, **74**, 557–560.
- HÖFLING, R. (1985): Faziesverteilung und Fossilvergesellschaftungen im karbonatischen Flachwasser-Milieu der alpinen Oberkreide (Gosau-Formation). – Münchner Geowiss. Abh., **3**, 1–206.
- HOLMES, G., ORTIZ, J.-C. & SCHÖNBERG, C.H.L. (2009): Bioerosion rates of the sponge *Cliona orientalis* THIELE, 1900: spatial variation over short distances. – Facies, **55**, 203–211, Erlangen.
- HOLMES, K.E. (2000): Effects of eutrophication on bioeroding sponge communities with the description of new West Indian sponges, *Cliona* spp. – Invertebr. Biol., **119**, 125–138.
- HOOPER, J.N.A. (2003): “Sponguide”: Guide to sponge collection and identification. – URL: http://www.qm.qld.gov.au/~media/Documents/Find%20out%20about/SPONGUIDE_2003.pdf (Accessed: 06.06.2011).
- HUTCHINGS, P. (2008): Role of polychaetes in bioerosion of coral substrates. – In: WISSHAK, M. & TAPANILA, L. (Eds): Current Developments in Bioerosion. – 249–264, Berlin (Springer).
- JADOUL, F. & GALLI, M.T. (2008): The Hettangian shallow water carbonates after the Triassic/Jurassic biocalcification crisis: the Albenza Formation in the western Southern Alps. – Riv. Ital. Paleont. Strat., **114** (3), 453–470.
- KAUFMANN, B. (2009): The Steinplatte complex (Late Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria) – subsidence-controlled development of a carbonate-platform-to-intrashelf-basin-transition. – Acta Geol. Polon., **59**, 341–357.
- KISSLING, W., ABERHAN, M., BRENNEIS, B. & WAGNER, P.J. (2007): Extinction trajectories of benthic organisms across the Triassic-Jurassic boundary. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **244**, 201–222.
- KOCH, R., MOUSSAVIAN, E., OGORELEC, B., SKABERNE, D. & BUCUR, I.I. (2002): Development of a *Lithocodium* (syn. *Bacinella irregularis*)-reef-mound – A patch reef within Middle Albian lagoonal limestone sequence near Nova Gorica (Sabotin Mountain, W-Slovenia). – Geologija, **45**, 71–90.
- KORNGREEN, D. & BENJAMINI, C. (2001): Upper Triassic reef facies in the Asher-Atlit-1 borehole, northern Israel: Microfacies, cement stratigraphy and palaeogeographic implications. – Facies, **45**, 1–24, Erlangen.
- KRAJEWSKI, M. (2010): Facies, microfacies and development of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of the Crimean carbonate platform from the Yalta and Ay-Petri massifs (Crimea Mountains, Southern Ukraine). – Dissertation Monographs, **217**, 1–253.
- KRYSTYN, L., BÖHM, F., KÜRSCHNER, W. & DELECAT, S. (2005): The Triassic-Jurassic boundary in the Northern Calcareous Alps. – 5th Field Workshop IGCP 458 Triassic-Jurassic boundary events, Field Guide, A1–A14.
- KUSS, J. (1983): Faziesentwicklung in proximalen Intraplattform-Becken: Sedimentation, Palökologie und Geochemie der Kösse-ner Schichten (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen). – Facies, **9**, 61–172, Erlangen.
- LAKEW, T. (1990): Microfacies and cyclic sedimentation of the Upper Triassic (Rhaetian) Calcare di Zu (Southern Alps). – Facies, **22**, 187–232, Erlangen.
- LEINFELDER, R.R., NOSE, M., SCHMID, D.U. & WERNER, W. (1993): Microbial crusts of the Late Jurassic: Composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. – Facies, **29**, 195–230, Erlangen.
- MATZNER, C. (1986): Die Zlambach-Schichten (Rhaet) in den Nördlichen Kalkalpen: Eine Plattform-Hang-Beckenentwicklung mit allochthoner Karbonatsedimentation. – Facies, **14**, 1–104, Erlangen.
- MAURIN, A.F., BERNET-ROLLANDE, M.C., MONTY, C.L.V. & NAZHAT, S. (1985): The microbial nature of bacinellid textures. Sedimentological bearings. – 9th European Regional Meeting of Sedimentology, Leiden, Abstracts, 285–287.
- OHLEN, H.R. (1959): The Steinplatte reef complex of the alpine Triassic (Rhaetian) of Austria. – Unpubl. PhD Thesis Univ. Princeton, 1–123.
- PERRY, C.T. & BERTLING, M. (2000): Spatial and temporal patterns of macroboring within Mesozoic and Cenozoic coral reef systems. – In: INSALACO, E., SKELTON, P.W. & PALMER, E.T. (Eds): Carbonate Platform Systems: Components and Interactions. – Geol. Soc. London, Spec. Pub., **178**, 33–50.
- PILLER, W. (1981): The Steinplatte reef complex, part of an Upper Triassic carbonate platform near Salzburg (Austria). – In: TOOMEY, D.F. (Ed): European Fossil Reef Models. – SEPM Spec. Pub., **30**, 261–290.
- PILLER, W. & LOBITZER, H. (1979): Die obertriassische Karbonatplattform zwischen Steinplatte (Tirol) und Hochkönig (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., 1979, 171–180, Wien.
- RADOIČIĆ (1959): Nekoliko problematičnih mikrofosila iz dinarske krede (Some problematic microfossils from the Dinarian Cretaceous). – Vesnik, **17**, 87–92.
- REIJMER, J.J.G. & EVERAARS, J.S.L. (1991): Carbonate platform facies reflected in carbonate basin facies (Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria). – Facies, **25**, 253–278.
- REINHOLD, C. & KAUFMANN, B. (2009): Sea-level changes as controlling factor of early diagenesis: the reefal limestones of Adnet (Late Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria). – Facies, **56** (2), 231–248.

- RIEDEL, P. (1988): Facies and development of the "Wilde Kirche" reef complex (Rhaetian, Upper Triassic, Karwendelgebirge, Austria). – *Facies*, **18**, 205–218.
- RIEDEL, P. (1991): Korallen in der Trias der Tethys: stratigraphische Reichweiten, Diversitätsmuster, Entwicklungstrends und Bedeutung als Rifforganismen. – *Mitt. Ges. Bergbaustud. Österr.*, **37**, 97–118.
- ROSE, C.S. & RISK, M.J. (1985): Increase in *Cliona delitrix* infestation of *Montastraea cavernosa* heads on an organically polluted portion of the Grand Cayman. – *Mar. Ecol.*, **6** (1), 345–363.
- RÜTZLER, K. & RIEGER, G. (1973): Sponge burrowing: fine structure of *Cliona lampae* penetrating calcareous substrata. – *Mar. Biol.*, **21**, 144–162.
- SADATI, S.M. (1981): Die Hohe Wand: ein obertriadisches Lagunen-Riff am Ostende der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich). – *Facies*, **5**, 191–264.
- SCHÄFER, P. (1979): Fazielle Entwicklung und palökologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den nördlichen Kalkalpen (Oberhät-Riff-Kalke, Salzburg). – *Facies*, **1**, 3–245.
- SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1981): Facies development and paleoecologic zonation of four Upper Triassic patch-reefs, Northern Calcareous Alps near Salzburg, Austria. – In: TOOMEY, D.F. (Ed): *European Reef Models*. – *SEPM Spec. Pub.*, **30**, 241–259.
- SCHNEIDER, C. & REIJMER, J.J.G. (1999): Facies patterns within a Lower Jurassic upper slope to inner platform transect (Jbel Bou Dahar, Morocco). – *Facies*, **41**, 55–80.
- SCHLAGINTWEIT, F. (2010): Taxonomic revision of *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT sensu SCHMID & LEINFELDER, 1996. – *Jb. Geol. B.-A.*, **156/3–4**, 393–406, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F., BOVER-ARNAL, T. & SALAS, R. (2010): New insights into *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT 1956 and *Bacinella irregularis* RADOIČIĆ 1959 (Late Jurassic – Lower Cretaceous): two ulvophyceyan green algae (?Order Ulotrichales) with a heteromorphic life cycle (epilithic/euendolithic). – *Facies*, **56**, 509–547, Erlangen.
- SCHMID, D.U. & LEINFELDER, R.R. (1996): The Jurassic *Lithocodium aggregatum-Troglotella incrustans* foraminiferal consortium. – *Palaeontology*, **39**, 21–52.
- SCHMIDT, H. (1990): Mikrobohrspuren in Fossilien der triassischen Hallstätter Kalke und ihre bathymetrische Bedeutung. – *Facies*, **23**, 109–120, Erlangen.
- SCHMIDT, H. (1992): Mikrobohrspuren ausgewählter Faziesbereiche der tethyalen und germanischen Trias (Beschreibung, Vergleich und bathymetrische Interpretation). – *Frankfurter Geowiss. Arb., Ser. A Geol. & Paläont.*, **12**, 1–228.
- SCHÖNBERG, C.H.L. & TAPANILA, L. (2006): The bioeroding sponge *Aka paratypica*, a modern tracemaking analogue for the Paleozoic Ichnogenus *Entobia devonica*. – *Ichnos*, **13**, 147–157.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1980): Fazielle und paläontologische Untersuchungen in oberhätischen Riffen (Feichtenstein- und Gruberriff bei Hintersee, Salzburg, Nördliche Kalkalpen). – *Facies*, **3**, 1–237.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1984): Mikroproblematika aus den obertriadischen Riffkalken von Sizilien. – *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **61**, 1–81.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & SCHÄFER, P. (1978): Die Häufigkeitsverteilung der Foraminiferen in drei oberhätischen Riff-Komplexen der Nördlichen Kalkalpen (Salzburg, Österreich). – *Verh. Geol. B.-A., Jg. 1978*, 73–96, Wien.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & SCHÄFER, P. (1979): Distributional patterns of calcareous algae within Upper Triassic patch reef structures of the Northern Calcareous Alps (Salzburg). – *Bull. Cent. Rech. Pau SNPA*, **3**, 811–820.
- STANLEY, G.D. JR. (2003): The evolution of modern corals and their early history. – *Earth.-Sci. Reviews*, **60**, 195–222.
- STANTON, R.J. JR. & FLÜGEL, E. (1989): Problems with reef models: the Late Triassic Steinplatte "reef" (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – *Facies*, **20**, 1–138, Erlangen.
- TAPANILA, L. (2006): Devonian *Entobia* borings from Nevada, with a revision of *Topsentopsis*. – *Journ. Palaeont.*, **80**, 760–767.
- TOMAŠOVÝCH, A. (2004): Microfacies and depositional environment of an Upper Triassic intra-platform carbonate basin: the Fatric Unit of the West Carpathians (Slovakia). – *Facies*, **50**, 77–105, Erlangen.
- VALLON, L.H. (2011): Ichnotaxa data base. Published online. URL: vallon.pforzheim-business.de/html/ichnologie_-_taxa-datenbank.html (Accessed: 06 06 2011)
- VOGEL, K. (1993): Bioeroders in fossil reefs. – *Facies*, **28**, 109–114, Erlangen.
- VOIGT, E. (1975): Tunnelbaue rezenter und fossiler Phoronidea. – *Paläont. Zeitschr.*, **49**, 135–167.
- WARD-PAIGE, C.A., RISK, M.J., SHERWOOD, O.A. & JAAP, W.C. (2005): Clionid sponge surveys on the Florida reef tract suggest land-based nutrient inputs. – *Marine Poll. Bull.*, **51**, 570–579.
- WURM, D. (1982): Mikrofazies, Paläontologie und Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukammes, Österreich. – *Facies*, **6**, 203–296, Erlangen.
- ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll: Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der Nördlichen Kalkalpen. – *Abh. Senckenb. natf. Ges.*, **519**, 1–123.
- ZEI, S. (1994): Patterns of coral and sponge abundance in stressed coral reefs at Santa Marta, Colombian Caribbean. – In: VAN SOEST, R.W.M., VAN KEMPEN, T.M.G. & BRAEKMAN, J.-C. (Eds): *Sponges in Time and Space – Biology, Chemistry, Paleontology*. – *Proc. 4th Int. Porifera Congr. Amsterdam, Netherlands*, 19–23 April 1993, 257–264, Rotterdam (Balkema).

Plate 1

Entobia isp. from the Late Triassic (Late Rhaetian) of the Northern Calcareous Alps (a–e) and the Late Jurassic (?Late Tithonian) of the Crimea Mountains, Ukraine (f).

Scale bars 2 mm.

- a Coral with thin calcimicrobial crust and two entobians.
Sample BG.
 - b Coral with thin crust of calcimicrobes and foraminifera exhibiting one chamber of *Entobia* (width 1.5 mm, height 0.7 mm).
Sample O 55.
 - c Numerous entobians boring into a coral skeleton enveloped by a calcimicrobial crust which in turn are encrusted by foraminifera. Note the micritized traces of the excavating filaments between individual chambers.
Sample O 55.
 - d Coral bored by *entobians*. The central part shows a network of anastomizing boring filaments (= "*Bacinella* threads" of some authors). On the right, only the micritized zone around the chamber is cut (white arrows). Note the thick oblique canal (opening?) on the left side of the chamber (black arrow).
Sample O 55.
 - e Coral bored by entobians.
Sample O 55.
 - f Two large specimens of *Entobia* boring into a stromatoporoid skeleton and canals radiating into oncoidal crusts. Late Tithonian – Early Berriasian of the Crimea Mountains, Ukraine (detail from KRAJEWSKI, 2010, Fig. 4.61.A). A detailed view is shown in Text-Fig. 1.
-

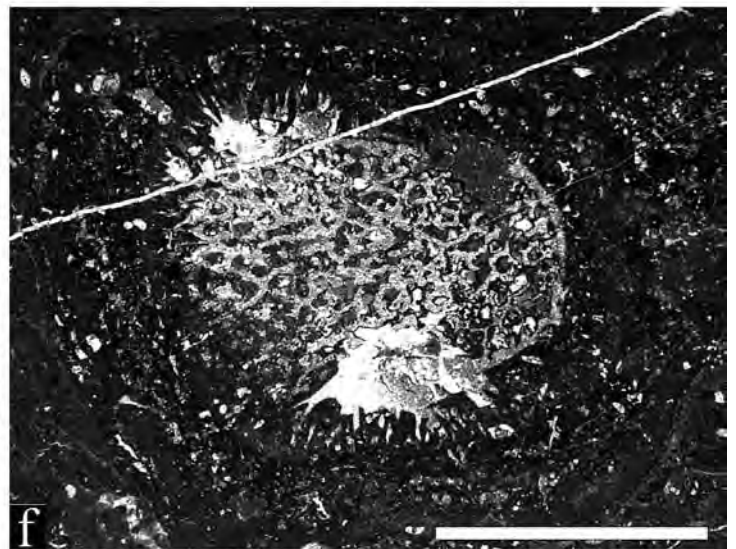
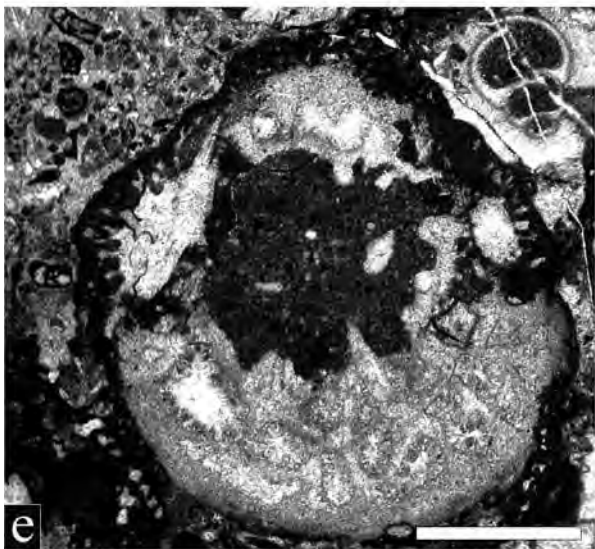
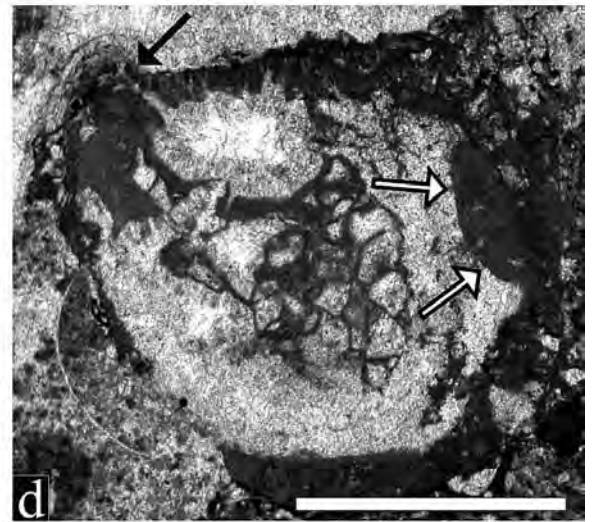
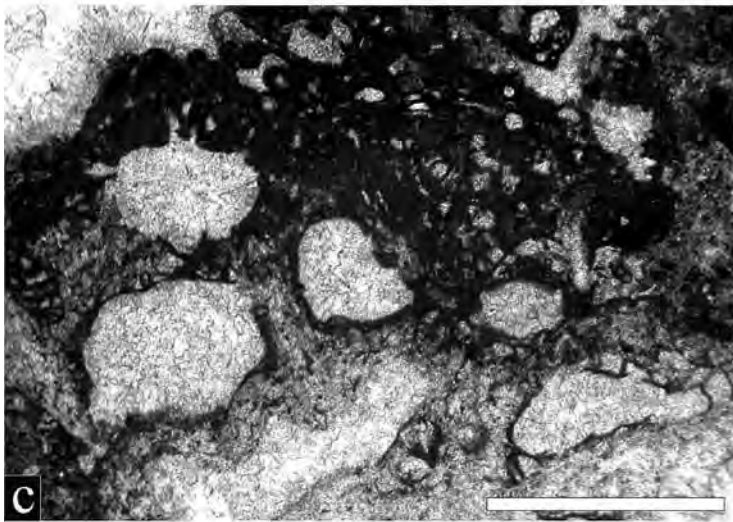
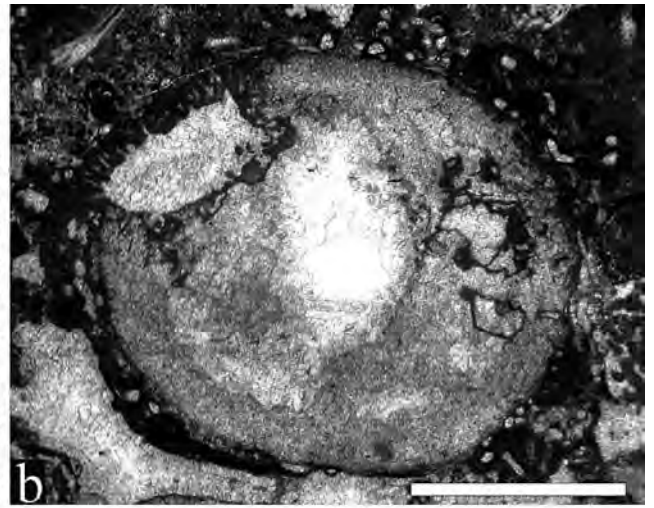
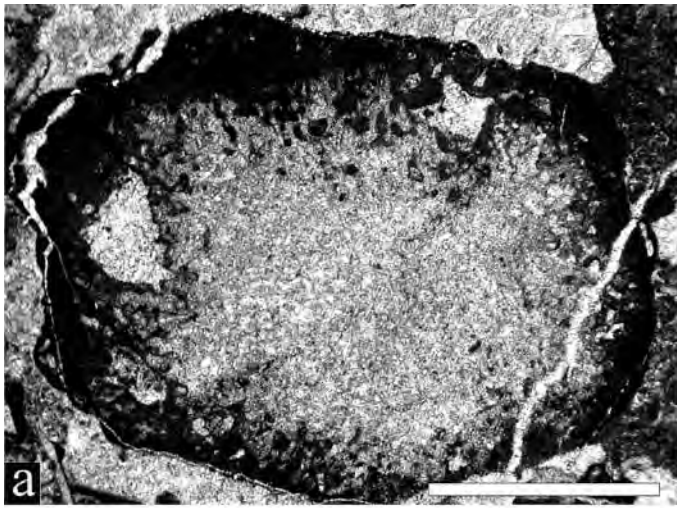


Plate 2

Entobia isp. from the Late Triassic (Late Rhaetian) of the Northern Calcareous Alps.

Scale bars 1 mm.

- a Two large chambers fuse in the centre of a substrate excavating the latter from two opposite sides.
Note the micritized boring network inside the chambers. Two smaller chambers are present in the substrate enveloping crusts (above).
Sample B/G/2.
 - b Several specimens boring the substrate from all sides, in contrast to the example shown in a, not penetrating deep enough to fuse.
Note the thicker canal open to the exterior (above).
Sample BG.
 - c Two specimens boring into calcimicrobial crusts.
Note the preserved sponge remains inside the chambers (detail see Pl. 5, Fig. c).
Sample B/G/2.
 - d Three boring chambers, clearly separated from each other, excavating into a coral skeleton and oncoidal crust.
The substrate between the two chambers on the right was removed by the boring/etching process of the two specimens.
Sample A/132/1.
 - e Several specimens boring into the outer zone of a thick calcimicrobial crust enveloping coral rubble.
Sample A/132/1.
 - f Rather large chamber within calcimicrobial crusts resulting from lateral growth.
Sample BG/2.
-

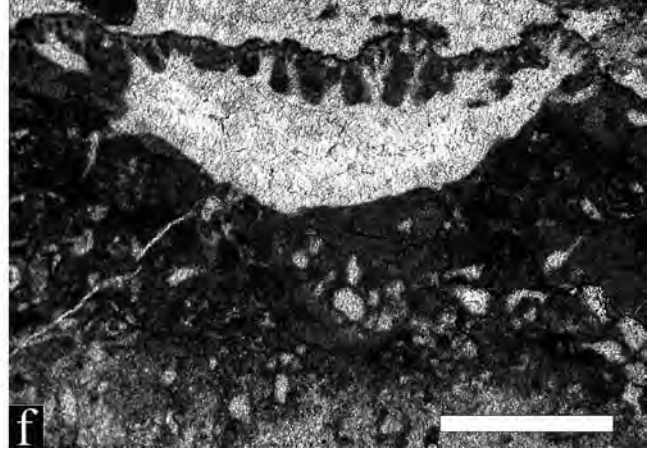
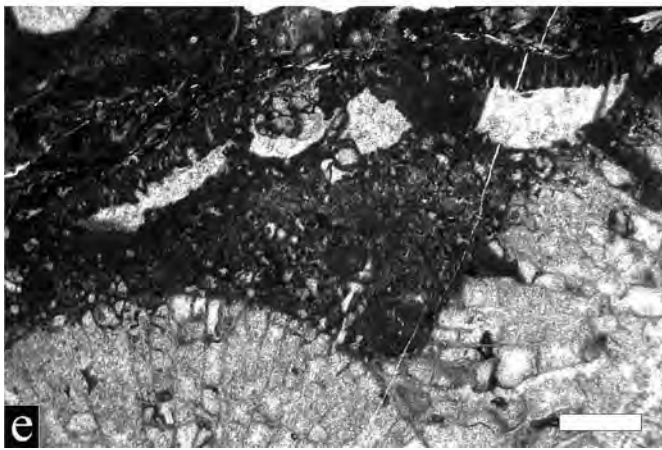
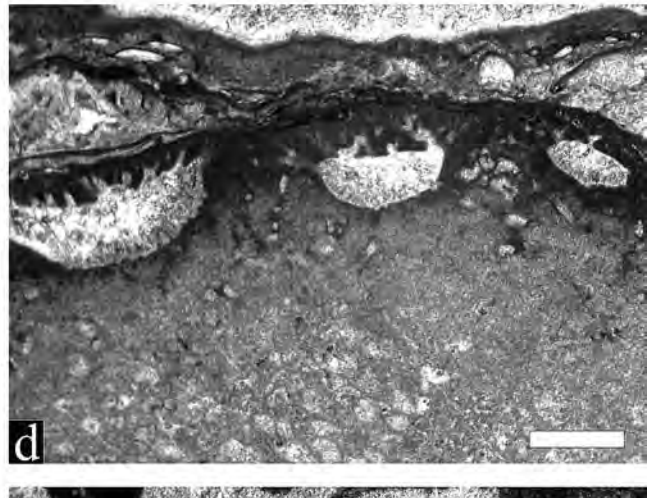
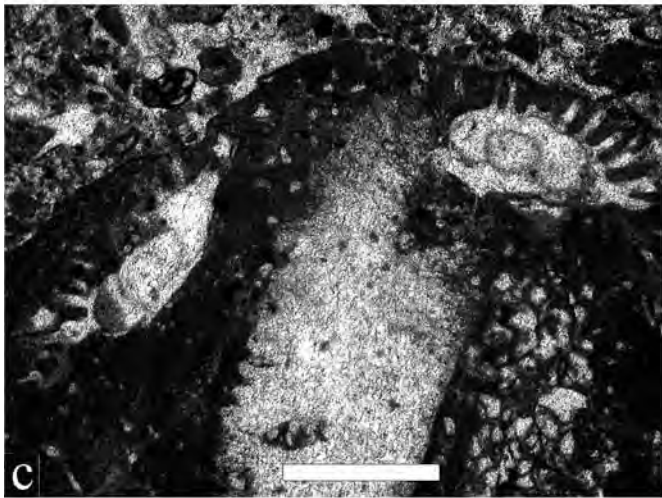
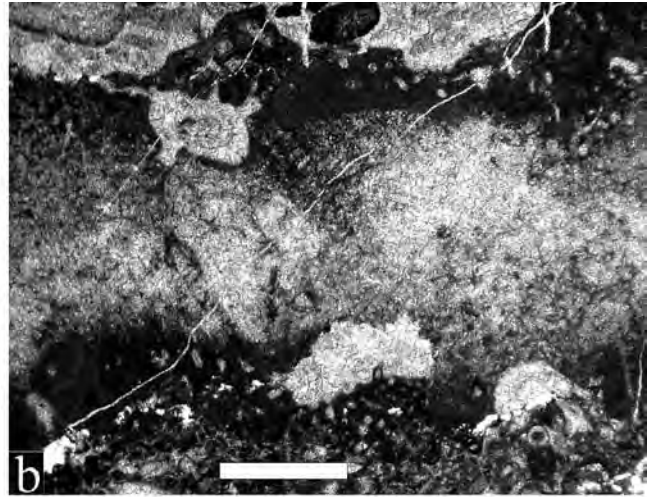
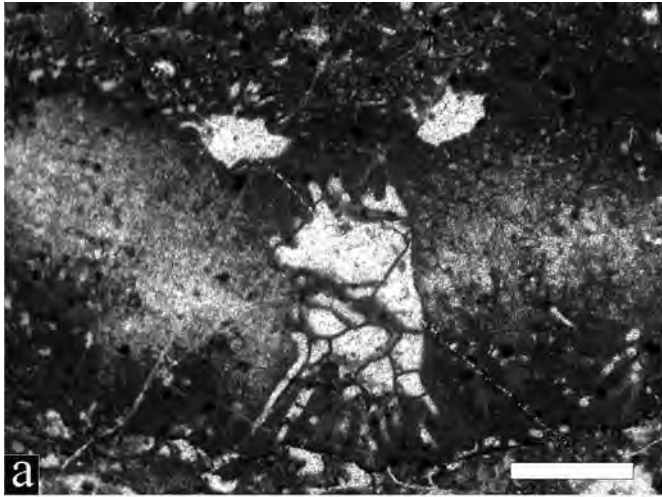


Plate 3

Entobia isp. from the Late Triassic (Late Rhaetian) of the Northern Calcareous Alps.

Scale bars 1 mm.

- a *Entobia* boring into a pelecypod shell. Note the sack-like shape of the boring and the micritized traces of the radiating excavating filaments.
Sample O 55.
 - b Irregular-ovoid boring within a coral.
Sample O 55.
 - c Two entobians bored into a calcimicrobial crust. The arrow points to a possible aperture.
Sample BG.
 - d Numerous entobians within a coral and the enveloping calcimicrobial crust, which in turn is overgrown by encrusting foraminifera.
Sample O 55.
 - e Transverse section of a boring chamber within a calcimicrobial crust.
Sample BG.
 - f Boring chamber within a calcimicrobial crust filled by an irregular meshwork interpreted as the micritized traces of excavating filaments from adjacent and/or superimposed entobians.
Sample BG.
 - g Oblique section of a boring chamber within a calcimicrobial crust.
Sample BG.
 - h Round transverse section of a boring chamber within a calcimicrobial crust.
Sample BG.
 - i Boring chamber within a coral. Note the micritization around the chamber and the rather long canal on the left side. It is overlain by an encrusting foraminifer.
Sample O 55.
 - j Tangential section through the close-set, honey-comb-like pattern of the canal system.
Sample O 55.
-

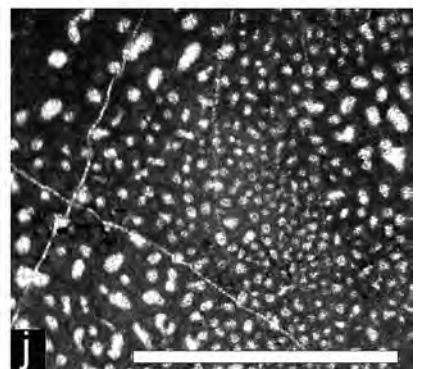
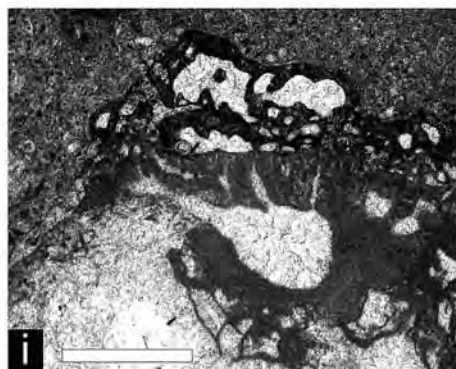
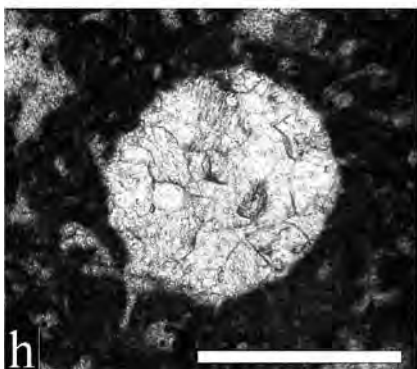
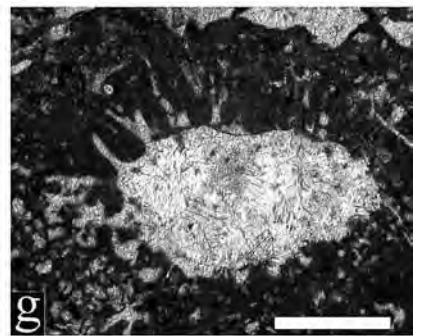
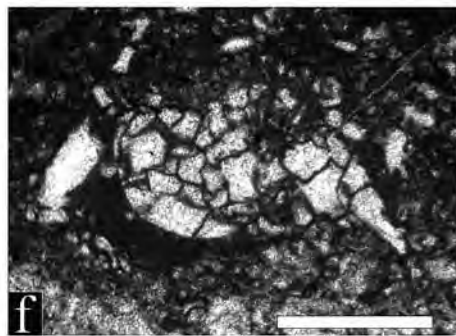
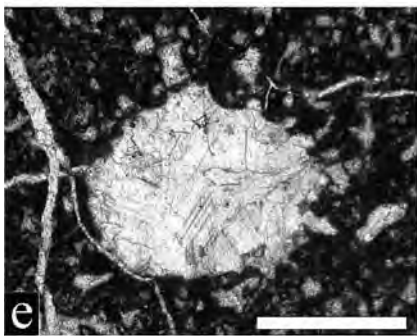
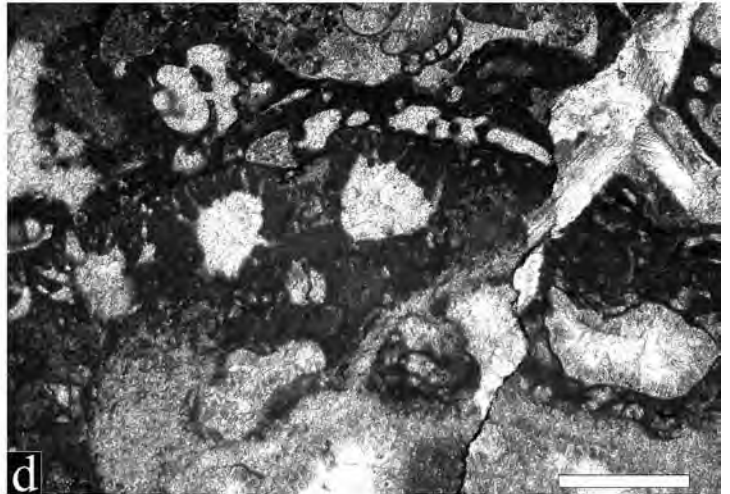
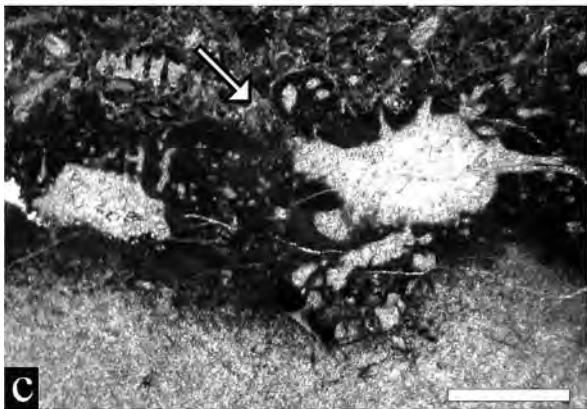
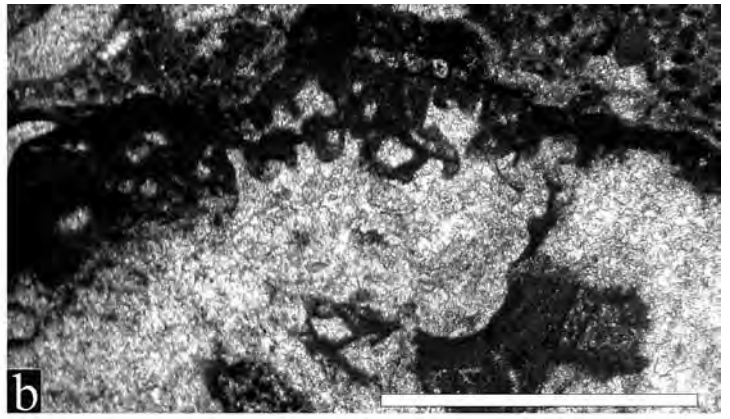
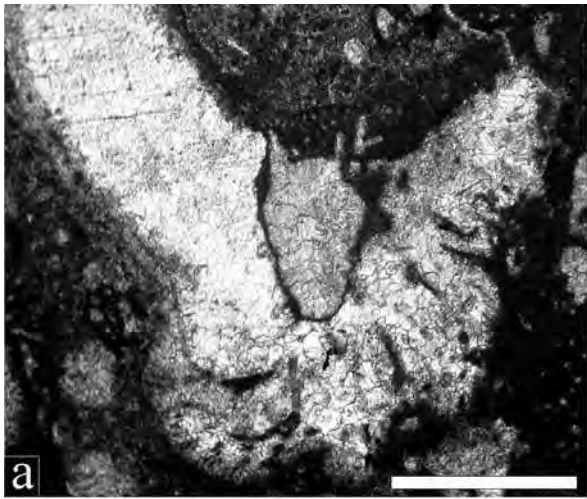


Plate 4

Entobia isp. from the Late Triassic (Late Rhaetian) of the Northern Calcareous Alps.

- a Specimen with ovoid chamber from which numerous thin and one larger (arrows) branching canals arise. The latter is rather long and transects the crusts in an oblique manner. The crust surrounding the chamber, and its base toward the substrate, is transformed to dense micrite (white dashed line). The upper zone of the substrate is pervaded by micritized traces of boring filaments.
Scale bar 1 mm, sample O 55.
- b Two entobians boring into a coral.
At the base of the right specimen, two thick branching canals arise (white arrows), one filled with sparite the other with micrite. The specimen on the left shows one thicker canal (black arrow) obliquely transecting the crust.
Scale bar 1 mm, sample O 55.
- c–d Detailed views of the micritized network of excavating filaments within the coral skeleton arising from the chamber base.
Scale bar 0.3 mm, sample O 55.
- e Detail of the branching canal system arising from the chamber roof.
Scale bar 0.3 mm, sample O 55.
- f Erosion meshwork (erosion scars?) within the substrate below the chamber.
Scale bar 0.3 mm, sample O 55.

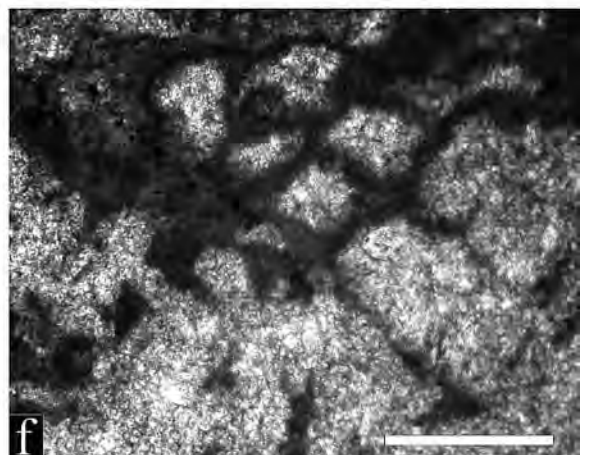
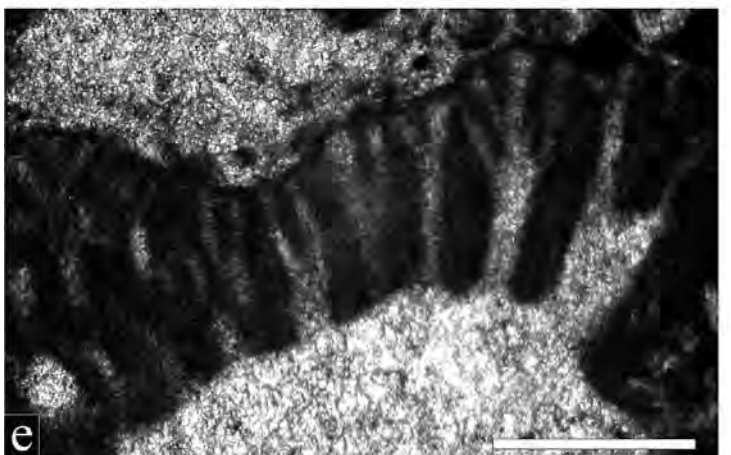
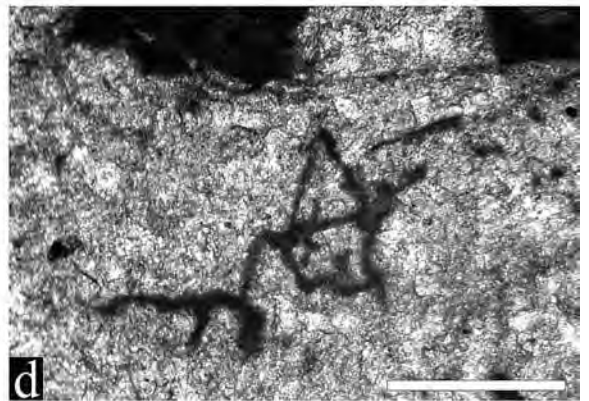
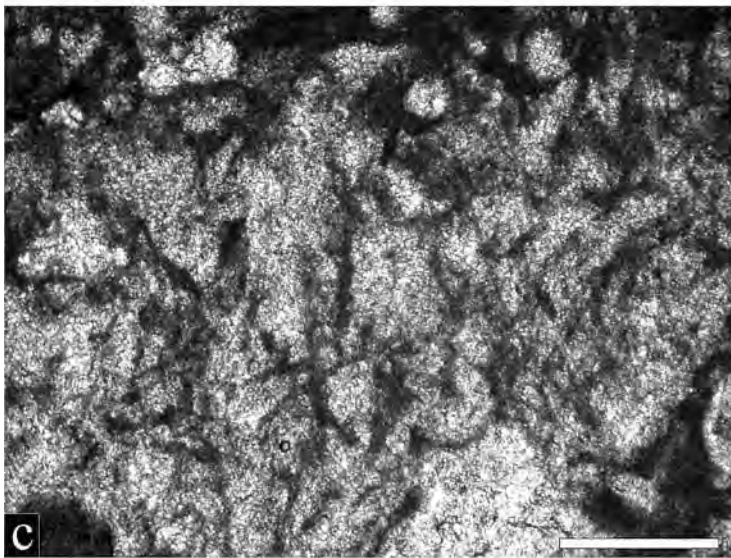
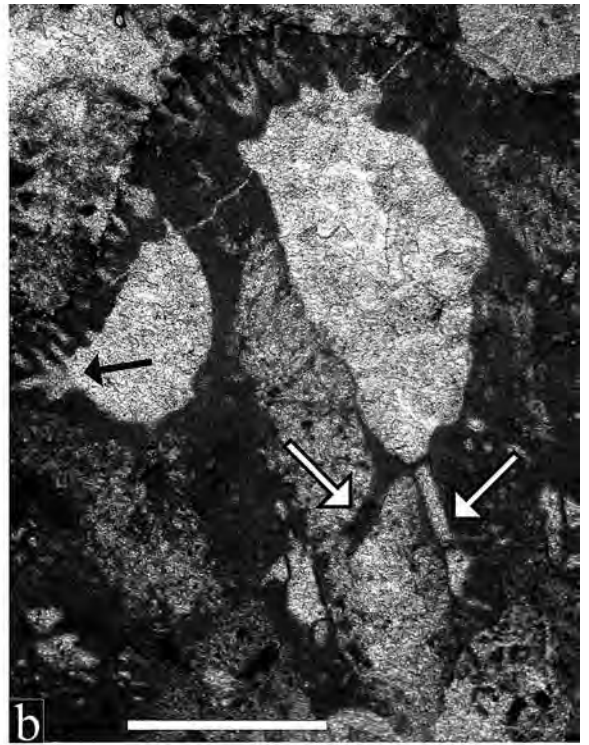
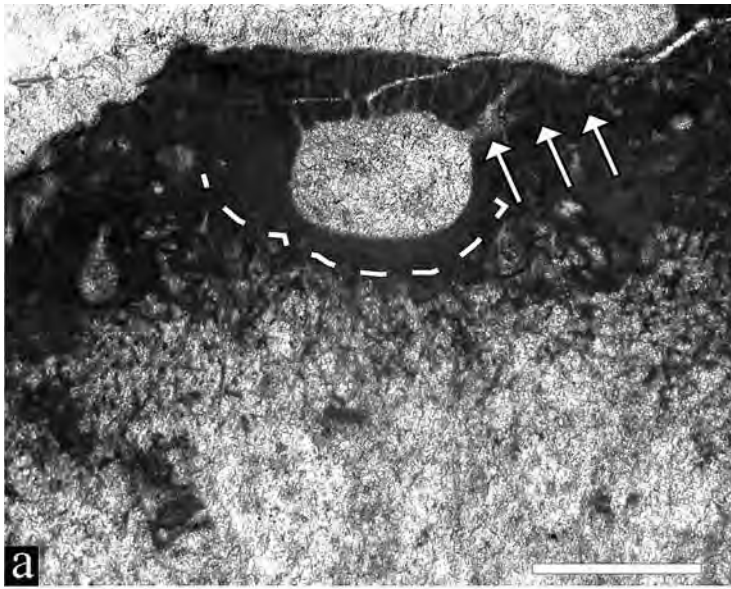
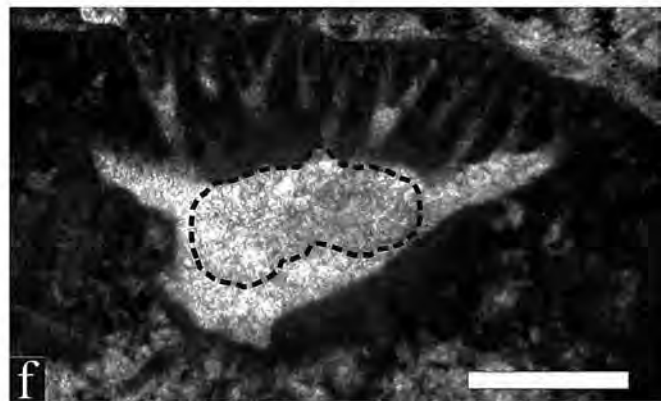
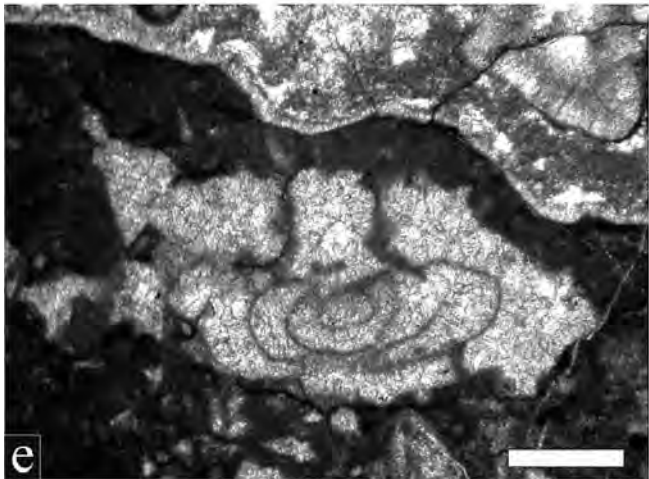
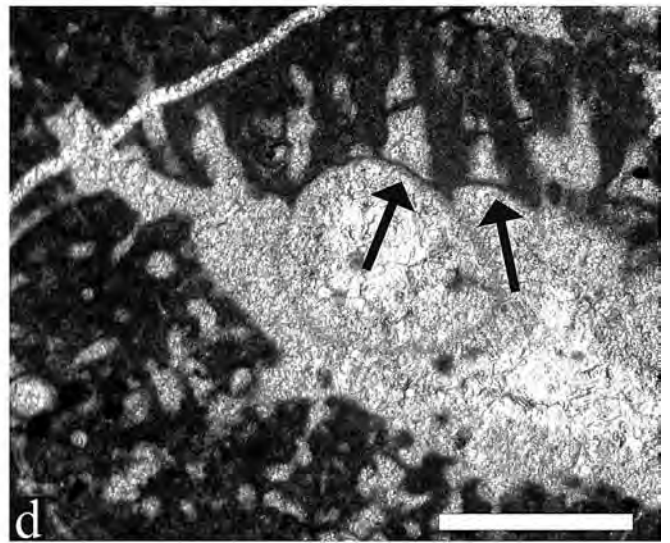
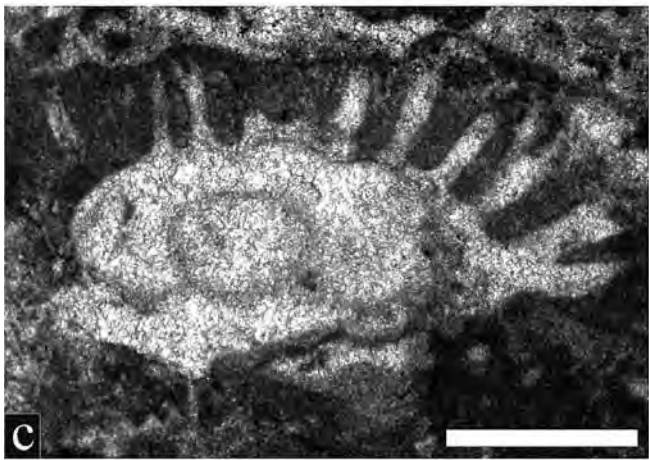
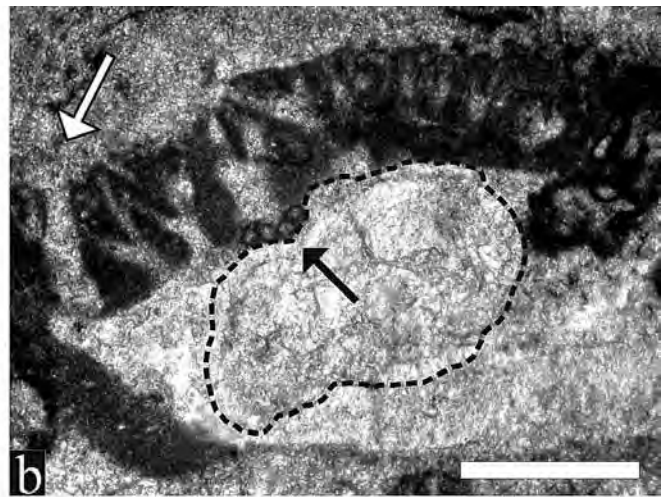
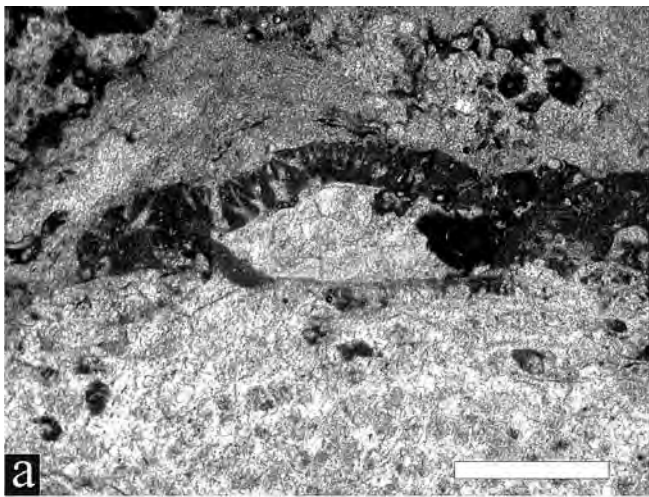


Plate 5

Boring sponge gen. et sp. indet., assumed producer of *Entobia* isp., from the Upper Rhaetian of the Northern Calcareous Alps.

- a *Entobia* isp. boring into a microbial crust enveloping a coral skeleton.
Scale bar 1 mm, sample OW-12, Late Rhaetian of Oberwössen, Chiemgau Alps.
- b Detail from a, showing a thin-walled globular body (size: 0.8 mm x 0.6 mm), outline marked by the black dashed line, inside the sparite-filled cavity of *Entobia* isp. (size: 1.7 mm x 0.7 mm), as assumed remnant (body wall) of the boring sponge. Note the globular to ovoid cryptobionts of unknown affinity inside the boring (arrow).
Scale bar 0.5 mm.
- c Detail from Plate 2, Fig. c showing a globular sponge (size: 1.05 mm x ~ 0.5 mm) largely occupying *Entobia* isp.
Scale bar 0.5 mm, sample B/G/2.
- d Part of one *Entobia* chamber with assumed sponge body wall (arrows) stretching into the proximal parts of the canals, thus, pretending a septation of the latter.
Scale bar 0.5 mm, sample B/G/2.
- e Multi-chambered? boring sponge inside *Entobia* sp.
Scale bar 0.5 mm, sample BG.
- f Globular boring sponge (size: 0.75 mm x 0.35 mm) inside *Entobia* isp.
Scale bar 0.5 mm, sample O 55.



***Spiraloconulus suprajurassicus* n. sp. –
a New Benthic Foraminifer from the Late Jurassic
of the Northern Calcareous Alps of Austria**

FELIX SCHLAGINTWEIT*

7 Text-Figures

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 66 Gmunden
Blatt 92 Lofer
Blatt 94 Hallein
Blatt 96 Bad Ischl

Barmstein Limestone
Late Jurassic
Foraminifera
Systematics
Biostratigraphy

Contents

Zusammenfassung	397
Abstract	397
Introduction	398
Geological Setting and Material	398
Systematic Description	398
Acknowledgements	404
References	404

***Spiraloconulus suprajurassicus* n. sp., eine neue Benthosforaminifere
aus dem Oberjura der Nördlichen Kalkalpen von Österreich**

Zusammenfassung

Spiraloconulus suprajurassicus n. sp., eine neue großwüchsige Foraminifere, wird aus dem Kimmeridgium–Tithonium der Nördlichen Kalkalpen von Österreich beschrieben. Ein weiteres Vorkommen stammt aus dem Ober-Tithonium–Unter-Berriasium von Rumänien. Sie repräsentiert die dritte Art der Gattung *Spiraloconulus* ALLEMANN & SCHROEDER, 1980, bisher bekannt aus dem Intervall Ober-Aalenium–Bathonium (?Unter-Callovium). Die ammobaculitoide Gehäusemorphologie, der grob-agglutinierende Habitus und das Vorkommen in höher energetischen Paläoenvironments gestatten einen Vergleich mit *Spiraloconulus giganteus* CHERCHI & SCHROEDER. Eine mittel- bis oberjurassische phylogenetische Reihe von *S. perconigi* über *S. giganteus* und schließlich zu *S. suprajurassicus* wird postuliert, einhergehend mit einer zunehmenden Komplexität der Marginalzone. *Spiraloconulus suprajurassicus* ist eine im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen sehr seltene Art und findet sich vorwiegend in Resedimenten, bevorzugt vom Typus der Barmsteinkalke.

Abstract

A new large-sized foraminifer is described as *Spiraloconulus suprajurassicus* n. sp. from the Kimmeridgian–Tithonian of the Northern Calcareous Alps of Austria. A further occurrence is from the Late Tithonian–Early Berriasian of Romania. It represents the third species of the genus *Spiraloconulus* ALLEMANN & SCHROEDER, 1980 known so far from the interval Late Aalenian–Bathonian (Early Callovian?). Given its ammobaculitoid morphology, its coarsely agglutinated habitus and the preference for well-agitated external platform settings, *S. suprajurassicus* can be compared with *S. giganteus* CHERCHI & SCHROEDER. A Middle–Late Jurassic phylogenetic lineage from *S. perconigi* to *S. giganteus* and finally *S. suprajurassicus* is postulated attended by an increase of complexity of the marginal zone. *Spiraloconulus suprajurassicus* represents a rare foraminifer in the Late Jurassic of the Northern Calcareous Alps, mostly occurring in resediments, e.g., the Barmstein Limestone.

*) FELIX SCHLAGINTWEIT: Lerchenauerstraße 167, 80935 München. ef.schlagintweit@t-online.de

Introduction

Larger benthic foraminifera are important constituents in Jurassic shallow-water carbonates of the Tethyan realm. They also have biostratigraphic relevance (e.g., HOTTINGER, 1967, 1971; BASSOULLET & FOURCADE, 1979; SEPTFONTAINE, 1980, 1988; SEPTFONTAINE et al., 1991; BASSOULLET, 1997; VELIĆ, 2007). The appearance (“origination event”) of these agglutinating forms, often with complex inner structures, followed the end-Triassic mass extinction in Sinemurian–Pliensbachian times (KAMINSKI et al., 2010).

In the Northern Calcareous Alps of Austria, shallow-water carbonates with larger benthic foraminifera are known from the uppermost Oxfordian–Tithonian interval of the Plassen Carbonate Platform and associated resedimented deposits within basinal series, e.g., the Barmstein Limestone (e.g., FENNINGER & HÖTZL, 1967; STEIGER & WURM, 1980; STEIGER, 1981; DARGA & SCHLAGINTWEIT, 1991; SCHLAGINTWEIT & EBELI, 1999; SCHLAGINTWEIT et al., 2005). A large agglutinating taxon, already recorded by SCHLAGINTWEIT & EBELI (1999) in open nomenclature as “*lituolidae* gen. et sp. indet.” from Mount Trisselwand (Text-Fig. 1) and meanwhile detected from several other locations (Text-Fig. 2), is described as a new species of the genus *Spiraloconulus* ALLEMANN & SCHROEDER, 1980.

Geological Setting and Material

About 20 specimens of *Spiraloconulus suprajurassicus* n. sp. were detected in 16 thin-sections of various localities of the Plassen Carbonate Platform *sensu stricto*, Barmstein Limestone and basal resedimented deposits of the Wolfgangsee Carbonate Platform:

Plassen Carbonate Platform *s. str.*

Mount Trisselwand: thin-sections TK 21, TK 24, TK 35 (see Text-Fig. 1a), ÖK no. 96 Bad Ischl. For geological setting see SCHLAGINTWEIT & EBELI (1999).

Barmstein Limestone

Mount Barmsteine: thin-section B 74, ÖK no. 94 Hallein. For geological setting see STEIGER (1981) and GAWLICK et al. (2005).

Mount Ewige Wand: thin-section E 314, ÖK no. 96 Bad Ischl. For geological setting see GAWLICK et al. (2010).

Mount Höherstein: thin-section D 66, ÖK no. 96 Bad Ischl. For geological setting see GAWLICK et al. (2003).

Mount Tressenstein: thin-sections D 222, 469, 470, 471 (see Text-Fig. 1a), ÖK no. 96 Bad Ischl. For geological setting see GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2009).

Mount Trisselwand: thin-sections MT 344, 347a, T 8, ÖK no. 96 Bad Ischl. For geological setting see SCHLAGINTWEIT & EBELI (1999).

Mount Jochwand: thin-section B 51-2, ÖK no. 96 Bad Ischl. For geological setting see GAWLICK et al. (2010).

Mount Zwerchwand: thin-section E 83, ÖK no. 96 Bad Ischl. For geological setting see GAWLICK et al. (2010).

Basal resedimented deposits of the Wolfgangsee Carbonate Platform

Mount Lugberg: thin-section E 764 ÖK no. 66 Gmunden. For geological setting see GAWLICK et al. (2007).

Systematic Description

The systematic follows the “year 2000 classification” of KAMINSKI (2004).

Class Foraminifera D’ORBIGNY

Subclass Textulariia MIKHALEVICH

Order Loftusiida KAMINSKI & MIKHALEVICH, 2004 in KAMINSKI, 2004

Suborder Orbitolinina KAMINSKI, 2004

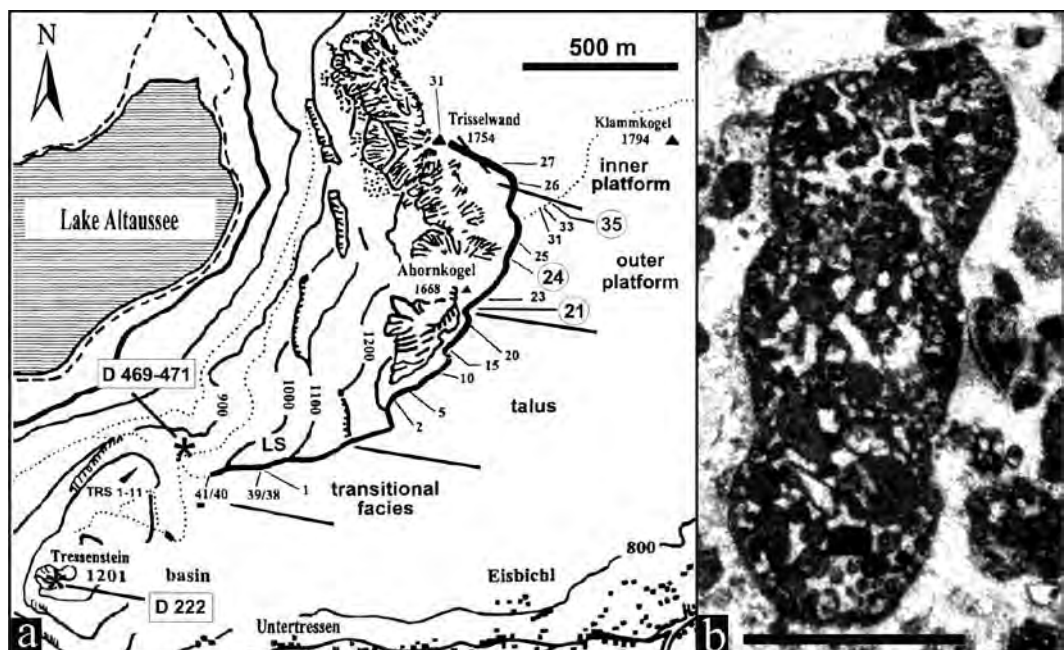
Superfamily Pfenderinacea SMOUT & SUGDEN, 1962

Family Hauraniidae SEPTFONTAINE, 1980

Subfamily Amijellinae SEPTFONTAINE, 1980

Genus *Spiraloconulus* ALLEMANN & SCHROEDER, 1980

Text-Fig. 1.
a: Occurrences of *Spiraloconulus suprajurassicus* n. sp. in the Plassen Carbonate Platform of Mount Trisselwand (samples TW 21, TW 24, TW 35) (from SCHLAGINTWEIT & EBELI, 1999) and Barmstein Limestone (samples D 469-D 471 containing the holotype specimen) (from GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2009) (see also Text-Fig. 2).
b: *Spiraloconulus suprajurassicus* n. sp., shallow longitudinal section (= *Lituolidae* gen. et sp. indet. in SCHLAGINTWEIT & EBELI, 1999, Pl. 5, Fig. 8, sample TW 21). Scale bar 1 mm.



Diagnosis (from LOEBLICH & TAPPAN, 1987): “Test large, conical to cylindrical, enrolled to rectilinear, early enrolled stage producing a flattened test apex, distinctly coiled microspheric specimens up to 2 mm in breadth and up to 1.6 mm in height, megalospheric tests smaller, with maximum height of 1.5 mm and diameter of 1.1 mm, conical to almost cylindrical, with more strongly developed rectilinear stage; wall microgranular, calcareous, coarsely agglutinated, and may include very large calcareous grains, imperforate epidermis, with septulae (beams and rafters) forming an irregular subepidermal network or marginal zone, the central part of the chambers with pillar-like growths from the septa interspersed between the apertural pores, the pillars rarely completely crossing the chamber lumen but leave a narrow open space adjacent to the succeeding septum, septa of the rectilinear stage strongly convex toward the apertural face; aperture cribrate on the terminal face.”

Remarks: In the description of the type-species *Spiraloconulus perconigi*, ALLEMANN & SCHROEDER (1972, p. 208) stated that there are abundant grains incorporated into the chamber interior, which are so big that they “touch the cham-

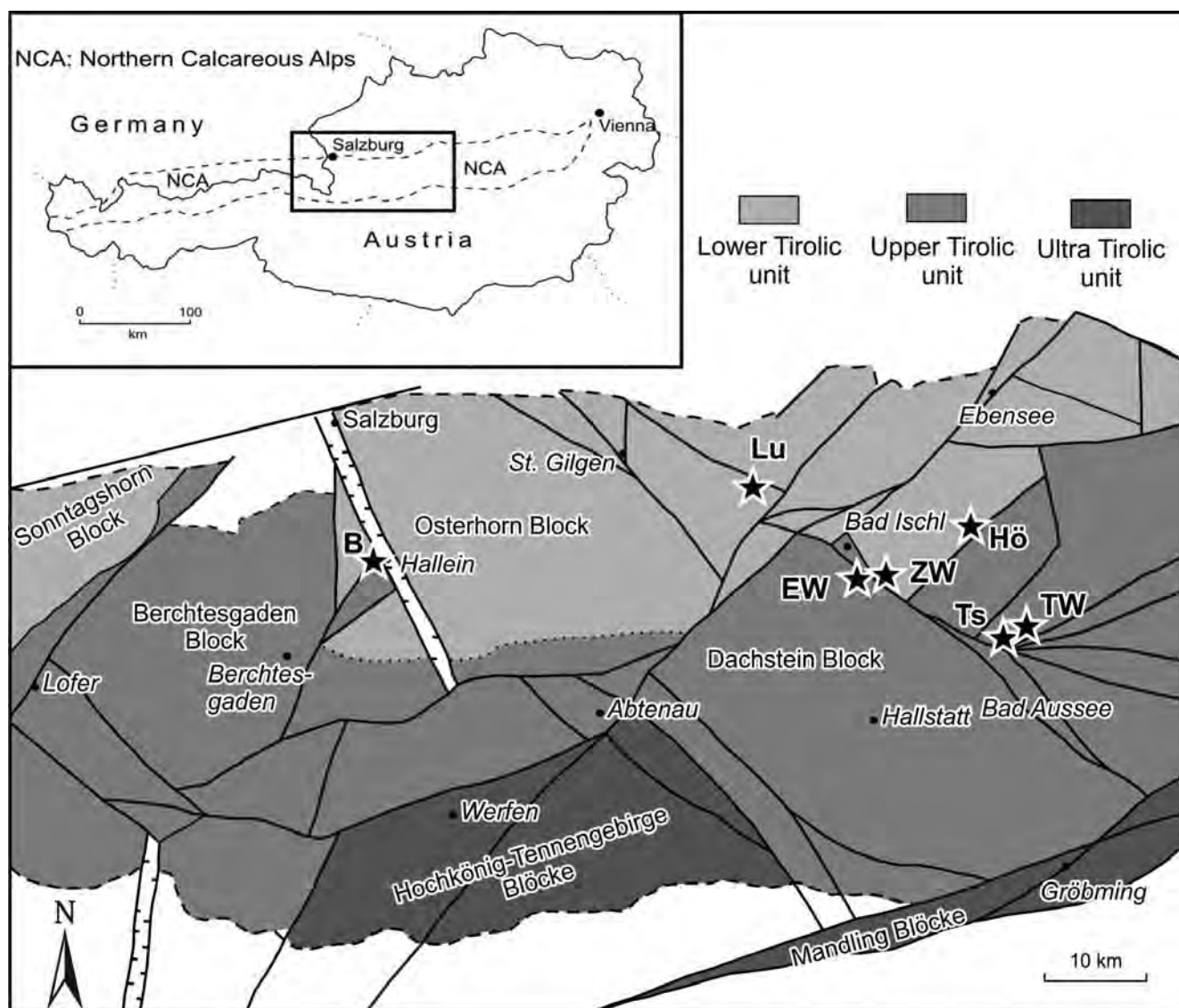
ber floor of the earlier camper” and that these could erroneously be mistaken for pillars. This characteristic is also included in the genus diagnosis provided by LOEBLICH & TAPPAN (1987). Concerning this matter, it cannot be comprehended why BOUDAGHER-FADEL (2008, p. 179) characterized the genus *Spiraloconulus* as possessing “thin septa, linked by thick heavy pillars” ... notably a central zone with “endoskeletons of pillars from septum to septum”. Interseptal columnar pillars are part of the foraminiferan endoskeleton stretching between consecutive septa (e.g., HOTTINGER, 2006).

Spiraloconulus suprajurassicus n. sp.

(Text-Fig. 1b, Text-Figs. 3a–e, Text-Figs. 4a–f, Text-Fig. 5, Text-Figs. 7a–d)

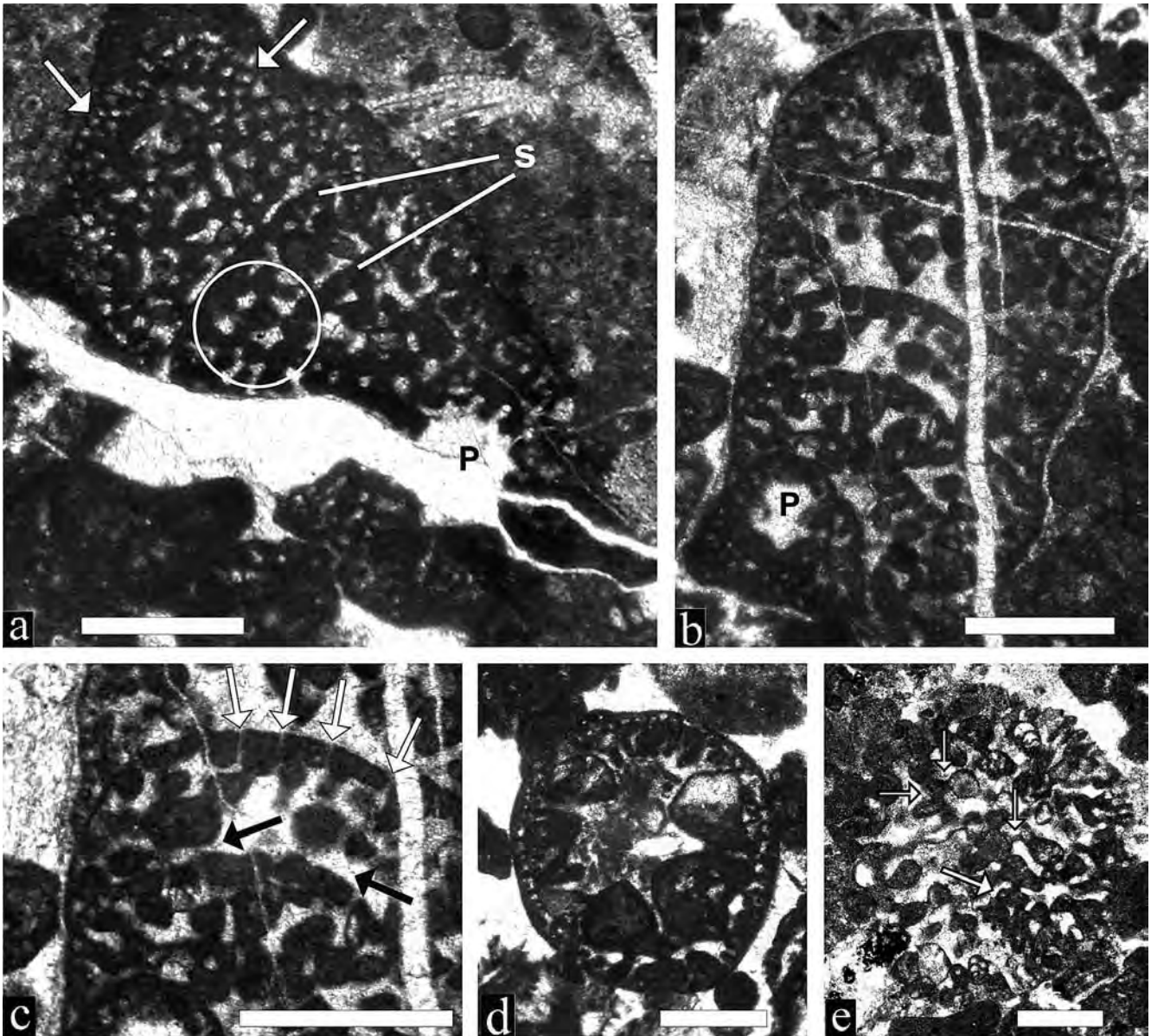
1999 Lituolidae gen. et sp. indet. – SCHLAGINTWEIT & EBELI, p. 398, Pl. 5, Fig. 8; Pl. 7, Figs. 2–3.

2011 Foraminifera X – DRAGASTAN, p. 101, Pl. 6, Figs. 1–2 (macrospheric specimens).



Text-Fig. 2. Geographic and tectonic position (recent block configuration) of the localities where *Spiraloconulus suprajurassicus* n. sp. has been detected (slightly modified after FRISCH & GAWLICK, 2003).

Abbreviations: B: Barmsteine; Lu: Lugberg; EW: Ewige Wand; ZW: Zwerchwand; Hö: Höherstein; Ts: Tressenstein; TW: Trisselwand.



Text-Fig. 3.

Spiraloconulus suprajurassicus n. sp. from the Barmstein Limestone.

a: Holotype specimens, oblique equatorial section (tangential in the upper part) with ~5 chambers forming the rectilinear part. p = proloculus, s = septa, white arrows = subepidermal network of horizontal and vertical partitions. The white circle shows a part of the central zone with glued agglutinated particles. Thin-section D 471, Mount Tressenstein. Scale bar 0.5 mm.

b: Equatorial section; 5 chambers form the rectilinear enrolled part of the test. Note the pillar-like connected agglutinated particles in the interior of the chambers. p = proloculus. Thin-section D 470, Mount Tressenstein. Scale bar 0.5 mm.

c: Detail of b showing the multiple chamber connections (white arrows) and the connected agglutinated particles that do not completely cross the chamber lumina so that a narrow open space adjacent to the succeeding septum is left (black arrows). Scale bar 0.5 mm.

d: Transverse section showing rather large agglutinated particles and the narrow marginal zone. Thin-section D 469, Mount Tressenstein. Scale bar 0.5 mm.

e: Transverse section showing the agglutinated rounded particles such as peloids (including also some tiny benthic foraminifera) interconnected by micritic walls (arrows). Thin-section B 51-2, Mount Zwerchwand. Scale bar 0.5 mm.

2011 Otaina magna RAMALHO – BUCUR et al., Pl. 1, Fig. 1 (microspheric specimen).

Derivatio nominis: The species name refers to the occurrence in the Late Jurassic, given that the genus was so far only known from Middle Jurassic strata.

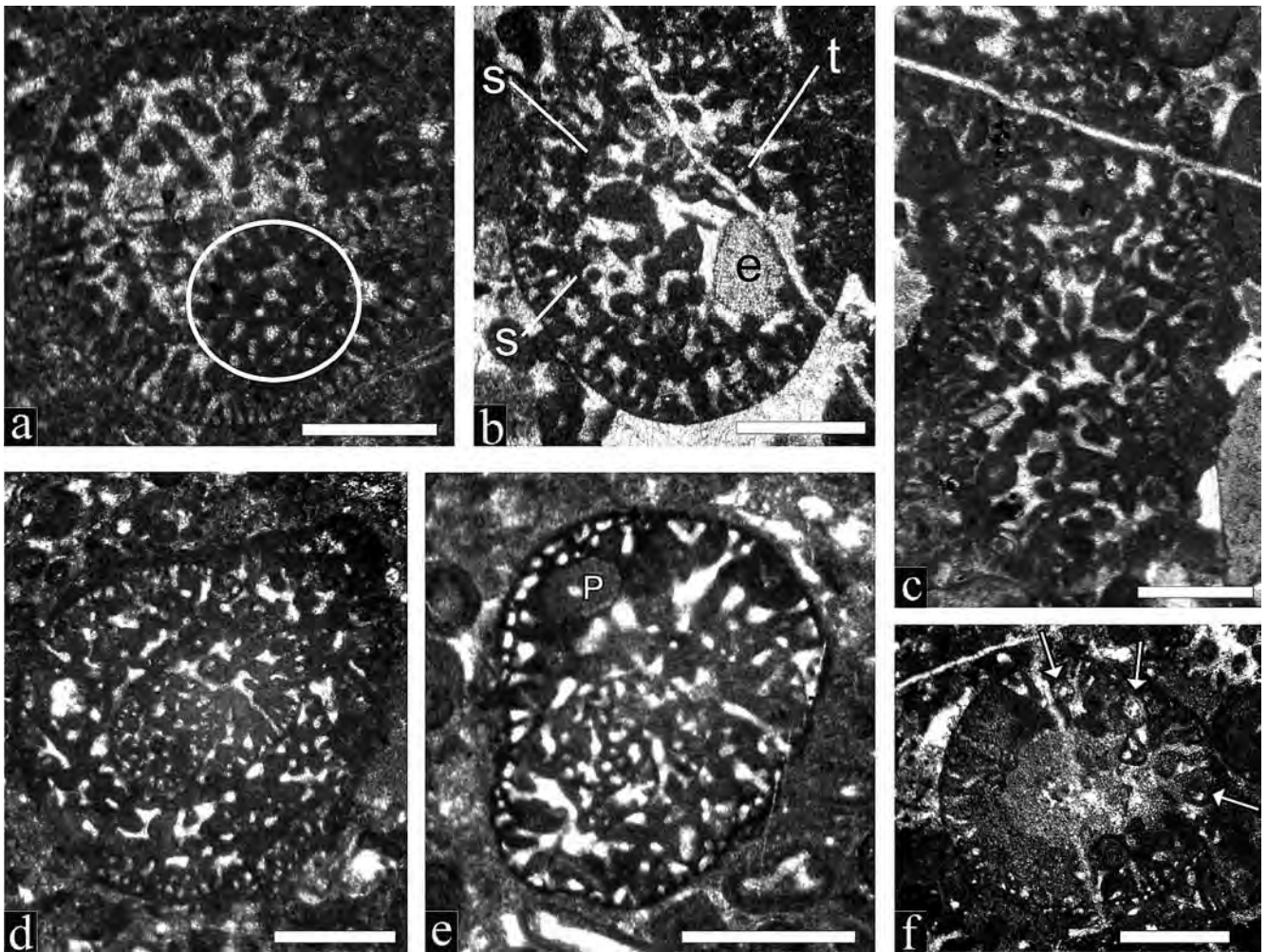
Holotype: Specimen in oblique equatorial section figured in Text-Fig. 3a. Thin section D 471.

Depository: The holotype and the material from Mounts Trisselwand, Tressenstein, Höherstein Plateau, Ewige Wand, Zwerchwand and Lugberg are stored in the collection of Hans-Jürgen Gawlick, University of Leoben, Austria.

Locus typicus: Between Mount Tressenstein and Mount Trisselwand, ÖK 1:50.000 sheet no. 96 Bad Ischl (Text-Fig. 1a). The samples were collected in the framework of geological and micropalaeontological investigations of the Upper Jurassic series cropping out at Mount Tressenstein (for details see GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2009).

Stratum typicum: Barmstein Limestone of presumably Late Tithonian age as deduced from calpionellids obtained from the near-by Mount Tressenstein (SCHLAGINTWEIT & EBLI, 1999; GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2009).

Diagnosis: Test dimorphic with macrospheric and microspheric generation. Macrospheric forms consisting of a



Text-Fig. 4

Spiraloconulus suprajurassicus n. sp. from the Barmstein Limestone (a, c–f) and basal resedimented deposits of the Wolfgangsee Carbonate Platform (b)

a: Transverse section. The white circle marks an area where the septum with multiple foramina is cut. Detail see Text-Fig. 5. Thin-section D 66, Mount Höherstein. Scale bar 0.5 mm.

b: Transverse section cutting two successive chambers. S = septum of the younger chamber. Note the large agglutinated echinoid fragment (e) and the textulariid foraminifer (t). Thin-section E 764, Mount Lugberg. Scale bar 0.5 mm.

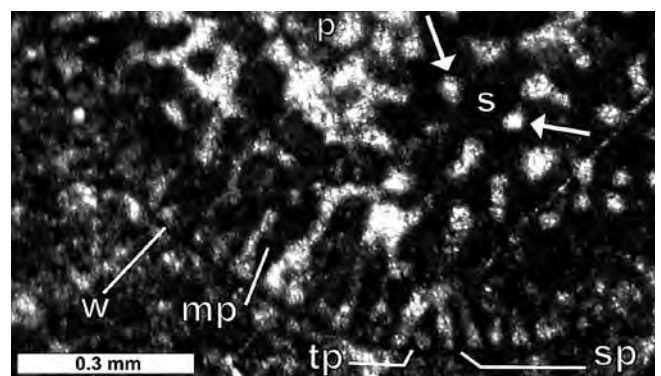
c: Oblique section. Thin-section MT 344, Mount Trisselwand. Scale bar 0.5 mm.

d–e: Slightly oblique equatorial sections, interpreted as microspheric specimens. Note the large agglutinated particle (p) in e. Thin-sections T 8, Mount Trisselwand (d) and B 74, Mount Barmsteine (e). Scale bars 0.5 mm.

f: Transverse section. The three arrows show large agglutinated particles at the transition of the marginal zone to the central zone. Thin-section E 314, Mount Ewig Wand. Scale bar 0.5 mm.

globular proloculus within a short initial spire followed by a cylindrical to cylindroconical-enrolled stage. Wall and septa coarsely agglutinating; marginal zone of chambers with exoskeleton formed by numerous horizontal and vertical partitions. Central zone of chambers with agglutinated particles that may be arranged like a string of pearls. These structures do not connect two subsequent septa in a pillar-like manner, but leave a narrow open space towards the preceding septum. Septa with multiple small foramina. The microspheric generation displays a distinct initial spire without observable proloculus and has larger test dimensions.

Description: Test dimorphic, with micro- and macrospheric generations. Macrospheric specimens consist of a small initial spire (trocho- or planispiral?) followed by a uniserial cylindrical to slightly cylindroconical part (type ammo-baculitoid). The initial part of the macrospheric specimens consists of a subspherical proloculus (diameter 0.15–0.25 mm) followed by a short spire (trocho- or planspi-

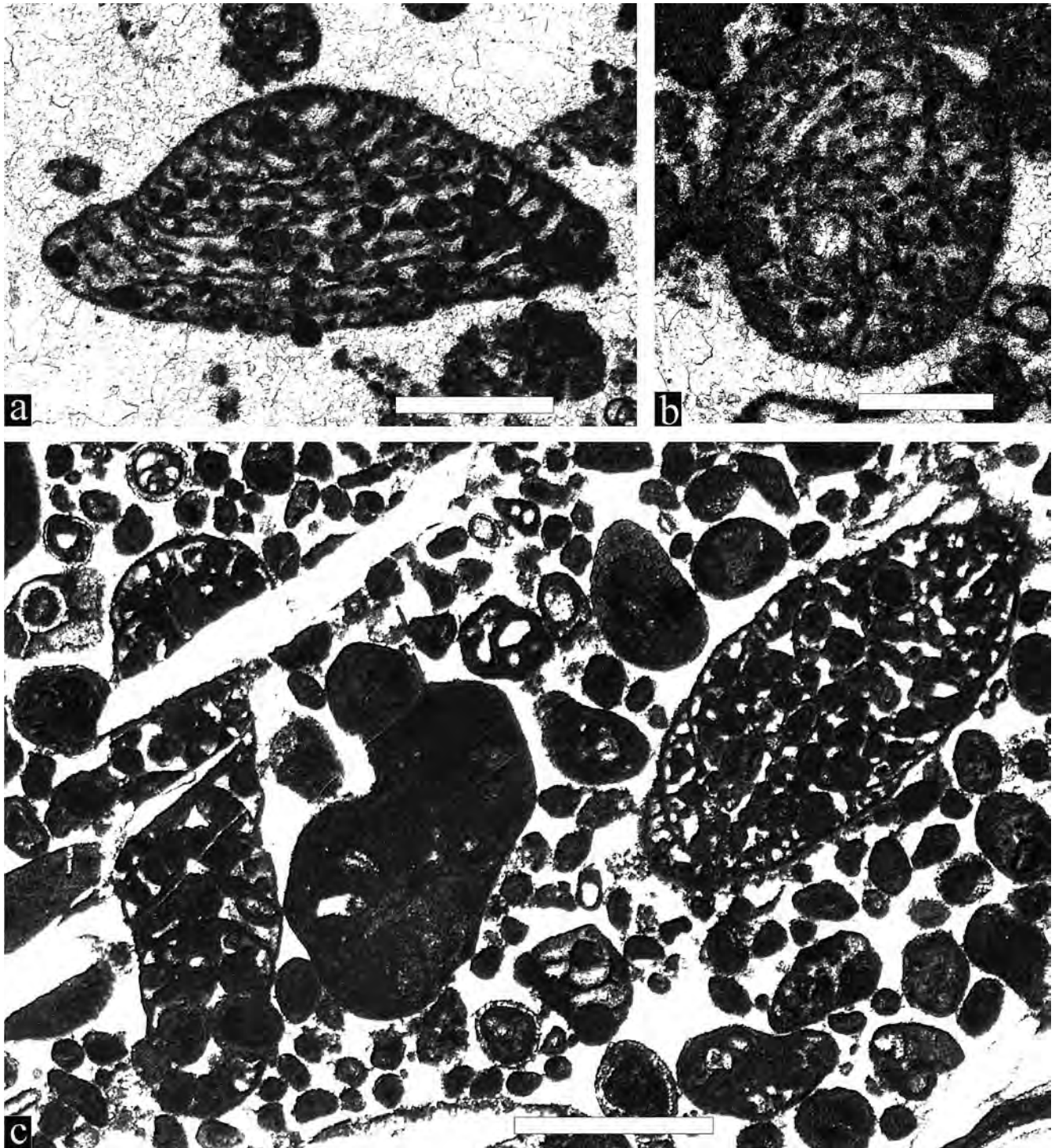


Text-Fig. 5.

Detail of the internal structure (marginal and central zone) of *Spiraloconulus suprajurassicus* n. sp. in transverse section (detail from Text-Fig. 4a). mp = main partition (or septulum; Hottinger, 2006), sp and tp = secondary and tertiary vertical partition of the marginal zone, w = thin test wall, white arrows: foramina perforating the septum (s), p = large agglutinated particle in the central zone. Note that the aspect of the marginal zone recalls an orbitolinid foraminifer (HENSON, 1948; HOTTINGER, 2006, Fig. 19).

ral?) (Text-Figs. 3a–b). Whether the protoconch of the new species is bilocular (with deuteroconch as in *S. perconigi*) is unknown; the section shown in Text-Fig. 3b could correspond to a subdivided embryonic apparatus. Macrospheric specimens display a test height of 1.92 mm (specimen in Text-Fig. 3a) and 2.25 mm (specimen in Text-Fig. 3b) (DRAGASTAN, 2011: up to 4.6 mm). The initial spire is followed by an uniserial cylindrical to slightly cylindroconical part of 4 to 6 chambers. The chamber height is 0.2 to 0.38 mm. The number of chambers in the coiled part is unknown, in the

uncoiled part it is up to 6. Septa curved (thickness 0.04 to 0.045 mm), convex towards growth direction, pierced by numerous irregularly distributed foramina (diameter ~0.015 to 0.025 mm) that are distributed within the whole of the central zone (Text-Fig. 3c). The amount of agglutinated particles within the septa is impossible to elucidate since often tiny completely micritized and structurless peloids are incorporated and cannot be distinguished from the homogeneous microgranular appearance of the septa. The chambers consist of a thin marginal zone

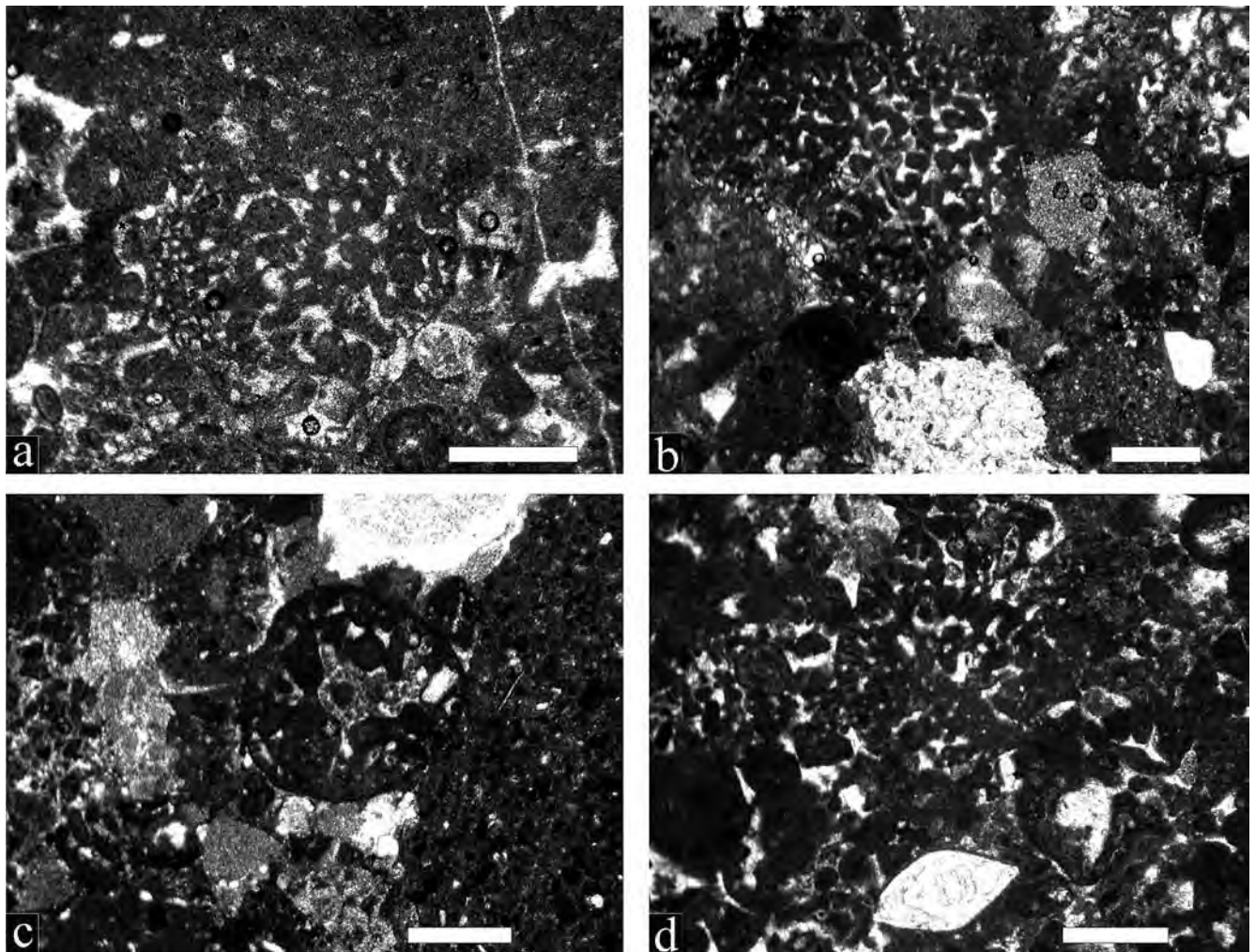


Text-Fig. 6.
a–b: Microspheric (a) and macrospheric (b) specimen of *Spiraloconulus perconigi* (ALLEMANN & SCHROEDER). Late Aalenian – Early Bajocian of Croatia. Scale bar 0.5 mm.
c: Two microspheric specimens of *Spiraloconulus giganteus* CHERCHI & SCHROEDER. Bajocian of Croatia. Scale bar 1 mm.

accounting for ~15 % to max. 20 % of the test diameter. In tangential sections, this zone is subdivided, forming a subepidermal network of cellules (width 0.03 to 0.07 mm) exhibiting a polygonal outline (Text-Fig. 3a). This network is produced by series of horizontal and vertical partitions. The vertical radial plates with longer main partitions and shorter secondary plates (often 2–3 per chamberlet) are best discernible in transverse sections of the assumed microspheric specimens (Text-Figs. 4a–b). The incorporation of larger particles can be observed near the transition from the marginal to the central zone (Fig. 4f). The latter occupies the major part (>80 %) of the chambers. It consists of many agglutinated grains/particles (up to 0.45 mm in diameter, e.g., Text-Fig. 3d). These grains are connected to each other and to the septa by micritic walls sometimes arranged in lines like a string of pearls (Text-Fig. 3a, Text-Fig. 4c). They occupy a large space of the chamber interior but always leave a free passage at the chamber base not forming structures connecting two consecutive septa. The micritic connection can be seen in both transverse (e.g., Text-Fig. 3e) and axial sections (Text-Fig. 3a) forming a three-dimensional network.

Two specimens show a pronounced coiled part without an observable proloculus (Text-Figs. 4d–e); these are interpreted as microspheric generation. The presumably planispiral coiled tests consist of about 2 whorls. The number of chambers of the coiled part cannot be indicated, but seems to be distinctly higher than in the macrospheric specimens (Text-Figs. 3a–b). Test diameter of the two equatorial sections is 1.15 mm and 1.8 mm. Given that the test diameter of the microspheric generation of the other two *Spiraloconulus* species (*S. perconigi* and *S. giganteus*) is always larger in the microspheric specimens, the transverse sections (more or less always circular in section) of the uncoiled part with diameters of 1.35 to 1.85 mm should belong to this generation (Text-Figs. Fig. 3d–e, Text-Figs. 4a–b, f). The internal structure of the microspheric and macrospheric generation is roughly identical. Foramina transversing the septa seem to have a slightly greater diameter (~0.05 to 0.08 mm).

Remarks: *Spiraloconulus suprajurassicus* represents the third species of the genus *Spiraloconulus* ALLEMANN & SCHROEDER comprising the type-species *S. perconigi* (ALLEMANN & SCHROEDER, 1972, 1980) (Text-Figs. 6a–b) and *S. giganteus*



Text-Fig. 7.
 Tests of *Spiraloconulus suprajurassicus* n. sp. as individual bioclasts in calciturbiditic deposits of the Barmstein Limestone.
 a: Thin-section D 222, Mount Tressenstein.
 b–c: Thin-section MT 347a, Mount Trisselwand.
 d: Thin-section E 83, Mount Zwerchwand.
 Scale bars 0.5 mm.

CHERCHI & SCHROEDER, 1981 (Text-Fig. 6c). The former is known from the Aalenian–Bajocian, the latter from the Late Aalenian – Bathonian with possible occurrence in the Lower Callovian (BASSOULLET, 1997; VELIĆ, 2007; CHIOCCHINI et al., 2008).

As *Spiraloconulus perconigi* has an orbitoliniform test morphology, it is clearly different from *Spiraloconulus suprajurassicus* and therefore there is no need to go into detail about other differences. *Spiraloconulus giganteus* with its cylindrical enrolled test portion is similar; the differences to *Spiraloconulus suprajurassicus* can be summarized as follows:

- In *S. giganteus*, the enrolled part is irregular cylindrical resulting from bending of the test (e.g., Pl. 1, Fig. 5 in CHERCHI & SCHROEDER, 1981); in *S. suprajurassicus* n. sp., the enrolled part is rather regular.
- Septa and the beams and rafters of the subepidermal network are more robust, thicker in *S. suprajurassicus*. Moreover, it seems that the marginal zone of *S. suprajurassicus* with horizontal partitions and several orders of vertical partitions is higher evolved than the one of *S. giganteus*. Such a phylogenetic evolution towards more complexity in the marginal zone is a well known phenomenon in other foraminiferan groups such as the orbitolinids (e.g., SCHROEDER et al., 2002). Concerning the genus *Spiralonus*, a possible Middle to Late Jurassic phylogenetic lineage from *S. perconigi* (only vertical partitions) to *S. giganteus* (simple system of horizontal and vertical partitions?) and *S. suprajurassicus* (complex system of partitions in the marginal zone) is postulated.
- Overall dimensions are different, e.g., the test diameter (enrolled part) of macrospheric specimens of *S. giganteus* is 0.7–0.8 (max. 0.9 mm) versus 1.0 to 1.3 mm (or even larger referring to transverse sections that cannot be transferred to one or the other generation) in *S. suprajurassicus*. Another example is the chamber height in the cylindrical test part (macrospheric specimens): 0.12 to 0.2 mm in *S. giganteus* versus 0.2 to 0.38 mm in *S. suprajurassicus*. The enrolled portion shows a reduced number of chambers in *S. suprajurassicus* (4–6 versus 20–30, max. 37 in *S. giganteus*).
- Last but not least, according to the present knowledge, both taxa are stratigraphically clearly separated from each other.

Microfossil association and palaeoenvironment: In the Barmstein Limestone, the tests of *Spiraloconulus suprajurassicus* occur as individual bioclasts in the calciturbiditic layers, not within clasts of the mass-flow breccias, meaning a more or less contemporaneous resedimentation (Text-Figs. 7a–d). In grain to packstone limestones, *Spiraloconulus suprajurassicus* is associated with debris of dasycladalean algae such as *Clypeina jurassica* FAVRE & RICHARDS, *Selliporel-*

la neocomiensis (RADOIČIĆ), other green algae such as *Thaumtoporella parvovesiculifera* (RAINERI) and *Pinnatiporidium* sp., benthic foraminifera such as *Mohlerina basiliensis* (MOHLER), *Protopenneroplis ultragranulata* (GORBATCHIK), *Andersenolina alpina* (LEUPOLD), *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA), *Lenticulina* sp. and small textulariids. The microcruster incertae sedis *Crescentiella morronensis* (CRESCENTI) is also present. The microfossils often display a micritic coating. For the calciturbidites, a platform margin source area can be assumed. For the autochthonous platform carbonates, an outer platform palaeoenvironment was deduced by SCHLAGINTWEIT & EBLI (1999) (see Text-Fig. 1a). Here, *Spiraloconulus suprajurassicus* occurs in biosparitic limestones indicating a well-agitated palaeoenvironment. Here, peloids, tiny benthic foraminifera, and debris of other organisms (e.g., echinoids) were incorporated into the test.

Concerning *S. giganteus*, it is striking that from the Middle Jurassic of Sardinia, ooids were characteristically agglutinated into the test. The same accounts for specimens from the Middle Jurassic (Bajocian, see VELIĆ, 2007) of Croatia (Text-Fig. 6). Both examples come from distant and palaeogeographically different areas. This observation indicates a very special palaeohabitat preference of *S. giganteus* for high-energy ooid shoals, and represents another example for great selectivity for test building material known also from other foraminifera (e.g., SCHLAGINTWEIT et al., 2007).

Stratigraphy: At Mount Lugberg, *Spiraloconulus suprajurassicus* is associated with sediments containing *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK and *Kilianina? rahonensis* FOURY & VINCENT, indicating a Kimmeridgian age (BASSOULLET, 1997). Biostratigraphic data obtained from calpionellid wackestones associated with the Barmstein Limestone at the localities Mount Ewige Wand and Mount Jochwand indicate an Upper Tithonian age (*intermedia* zone, see GAWLICK et al., 2010). Based on benthic foraminifera and dasycladalean algae, an Upper Tithonian to Earliest Berriasian? age was assumed by SCHLAGINTWEIT & EBLI (1999) for the occurrences at Mount Trisselwand. From the Eastern Carpathians of Romania, the species is recorded from the Late Tithonian–Early Berriasian (BUCUR et al., 2011; DRAGASTAN, 2011). Summarizing, *Spiraloconulus suprajurassicus* was observed in deposits that can be ascribed to the Kimmeridgian–Tithonian (Early Berriasian?) interval.

Acknowledgements

Hans-Jürgen Gawlick (Leoben) and Matthias Auer (Karlsruhe) are thanked for providing numerous thin-sections. Hans-Jürgen Gawlick is additionally thanked for logistic support.

References

- ALLEMANN, F. & SCHROEDER, R. (1972): *Spiroconulus perconigi* n. gen. n. sp. a new Middle Jurassic foraminifer of Oman and Spain. – Rev. Espan. Micropal., Num. extraord., 199–203.
- ALLEMANN, F. & SCHROEDER, R. (1980): *Spiraloconulus* nom. nov. for *Spiroconulus* ALLEMANN & SCHROEDER 1972 (Foraminiferida). – Rev. Espan. Micropal., 12, 358.
- BASSOULLET, J.P. (1997): Les Grands foraminifères. – In: CARIOU, E. & HANTZPERGUE, P. (coord.) Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et Méditerranéen: zonations parallèles et distribution des microfossiles. – Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine Mém., 17, 293–304.
- BASSOULLET, J.P. & FOURCADE, E. (1979): Essai de synthèse de répartition de Foraminifères benthiques du Jurassique carbonaté mésogéen. – C. R. somm. Soc. Géol. Fr., 1979/2, 69–71.

- BOUDAGHER-FADEL, M. (2008): Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera. – *Develop. Palaeont. Strat.*, **21**, 1–544.
- BUCUR, I.I., DRAGASTAN, O., LAZAR, I., SASARAN, E. & POPA, E. (2011): Mesozoic, algae-bearing deposits from Haghimas Mountains (Bicaz Gorges area). – In: BUCUR, I.I. & SASARAN, E. (Eds): *Calcareous algae from Romanian Carpathians. – Field Trip Guidebook, 10th Int. Symp. Fossil Algae, Cluj-Napoca, Romania, 12–18 Sept. 2011*, 7–16
- CHERCHI, A. & SCHROEDER, R. (1981): *Spiralocoenulus giganteus* n. sp., a new lituoloid foraminifer from the Dogger of NW Sardinia (Italy). – *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, **20**, 163–168.
- CHIOCCHINI, M., CHIOCCHINI, R.A., DIDASKALOU, P. & POTETTI, M. (2008): Ricerche micropaleontologiche e biostratigrafiche sul Mesozoico della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (Italia centrale). – *Mem. Descr. Carta Geol. Ital.*, **84**, 5–170.
- DARGA, R. & SCHLAGINTWEIT, F. (1991): Mikrofazies, Paläontologie und Stratigraphie der Lerchkogelkalke (Tithon-Berrias) des Dietrichshorns (Salzburger Land, Nördliche Kalkalpen). – *Jb. Geol. BA.*, **134/2**, 205–226.
- DRAGASTAN, O. (2011): Early Cretaceous Foraminifera, algal nodules and calcipionellids from the Lapos Valley, Bicaz Gorges (Eastern Carpathians, Romania). – *Anal. Stiint. Univ. "Al. I. Cuza" din Iasi, Ser. Geol.*, **57/1**, 91–113. Fenninger, A. & Hötzl, H. (1967): Die Mikrofauna und -flora des Plassen- und Tressensteinkalkes der Typlokalität (Nördliche Kalkalpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **128/1**, 1–37.
- FENNINGER, A. & HÖTZL, H. (1967): Die Mikrofauna und -flora des Plassen- und Tressensteinkalkes der Typlokalität (Nördliche Kalkalpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **128/1**, 1–37.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. – *Int. Journ. Earth. Sci.*, **92**, 712–727.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2009): Revision des Tressensteinkalkes: Neuinterpretation der späten Ober-Jura- bis ?Unter-Kreide-Entwicklung des Plattform-Becken-Überganges der Plassen-Karbonatplattform (Österreich, Nördliche Kalkalpen). – *Journ. Alpine Geol.*, **51**, 1–30.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & LEIN, R. (2003): Das Höherstein-Plateau südlich Bad Ischl – Neue Daten zur Stratigraphie, Fazies und Sedimentologie: Implikationen zur paläogeographischen Rekonstruktion im Jura des zentralen Salzkammergutes. – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Eds.): *Beiträge zur Geologie des Salzkammergutes. – Gmundner Geo-Studien, 2*, 75–86, Gmunden.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & MISSONI, S. (2005): Die Barmsteinkalke der Typlokalität nordwestlich Hallein (hohes Tithonium bis tieferes Berriasium; Salzburger Kalkalpen) – *Sedimentologie, Mikrofazies, Stratigraphie und Mikropaläontologie: neue Aspekte zur Interpretation der Entwicklungsgeschichte der Ober-Jura-Karbonatplattform und der tektonischen Interpretation der Hallstätter Zone von Hallein – Bad Dürrnberg*. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **236/3**, 351–421.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & MISSONI, S. (2007): Das Ober-Jura Seichtwasser-Karbonat-Vorkommen der Drei Brüder am Wolfgangsee (Salzkammergut, Österreich): das westlichste Vorkommen der Wolfgangsee-Karbonatplattform südlich der Brunnwinkl-Schwelle am Nordrand des Tauglboden-Beckens. – *Journ. Alpine Geol. (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich)*, **48**, 83–100.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2010): Tiefwasser Beckengenese und Initiierung einer Karbonatplattform im Jura des Salzkammergutes (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Journ. Alpine Geol.*, **52** (Exkursionsführer PANGEO 2010), 101–171.
- HENSON, F.R.S. (1948): Larger imperforate Foraminifera of south-western Asia. Families Lituolidae, Orbitolinidae and Meandrosipinidae. – *British Museum (Nat. Hist.)*, London, 1–127.
- HOTTINGER, L. (1967): Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain. – *Edit. Serv. Geol. Maroc*, 1–128.
- HOTTINGER, L. (1971): Larger foraminifera of the mediterranean Jurassic and their stratigraphic use. – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, **54/2**, 497–504.
- HOTTINGER, L. (2006): Illustrated glossary of terms used in foraminiferal research. – *Carnets de Géologie – Notebooks on Geology, Mem. 2006/02 (CG2006_M02)*.
- KAMINSKI, M.A. (2004): The year 2000 classification of the agglutinated foraminifera. – In: BUBIK, M. & KAMINSKI, M. (Eds): *Proc. 6th Int. workshop agglutinated Foraminifera. – Grzybowski Found. Spec. Pub.*, **8**, 237–255.
- KAMINSKI, M.A., SETOYAMA, E. & CETEAN, C.G. (2010): The Phanerozoic diversity of agglutinated foraminifera: origination and extinction rates. – *Acta Palaeont. Polonica*, **55/3**, 529–539.
- LOEBLICH, A.R.JR. & TAPPAN, H. (1987): *Foraminiferal genera and their classification. – 2 volumes, 1–970*, New York (Van Nostrand Reinhold).
- MIKHALEVICH, V.I. (1980): Sistematika i evolyutsiya foraminifer v svete novykh dannykh po ikh tsitologii i ultrastrukture. – *Trudy Zool. Inst. Akad. Nauk SSSR*, **94**, 42–61.
- SCHLAGINTWEIT, F. & EBLI, O. (1999): New results on microfacies, biostratigraphy and sedimentology of Late Jurassic-Early Cretaceous platform carbonates of the Northern Calcareous Alps. Part 1: Tressenstein Limestone, Plassen-Formation. – *Abh. Geol. B.-A.*, **56/2**, 379–418.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.J. & LEIN, R. (2005): Mikropaläontologie und Biostratigraphie der Plassen-Karbonatplattform der Typlokalität (Ober-Jura bis Unter-Kreide, Salzkammergut, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **47**, 11–102.
- SCHLAGINTWEIT, F., AUER, M. & GAWLICK, H.-J. (2007): *Reophax? rhaxelloides* n. sp., a new benthic foraminifer from Late Jurassic reefal limestones of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Journ. Alpine Geol. (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich)*, **48**, 57–69.
- SCHROEDER, R., CLAVEL, B., CHERCHI, A., BUSNARDO, R., CHAROLLAIS, J. & DECROUEZ, D. (2002): Lignées phylétiques d'Orbitolinidés de l'intervalle Hauterivien supérieur – Aptien inférieur; leur importance stratigraphique. – *Rev. Paléobiol.*, **21/2**, 853–863, Genève.
- SEPTFONTAINE, M. (1980): Les foraminifères imperforés des milieux de plate-forme au Mésozoïque: Détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique. – *Rev. Micropaléont.*, **23/3-4**, 169–203.
- SEPTFONTAINE, M. (1988): Vers une classification évolutive des Lituolides (Foraminifères) Jurassiques en milieu de plate-forme carbonatée. – *Rev. Paléobiol., Vol. spéc.*, **2** (Benthos '86), 229–256.
- SEPTFONTAINE, M., ARNAUD-VANNEAU, A., BASSOULLET, J.P., GUŠIĆ, I., RAMALHO, M. & VELIĆ, I. (1991): Les Foraminifères imperforés des plates-formes carbonatées jurassiques: état des connaissances et perspectives d'avenir. – *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.*, **80/3**, 255–277.
- SMOUT, A.H. & SUGDEN, W. (1962): New information on the foraminiferal genus *Pfenderina*. – *Paleontology*, **4**, 581–591.
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmstein Kalke, Salzburg, Österreich). – *Facies*, **4**, 215–348.
- STEIGER, T. & WURM, D. (1980): Faziesmuster oberjurassischer Plattform-Karbonate (Plassenkalke, Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich). – *Facies*, **2**, 241–284.
- VELIĆ, I. (2007): Stratigraphy and palaeobiogeography of Mesozoic benthic foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe). – *Geol. Croatica*, **60**, 1–113.

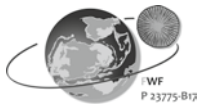
A new project has been launched: FWF P23775-B17 “Late Eifelian climate perturbations: effects on tropical coral communities”

ERIKA KIDO¹ & THOMAS J. SUTTNER²

3 Text-Figures

FWF

Der Wissenschaftsfonds.



FWF P23775 B-17
 Climate change
 Late Eifelian Kačák Event
 Middle Devonian corals

Contents

Zusammenfassung 407
 Abstract 408
 Introduction 408
 Late Eifelian climate deteriorations and biotic response 408
 The Kačák Event 408
 Global record 409
 Effects on marine ecosystems 410
 Methods 411
 Taxonomic study 411
 Biostratigraphy 411
 Geochemistry 411
 Carbon and oxygen isotope analysis (bulk samples) 411
 Oxygen isotope analysis for calculation of sea surface temperature (SST) 411
 Geophysics 411
 Magnetic susceptibility (MS) 411
 Gamma-ray spectrometry (GRS) 412
 Discussion of the study area 412
 Project aims 412
 Paleontology: Taxonomic revision – updating the database 412
 Paleoclimatology: Hypothesis on the nature of the Kačák Event 414
 Future perspectives 414
 Acknowledgements 414
 References 414

**Ein neues Projekt wurde ins Leben gerufen:
 FWF P23775-B17 “Late Eifelian climate perturbations: Effects on tropical coral communities”**

Zusammenfassung

Während des frühen bis mittleren Devon herrschten Treibhausverhältnisse auf der Erde. Die Klimaentwicklung zu jener Zeit führte schließlich zu einem Höhepunkt an Diversität, Größe und Verbreitung von Rifften im mittleren Devon (Eifelium und Givetium). Doch auch während des Klimax im Mittel-Devon kam es vermehrt zu Klimaschwankungen, die in mehr oder weniger schweren biotischen Krisen resultierten. Eine dieser Krisenzeiten entspricht dem Kačák-Event während des späten Eifelium, der als Schwarzschiefer- und Hornstein-Horizont in marinen Sedimenten global nachgewiesen ist. Das mehrphasige dysoxische/anoxische Ereignisintervall beschränkt sich auf die *kockelianus*- und *ensensis*-Biozone (Conodontenzonierung) und entspricht in etwa einer Dauer von 200±10 Tausend Jahren. Der Event ist geprägt von markanten Faunenwechseln, die mit signifikanten Exkursionen im geochemischen und geophysikalischen Signal gekoppelt sind. Bisher durchgeführte Untersuchungen haben gezeigt, dass vor allem benthische Organismen aus tiefer marinen Ablagerungen auf die veränderten Umweltbedingungen reagiert haben. Neuere Erkenntnisse über diesen Event basieren vor allem auf Conodonten-Stratigraphie sowie auf der Studie von stabilen Isotopen und Untersuchungen zur Magneto-Suszeptibilität von Sedimenten. Im Rahmen des Projektes sollen Veränderungen in tropischen Korallen-Vergesellschaftungen (im Speziellen von rugosen Korallen) während der Kačák-Krise untersucht werden. Die Lokalitäten der ausgewählten Gebiete (Karnische Alpen, Grazer Paläozoikum, Barrandium und Mähren) befanden sich zur

1 ERIKA KIDO: Commission for the Palaeontological and Stratigraphical Research of Austria, Austrian Academy of Sciences c/o Institute for Earth Sciences, University of Graz, Heinrichstraße 26, 8010 Graz, Austria. erika.kido@uni-graz.at.
 2 THOMAS J. SUTTNER: Commission for the Palaeontological and Stratigraphical Research of Austria, Austrian Academy of Sciences c/o Institute for Earth Sciences, University of Graz, Heinrichstraße 26, 8010 Graz, Austria. thomas.suttner@uni-graz.at

damaligen Zeit, als Teile des Kontinentalschelfs von Nord-Gondwana, an unterschiedlichen Positionen in den niederen Breiten. Vor allem aus dem Mittel-Devon der Karnischen Alpen und des Grazer Paläozoikums sind fossile Kollektionen bekannt, die eine reiche und vielfältige rugose Korallenfauna beinhalten. Neben einer Menge an nicht bearbeitetem Material, welches sich in den Sammlungen wiederfindet, gibt es unter den beschriebenen Korallen auch Arten, die Unstimmigkeiten hinsichtlich ihrer taxonomischen Stellung sowie der stratigraphischen Reichweite aufzeigen. Dazu kommt noch umfangreiches Material an rugosen Korallen aus Mähren, welches bis heute noch keiner detaillierten Bearbeitung unterzogen werden konnte.

Ziel dieses Projektes ist es, einen Überblick über die rugosen Korallen geben zu können, die vom Kačák-Event betroffen waren. Dadurch sollen Fragen zur Resonanz von klimaempfindlichen Organismen auf sich verändernde Umweltbedingungen geklärt werden. Zusätzlich soll die Berechnung von Meerwasser-Temperaturen aus unterschiedlich niederen Breiten und die Anwendung von geochemischen und geophysikalischen Methoden dazu beitragen, Ursachen, die für den Kačák-Event verantwortlich waren, herauszufinden. Ergebnisse aus dieser Studie sollen hilfreiche Informationen zum Verständnis und der Ernsthaftigkeit derzeitiger und künftiger Klimaschwankungen sowie deren Auswirkungen auf die Biosphäre liefern.

Abstract

The Early to Middle Devonian is known as an interval dominated by global greenhouse conditions with an acme in diversity, size and latitudinal distribution of reefs during the Middle Devonian (Eifelian–Givetian). Nonetheless, also the Middle Devonian climax witnessed several climate perturbations that resulted in more or less severe biotic events. One of these events is the Late Eifelian Kačák Event, which is represented by a black shale and chert interval globally documented in sedimentary sequences. The polyphase dysoxic/anoxic event interval is constrained to the *kockelianus-ensensis* conodont biozones covering about 200 ± 10 kyr. It is characterized by distinctive faunal changes concurrent with significant variations in the geochemical and geophysical signals. As far as documented, biotic response related to the event is observed mainly from benthic organisms of pelagic deposits. Therefore recent comprehensive studies deal mainly with deeper marine deposits providing data related to conodont stratigraphy, stable isotope analysis and magnetic susceptibility.

The project focuses on changes among tropical coral communities (especially emphasizing rugose corals) from neritic deposits of the Proto-Alps (Carnic Alps and Graz Paleozoic), the Barrandian and Moravia, contemporaneous with this event. Chosen areas were located in different low latitudes on the continental shelf of northern Gondwana during that time interval. Fossil collections obtained from Eifelian to Givetian strata of the Carnic Alps and the Graz Paleozoic yield abundant and various rugose corals. Apart from a lot of un-described material present in these collections the coral assemblages described from proto-alpine localities include also species which show inconsistency regarding their taxonomy as well as according to their stratigraphic appearance. Additionally, comprehensive rugose coral material is known from Moravia which has not been studied in detail yet.

The aim of this project is to reveal an overview of rugose coral assemblages affected by the Kačák Event to clarify questions related to the reaction of climate sensitive organisms to changing environmental conditions. Additional calculation of seawater temperatures across the event interval from different low latitude settings and the application of geochemical and geophysical methods should contribute to uncover the nature of the Kačák Event. Results of this study will provide helpful information on the understanding and severity of recent and future climate perturbations affecting biota globally.

Introduction

The Early to Middle Devonian (ca. 418–383 Ma) corresponds to an interval of global greenhouse conditions with high temperatures, which gradually changed to ice house conditions in the Late Devonian (e.g. KÖNIGSHOF, 2009). On the basis of developments in carbonate precipitating organisms that have produced an acme in diversity, size and latitudinal distribution of reefs during the Eifelian and Givetian (COPPER, 2002; VERON, 2008), it was suggested that the Middle Devonian time slice conforms to a *super-greenhouse* interval (COPPER & SCOTESE, 2003). This view has changed since JOACHIMSKI et al. (2009) published new insights on Devonian paleotemperature by providing their data on oxygen isotopes from conodont apatite, which show that during the middle Devonian sea surface temperatures around 23–25°C were prevailing, compared to the early and late Devonian, where higher temperatures around 30°C are presumed, that again decrease towards the late Famennian. Nonetheless, several minor climate perturbations documented during the Eifelian–Givetian (Text-Fig. 1) resulted in a certain loss of biomass or the formation of new, endemic or cosmopolitan taxa especially among tropical ecosystems such as coral reefs and other climate sensitive marine communities (compare TALENT et al., 1993; BOUCOT et al., 1995; HOUSE, 2002 and references therein; COPPER, 2002; BOSETTI et al., 2011). BENTON (1993) assumed that approx. 44 families were extinct during the Eifelian, but it is not clear yet, which of the intra-stage events had more severe effects on biomass, as the extinction rates usually are calculated for the entire duration of a stage interval. Following HOUSE (2002) it needs further detailed study of event intervals globally by application of methods facilitating stratigraphically high resolution to

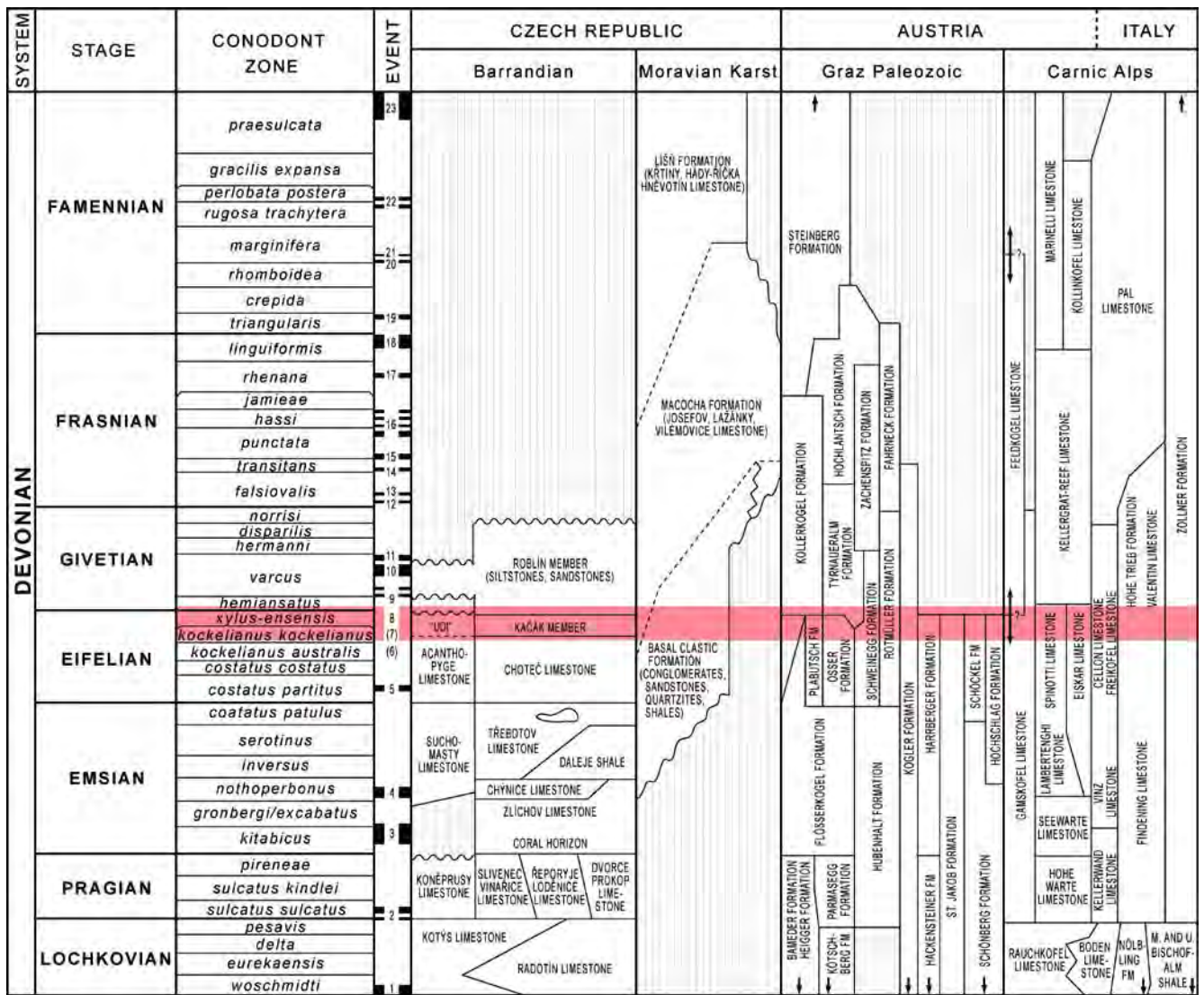
discriminate time and correlate single extinction phases and their intensity for proper estimates of extinction rates.

Late Eifelian climate deteriorations and biotic response

The Kačák Event

One of the most interesting Mid-Devonian events is the Kačák Event (HOUSE, 1985; CHLUPÁČ & KUKAL, 1986, 1988; BUDIL, 1995a; HOUSE, 1996; CHLUPÁČ, 1998), which is confined to near the Eifelian–Givetian boundary with an estimated duration of about 200 ± 10 kyr (ELLWOOD et al., 2011). This event comprises several minor extinction pulses that started in the uppermost *kockelianus* Zone reaching a first extinction maximum at the base of the *ensensis* Zone, which equates with the base and top of the *eifelius* Zone of the alternative conodont zonation as compiled in KAUFMANN (2006) respectively. A second extinction pulse is documented just below the Eifelian–Givetian boundary (compare WALLISER, 2000; MARSHALL et al., 2007). According to the polyphase nature of the event interval it was quite difficult to discriminate and correlate the extinction pulses appearing in different sections from each other which has led to a confusion of single events (compare TRUYÓLS-MASSONI et al., 1990: Kačák-*otomari* Event). This has become more precise since the application of magnetic susceptibility (CRICK et al., 2000; ELLWOOD et al., 2011).

Due to increased concentrations of Ni, Cr, As, V, and Co and shocked quartz, documented from the GSSP at Mech Irdane (Anti-Atlas Mountains, Morocco), it was proposed that this bio-event might have been associated with bolide impact (ELLWOOD et al., 2003, 2004). Since an iridium anomaly is absent in the geochemical signal and only low concentrations of platinum group elements are measured



Text-Fig. 1. Globally recognized Devonian events and lithostratigraphic columns of Czech Republic, Austria and Italy: 1. Klonk, 2. Pragian/Lochkovian, 3. Lower Zlíchov, 4. Daleje, 5. Basal Choteč, (6). Bakoven, (7). Stony Hollow, 8. Kačák, 9. Pumilio, 10. Taghanic, 11. Geneseo, 12. Frasnies, 13. Genudeva, 14. Timan, 15. Middlesex, 16. Rhinestreet, 17. Lower Kellwasser, 18. Upper Kellwasser, 19. Nehden, 20. Condroz, 21. Enkeberg, 22. Annulata, 23. Hangenberg (as compiled in Ogg et al., 2008; regarding events 6–7 see DeSantis & Brett, 2011). Color-bar spans the Kačák-Event interval.

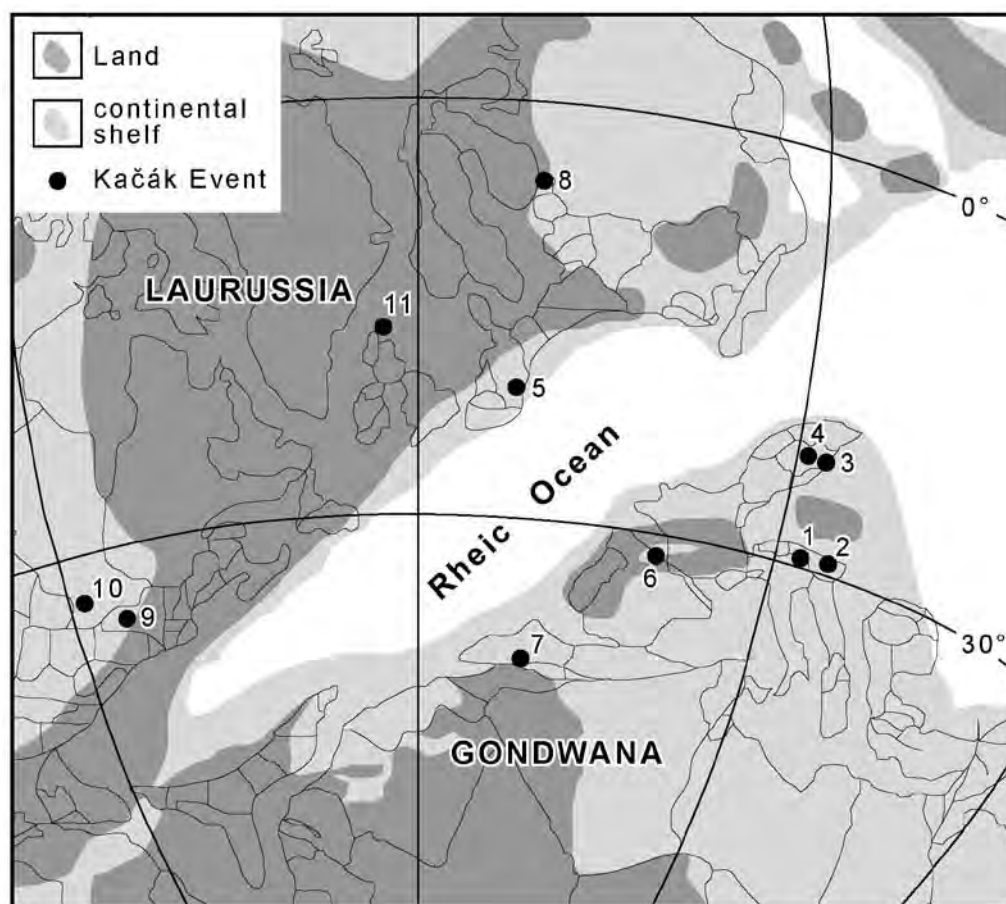
(Schmitz et al., 2006), the bolide-impact hypothesis remains disputed (Racki & Koeberl, 2004). More likely is that variations in the geochemical record as well as anomalies in the magnetic susceptibility (MS) across the event interval are related to environmental perturbations (Hladíková et al., 1997; Buggisch & Joachimski, 2006; Hladil et al., 2006; Ellwood et al., 2011).

However, a distinctive lithological change in pelagic sections is evident, which is represented by a horizon of black shale. This globally traced dysoxic/anoxic event was first documented by Chlupáč (1960) in the Barrandian area of Czech Republic. He observed that the lithological change from Choteč limestone (Choteč Formation) to Kačák shale (Srbsko Formation) near the Eifelian/Givetian boundary was accompanied by significant extinctions among benthic invertebrate groups such as the disappearance of some trilobite taxa (Chlupáč, 1994). Additionally, beneath effects on algae, ammonoids, brachiopods, crinoids, corals and conodonts (e.g. Walliser et al., 1995; Budil, 1995a, b; Empt, 2004), planktonic dacroconarid index-taxa like *Nowakia chlupaciana* disappeared with the onset of

the Kačák shale which, somewhat delayed, were substituted by species like *Nowakia otomari* (Walliser, 1985; Budil, 1995a, b), whereas an abundance peak among radiolarians is observed already before the marking lithological change (Braun & Budil, 1999). The second “extinction” pulse did not exclusively result in extinction of marine faunas, but also documents the appearance of new conodont and ammonoid taxa (e.g. Budil, 1995b; Walliser et al., 1995; Becker et al., 2004). Furthermore the Eifelian–Givetian is also the time known for a revolution among land plants, when terrestrial floral communities developed arborescence, advanced root systems and seed habit (Budil, 1995a, b; Kenrick & Crane, 1997; Algeo & Scheckler, 1998; Stein et al., 2007; Meyer-Berthaud et al., 2010).

Global record

Since its recognition, the Kačák Event is known from one lacustrine and at least ten marine areas within the Panthalassic, Rheic and Paleotethys oceans (Mawson & Talent, 1989; House, 1996; Hubmann et al., 2003; Marshall et



Text-Fig. 2. Reconstruction of the areas around the Rheic Ocean during the Eifelian (390 Ma), showing the locations where Kačák Event was recognized. Paleomap is based on SCOTSE (2002).

1. Carnic Alps (Austria-Italy),
2. Graz Paleozoic (Austria),
3. Moravia (Czech Republic),
4. Prague Basin (Czech Republic),
5. Eifel (Germany),
6. Cantabria (Spain),
7. Morocco,
8. Gorodenka (Russia),
9. New York State (U.S.A.),
10. Ontario (Canada),
11. Orcadian Basin (Scotland).

al., 2007 and references therein; VAN HENGSTUM & GRÖCKE, 2008; ELLWOOD et al., 2011), which reveals its global nature. On the paleogeographic reconstruction for the Eifelian (Text-Fig. 2) most important points around the Rheic Ocean are indicated.

Effects on marine ecosystems

As far as documented, biotic response to this event is observed mainly from benthic organisms of pelagic deposits (e.g. HOUSE, 1985; BUDIL, 1995b). However, from the type area, the Barrandian, it is reported that the coral community changed after the Kačák Event (GALLE & HLADIL, 1991). Within neritic deposits cropping out at Koneprusy area (Preissler and Jirasek quarries) the Eifelian/Givetian boundary interval is characterized by a “dark” horizon (Upper Dark Interval at Jirasek Quarry) near the top of Acanthopyge Limestone which may correspond to the Kačák Event (GALLE & HLADIL, 1991; GALLE, 1994; BUDIL, 1995a, b). Having a look at the distribution of Eifelian rugose corals of Acanthopyge Limestone, the basal part of the middle sequence includes a level termed Amplexus limestone yielding “*Amplexus florescens* and *Bitraia bohémica* (GALLE & HLADIL, 1991). Following HILL (1981) the laccophyllid rugosan genus *Bitraia* is a small solitary, nondissepimented coral indicating environments of deeper and more unfavorable conditions. In the middle part of the middle sequence a second coral horizon (about or above *costatus* Zone: compare GALLE & HLADIL, 1981) is recognized which yields tabulate corals (favositids, alveolitids) and rugose corals (e.g. *Dohmophyllum* sp., *Lyrielasma?* sp., *Acanthophyllum* sp., *Disphyllum?* sp. and *Bitraia?* sp.). In the upper sequence

immediately below the Upper Dark Interval (UDI), species like *Grypophyllum deckmanni*, *Stringophyllum* sp., *Cystiphyllodes* sp. cf. *C. schlueteri*, *Cystiphyllodes* sp., *Dendrostella* sp. occur. GALLE & HLADIL (1991) documented that the event almost interrupted the coral communities and that a tabulate coral assemblage with common caliaporids (*Caliapora venusta*, *C. reducta*) and alveolitids (*Alveolites taenioformis*, *Spongioalveolites* sp. cf. *S. minor*) occurs, which, immediately overlying the UDI, already resembles a fauna of “Givetian type”. A direct linkage between the Kačák Event and dominating coral assemblages seems to have been reported only from the Barrandian area.

However, a faunal change of corals through the Eifelian/Givetian boundary is also recognized in Germany, which at that time was located on the southern continental shelf of Laurussia in the Rheic Ocean. In the northern Eifel Hills of Germany, a coral crisis has been documented across the Eifelian/Givetian boundary, which actually is not based on the extinction of many species, but is reflected by a distinctive change of the coral assemblage. According to LÜTTE (1993), many of the well-known late Eifelian genera and species of the rugose corals from the Freilingen and Ahbach formations show a long stratigraphic range in Sotener Mulde (northern Eifel Hills). Some of them, such as *Cyathophyllum dianthus* and *Spongophyllum kunthi*, are still common in the Lower Givetian of the Loogher and Curten formations. Only some rugose coral taxa that occurred in the Upper Eifelian of the Ahbach Formation became extinct; most of them continued across the boundary with a reduced amount of individuals. Later, in the Lower Givetian

the composition of the coral assemblage has completely changed due to the appearance and flourishing of new taxa rich in individuals. These are *Aristophyllum terechovi*, *Cystiphyllodes* sp., *Glossophyllum dachsbergense*, *G. schoupepei*, *G. soeticum*, *Schlueteriphyllum looghiense*, *S. parvum* and *Soetenia struvei*. This coral assemblage is dominated by small cornuted corals like *Glossophyllum soeticum*, *Schlueteriphyllum looghiense*, *S. parvum*, *Soetenia struvei* and *Aristophyllum terechovi*.

For a better understanding of the processes behind Late Eifelian climate deteriorations it is necessary to focus especially on changes in coral communities of neritic environments, which are observed before and after the Kačák Event as these are regarded as the first ones to suffer changing environmental conditions. Therefore we aim to reveal an overview of rugose coral assemblages affected by the event to clarify questions related to the reaction of climate sensitive organisms to changing environmental conditions. Additional calculation of seawater temperatures across the event interval from different low latitude settings and the application of geochemical and geophysical methods should contribute to uncover the nature of the Kačák Event.

Methods

The main method applied within the frame of this project is the taxonomic study of Middle Devonian rugose corals from the Carnic Alps, the Graz Paleozoic and Moravia. Together with this, for identification of the Kačák-Event interval and the reconstruction of the Middle Devonian paleoclimatic history, stable carbon and oxygen isotopes will be analyzed. Additionally, magnetic susceptibility and gamma-ray spectrometry will be measured for correlation and characterization of the sections in the Carnic Alps and Graz Paleozoic across the Kačák-Event interval. Finally, we try to achieve a specification of the coral assemblages related to a proper stratigraphic frame using conodont biostratigraphy in combination with stable isotope curves, MS-logs, and gamma-ray spectrometry. However, we are aware of the complexity of these methods and will test our results for possible secondary effects like diagenesis when using geochemical and geophysical data for paleoenvironmental interpretations and the reconstruction of Middle Devonian paleoclimate conditions. Below, each method is characterized.

Taxonomic study

Classification of fossil corals is based on the morphological features of their skeletal elements such as septa, tabulae, dissepiments and corallum-wall. For proper taxonomic identification, a series of transverse and longitudinal thin sections of each coral specimen, cut with a precision-sectioning saw, is necessary. For manipulation of thin sections via professional graphics software, high-resolution scans have to be produced. The material used will be collected during the study of several localities in the field. Additional coral specimens available from collections of the University of Graz and the Natural History Museum Vienna, as well as from geological repositories of the Czech Geological Survey (Klarov, Czech Republic), the Natural History Museum Prague and Museo Friulano di Storia Naturale (Udine, Italy) guarantee a sufficient quantity of material necessary for taxonomic study and revision.

Biostratigraphy

Conodont biostratigraphy was applied at sections that were either not sampled, or did not produce microfossils yet. Conodonts are extracted by dissolution of carbonate rocks (2–5 kg) in formic acid. Residues of each sample are sieved in sets of 4 different mesh-widths (63 µm, 125 µm, 250 µm and 500 µm). In case fractions between 63 and 250 µm would fill more than 5 standard picking trays and therefore are too time consuming for being picked at that stage of separation, residues are further processed by heavy liquid separation using sodium polytungstate. The heavy fraction will be picked for conodont elements under a binocular microscope and scanned under a SEM (DSM 982 Gemini electron microscope) for taxonomic identification.

Geochemistry

Carbon and oxygen isotope analysis (bulk samples)

It is documented that high-resolution isotopic analysis of bulk sedimentary carbonate and organic matter for the Middle Devonian succession records a significant negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion globally. This negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion is considered as a result of marine anoxia associated with the Kačák Event (VAN HENGSTUM & GRÖCKE, 2008). We will collect rock samples across the Eifelian/Givetian boundary to see whether this negative excursion is also evident in neritic carbonate deposits, where no black shale is observed. Therefore bulk samples will be taken in short distances of 10 to 15 cm across the event interval. In further processes, each sample will be crushed to fine homogenous powder and analyzed in a Finnigan MAT Delta Plus stable isotope ratio mass spectrometer.

Oxygen isotope analysis for calculation of sea surface temperature (SST)

Oxygen isotope values are obtained from the PO_4^{3-} group of conodont elements via silver phosphate precipitation. The advantage of using phosphatic microfossils (0.5–2 mm in size) is the resistant nature of their carbonate fluorapatite composition compared to results from bulk-rock samples. $\delta^{18}\text{O}$ ratios will be used to calculate trends of sea surface temperatures using the new phosphate-water fractionation equation of PUCÉAT et al. (2010). Sections in Austria, Italy and the Czech Republic will be compared to already existing data from Germany and France (JOACHIMSKI et al., 2009).

Geophysics

Magnetic susceptibility (MS)

Magnetic-susceptibility measurements are considered to serve as proxy for impurities in sedimentary rocks. The detection of high magnetic-response in sediments corresponds with increased erosion-rates of iron-rich weathering products dispersed from subaerially exposed continental landmass during sea-level lowstands, enhanced rainfall or other factors forcing a raised detrital input.

In the late Eifelian a distinctive magnetosusceptibility event is recognized as broad depression in the MS-curve which is related to the Kačák Event (HLADIL et al., 2002). In order to assess a high quality database, no field device (e.g. KT-6) will be used for application of this method. We will collect bulk-rock samples in intervals of approx. 10 cm

across the event interval (depending on the proximity of the depositional area: thick shallow marine carbonates vs. condensed deeper marine sediments). Measurements will be performed under a KLY-3 kappabridge device. The $\delta^{18}O$ values ($\delta^{18}O$) measured will be plotted for high resolution correlation of single sections from the Carnic Alps (deeper marine sequence) and the Graz Paleozoic and compared to existing logs of Moravia and Morocco. Additionally, datasets will be used for paleoenvironmental interpretation of the investigated areas.

Gamma-ray spectrometry (GRS)

This method will be applied directly on rocks in the field (Graz Paleozoic, Italian part of the Carnic Alps, UDI of the Barrandian area). Measurements will be made in closely spaced intervals across the event interval by using a GS-512 (console) and GSP-3 (detector). In order to achieve optimum measurement conditions the field device requires full perpendicular contact of the probe front to clean and flat vertical rock face, with sufficient time for stabilization of counts (around 3 minutes per measurement). The results are directly recalculated to contents of potassium (K), uranium (U) and thorium (Th) and can be transferred from the field-device to a computer, where logs are plotted in adequate programs. This method provides information on natural gamma radiation of rocks which is used as correlation tool for high resolution stratigraphy.

Discussion of the study area

The coral assemblages that will be studied during the project are collected from localities of the Proto-Alps (Carnic Alps and Graz Paleozoic), Barrandian and Moravia. During the Devonian these areas were located in different low latitudes on the continental shelf of northern Gondwana. Fossil collections obtained from Eifelian to Givetian strata of the Carnic Alps and the Graz Paleozoic yield abundant and various rugose corals. Apart from a lot of un-described material present in these collections the coral assemblages described from proto-alpine localities include also species which show inconsistency regarding their taxonomy as well as according to their stratigraphic appearance. Additionally, comprehensive rugose coral material is known from Moravia which has not been studied in detail yet.

Devonian sediments of the Proto-Alps, together with those of the Barrandian and Moravia (Text-Fig. 1), were deposited on the northern margin of the continental shelf of Gondwana in the Rheic Ocean (Text-Fig. 2). It is proposed that two terranes or microcontinents may have existed in the Alps suggesting latitudinal differences between the Southern Alps and the Graz Paleozoic (KREUTZER et al., 1997). SCHÖNLAUB (1993) and other authors like SCHÄTZ et al. (2002) inferred that the Proto-Alps were located in low latitudes around 30°S or less during the Devonian. This conforms to latitudinal settings of approx. 10 to 15 degrees higher than the Barrandian terrane (KRS et al., 2001) and Moravia (HLADIL et al., 1999). An interpretation on the relations between different European areas by using faunal affinities shows that some areas of Austria (e.g. Graz Paleozoic) were closely related to Moravia during the Eifelian whereas other areas like the Carnic Alps show more affinity to N-Spain and parts of Germany during the Givetian

(HLADIL et al., 1999). However, both the Carnic Alps as well as the Graz Paleozoic yield abundant Middle Devonian corals (FLÜGEL & HUBMANN, 1994; HUBMANN, 1995; HUBMANN et al., 2006; HUBMANN & SUTTNER, 2007; see Text-Fig. 3 for a compilation of coral taxa). In the Graz Paleozoic for example (compare HUBMANN & MESSNER, 2007, for lithostratigraphic background), 51 species belonging to 27 genera have been described from the Eifelian of the Plabutsch Formation and eight species in five genera are reported from the Eifelian to Givetian of the Tyrnaueralm and Hochschlag Formations. From Givetian deposits of the same area 12 species in 9 genera are known of the Flösserkogel Formation (Pleschkogel Member), Zachenspitze Formation and Kollerkogel Formation (Kanzel Member). In the Carnic Alps, only one rugose coral species is described from Eifelian to Givetian strata, whereas a diverse fauna with 57 Givetian rugose coral species in 29 genera is reported from the Kellergrat Reef Limestone (central Carnic Alps), reefal limestone of Mt. Zermula (Italy), limestone breccia-levels (yielding silicified corals) of the Hoher Trieb Formation at Findenigkofel, Oberbuchach, Casera Monumenz, Passo del Cason di Lanza, and from other limestone units in Austria and Italy (Text-Fig. 3). Although abundant rugose corals are known from "unit A" of the Spinotti Limestone (age constraint follows KREUTZER, 1990, 1992a, b; HUBMANN et al., 2003), coral occurrences in Eifelian strata of the Carnic Alps are absent in Text-Fig. 3, as they have not been studied in detail yet. Further comparison of the rugose coral taxa listed from the Carnic Alps and the Graz Paleozoic shows that both areas share some species obtained from deposits of different ages (compare color code of species in Text-Fig. 3).

A somewhat similar discrepancy is observed by GALLE (1994) and GALLE et al. (1995) from Eifelian rugose corals of the Barrandian (Acanthopyge Limestone), which essentially differ from Moravian corals (Čelechovice and Horni Benesov regions), but show conspicuous similarities to Givetian rugose faunas of Germany (mostly from the Rhenish Slate Mountains, northern Eifel Hills) and other regions. This can be due to several explanations such as a long range of some species or low stratigraphic resolution of coral-yielding sections during research in the past, but it could also be related to the migration of some taxa. To confirm any of these hypotheses and to conclude further climate-related interpretations uncovering the nature of the Kačák Event, as aimed by this project, Eifelian–Givetian rugose coral assemblages of the proto-alpine realm need to be studied in proper high-resolution stratigraphic context (including modern geochemical and geophysical methods) and compared with faunas of related areas such as the Barrandian, Moravia, Germany, Spain and Morocco. This would help to clarify migration processes as well as the development of endemic and cosmopolitan taxa across the event interval.

Project aims

Paleontology: Taxonomic revision – updating the database

Rugose corals from the Middle Devonian of the Carnic Alps and the Graz Paleozoic include species, which show inconsistency, not only regarding their taxonomy but also according to their stratigraphic appearance. For example,

	Carnic Alps (Austria - Italy)	Graz Paleozoic (Austria)
Givetian	<p>○ Tryplasmaidae <i>Tryplasma devonica</i></p> <p>○ Cystiphyllidae <i>Zonophyllum</i> sp. <i>Cystiphyllum? cristatum</i></p> <p>○ Stauriidae <i>Grewingia? carnica</i> <i>Dendrostella trigemina</i></p> <p>○ Favositella praerhenana</p> <p>○ Mucroplexidae <i>Pseudamplexus frechi</i></p> <p>○ Amphlexidae <i>Amplexus nitabitis</i></p> <p><i>A. frechi major</i> <i>A. gortani</i> <i>A. hercynicus</i></p> <p>○ Lacophyllidae <i>Barrandophyllum carnicum</i></p> <p>○ Entelophyllidae <i>Entelophyllum articulum</i> <i>E.? alpinum</i></p> <p>○ Lykophyllidae <i>Pycnaxis miratum</i></p> <p>○ Endophyllidae <i>Tabulophyllum heckert giveticum</i> <i>T. delicatum</i> <i>Endophyllum priscum</i> <i>E. acanthicum</i></p> <p>○ Spongophyllidae <i>Battersbyia</i> sp. <i>B. devonica</i></p> <p>○ Ptenophyllidae <i>B. peishorense</i></p> <p>○ Acanthophyllidae <i>Acanthophyllum concauum</i></p> <p><i>A. vermiculare</i></p> <p><i>A. heterophyllum heterophyllum</i></p> <p><i>Acanthophyllum</i> sp. <i>Dohmophyllum helianthoides</i></p> <p><i>D. philocrium</i> <i>D. cf. D. involutum</i> <i>Grypophyllum</i> sp.</p> <p>○ Stringophyllidae <i>Sociophyllum torosum</i> <i>Stringophyllum praecursor</i> <i>S. primordiale</i> <i>S. schwehense</i> <i>Stringophyllum</i> sp. ○ Cyathophyllidae <i>Cyathophyllum dianthus</i></p> <p><i>C. spongiosum</i> <i>C.? bathycalyx</i> <i>C.? angustum</i> <i>C.? lindsrömi</i> <i>C.? volaticum</i> <i>C.? taranelli</i> <i>C.? conglomeratum pauciseptatum</i> <i>Peripaedium planum</i> ○ Accervulariidae <i>Columnaria</i> sp.</p> <p>○ Disphyllidae <i>Tennophyllum cf. T. lanum</i> <i>Ceratophyllum ceratites</i> <i>Disphyllum goldfussi</i> <i>D. caespitosum caespitosum</i> <i>D.? recessum</i> ○ Phillipsastreidae <i>Phillipsastrea hemahli</i> <i>Phacelophyllum conglomeratum</i> <i>Pterorhiza dubia</i> <i>Pexiphyllum heterophylloides</i> <i>Thamnophyllum caespitosum</i> <i>T. hoernesii</i></p>	<p>○ Tryplasmaidae <i>Tryplasma cf. T. fasciculare</i></p> <p>○ Amphlexidae <i>Amplexus nitabitis</i></p> <p>○ Lacophyllidae <i>Neaxon symmetricus</i></p> <p>○ Ptenophyllidae <i>Acanthophyllum concauum</i></p> <p><i>A. heterophyllum torquatum</i> <i>Acanthophyllum</i> sp. ○ Stringophyllidae <i>Stringophyllum praecursor</i></p> <p>○ Cyathophyllidae <i>Peripaedium planum</i> <i>Pseudohexagonaria amanshauseri</i></p> <p>○ Disphyllidae <i>Disphyllum hsiangshienense kostetskae</i> <i>D. caespitosum pushionse</i> <i>Hexagonaria darwini</i> <i>H. hexagona</i> <i>H. cf. H. sanctacrucensis</i></p> <p>○ Columnariidae <i>Columnaria</i> sp. A</p> <p>○ Phillipsastreidae <i>Thamnophyllum cylindricum</i> <i>Peneckella achanayensis</i></p>
Eifelian	<p>○ Stauriidae <i>Dendrostella vulgaris</i></p>	<p>○ Tryplasmaidae <i>Tryplasma? sp.</i> ○ Phillipsastreidae <i>Thamnophyllum germanicum germanicum</i></p>
Eifelian	<p>○ Tryplasmaidae <i>Tryplasma devonica</i> <i>T. hercynica</i></p> <p>○ Cystiphyllidae <i>Cystiphyllum? sp.</i></p> <p><i>Mesophyllum cristatum</i> <i>M. vesiculosum vesiculosum</i> <i>Mesophyllum? sp.</i></p> <p>○ Cystiphylloides macrocystis <i>C. caespitosum</i> <i>C. cf. A. moravicum</i></p> <p>○ Calceonidae <i>Calceola sandalina</i></p> <p>○ Kodonophyllidae <i>Zelophylla? cornuvaccinum</i></p> <p>○ Stauriidae <i>Dendrostella</i> sp. ○ Pycnostylidae <i>Synaptophyllum? hertischi</i></p> <p>○ Amphlexidae <i>Amplexus ungeri</i> <i>A. aff. A. helianthoides</i></p> <p>○ Metriophyllidae <i>Metriophyllum gracile</i></p> <p>○ Kerophyllidae <i>Dokophyllum cf. D. murchisoni</i> <i>D. cf. D. subarbinatum</i></p> <p>○ Endophyllidae <i>Tabulophyllum chernychevi</i></p> <p>○ Halliidae <i>Hallia? sophiae</i> <i>Acantophyllum snyckai</i> ○ Ptenophyllidae <i>A. heterophyllum heterophyllum</i> <i>A. cf. A. moravicum</i></p> <p><i>Dohmophyllum helianthoides</i> <i>Dohmophyllum</i> sp. <i>Grypophyllum denckmanni</i> <i>G. frechi</i> <i>Grypophyllum</i> sp.</p> <p>○ Stringophyllidae <i>Stringophyllum buechelense</i> <i>S. isactis</i> <i>S.? schlieleri</i> <i>Sociotopium elongatum</i> <i>S. longiseptatum</i></p> <p>○ Cyathophyllidae <i>Cyathophyllum dianthus</i> <i>C.? hallioides</i> <i>C.? graecense</i> <i>C.? hoernesii</i> <i>Moravophyllum tenuiseptatum</i> <i>Peripaedium turbinatum</i> ○ Disphyllidae <i>Disphyllum goldfussi</i> <i>D. caespitosum caespitosum</i> <i>D. aequiseptatum</i></p> <p><i>Ceratophyllum ceratites</i> ○ Columnariidae <i>Columnaria cf. C. inaequalis</i> ○ Phillipsastreidae <i>Phacelophyllum conglomeratum</i> <i>Thamnophyllum hoernesii</i> <i>T. murchisoni</i> <i>T. peneckei</i> <i>T. stachel</i> <i>T. caespitosum</i> <i>T. germanicum germanicum</i></p>	<p>○ Tryplasmaidae <i>Tryplasma devonica</i> <i>T. hercynica</i></p> <p>○ Cystiphyllidae <i>Cystiphyllum? sp.</i></p> <p><i>Mesophyllum cristatum</i> <i>M. vesiculosum vesiculosum</i> <i>Mesophyllum? sp.</i></p> <p>○ Cystiphylloides macrocystis <i>C. caespitosum</i> <i>C. cf. A. moravicum</i></p> <p>○ Calceonidae <i>Calceola sandalina</i></p> <p>○ Kodonophyllidae <i>Zelophylla? cornuvaccinum</i></p> <p>○ Stauriidae <i>Dendrostella</i> sp. ○ Pycnostylidae <i>Synaptophyllum? hertischi</i></p> <p>○ Amphlexidae <i>Amplexus ungeri</i> <i>A. aff. A. helianthoides</i></p> <p>○ Metriophyllidae <i>Metriophyllum gracile</i></p> <p>○ Kerophyllidae <i>Dokophyllum cf. D. murchisoni</i> <i>D. cf. D. subarbinatum</i></p> <p>○ Endophyllidae <i>Tabulophyllum chernychevi</i></p> <p>○ Halliidae <i>Hallia? sophiae</i> <i>Acantophyllum snyckai</i> ○ Ptenophyllidae <i>A. heterophyllum heterophyllum</i> <i>A. cf. A. moravicum</i></p> <p><i>Dohmophyllum helianthoides</i> <i>Dohmophyllum</i> sp. <i>Grypophyllum denckmanni</i> <i>G. frechi</i> <i>Grypophyllum</i> sp.</p> <p>○ Stringophyllidae <i>Stringophyllum buechelense</i> <i>S. isactis</i> <i>S.? schlieleri</i> <i>Sociotopium elongatum</i> <i>S. longiseptatum</i></p> <p>○ Cyathophyllidae <i>Cyathophyllum dianthus</i> <i>C.? hallioides</i> <i>C.? graecense</i> <i>C.? hoernesii</i> <i>Moravophyllum tenuiseptatum</i> <i>Peripaedium turbinatum</i> ○ Disphyllidae <i>Disphyllum goldfussi</i> <i>D. caespitosum caespitosum</i> <i>D. aequiseptatum</i></p> <p><i>Ceratophyllum ceratites</i> ○ Columnariidae <i>Columnaria cf. C. inaequalis</i> ○ Phillipsastreidae <i>Phacelophyllum conglomeratum</i> <i>Thamnophyllum hoernesii</i> <i>T. murchisoni</i> <i>T. peneckei</i> <i>T. stachel</i> <i>T. caespitosum</i> <i>T. germanicum germanicum</i></p>

Text-Fig. 3. Middle Devonian rugose corals of the Carnic Alps and the Graz Paleozoic. The corals with green color code are species which, following the literature, occur in both, the Eifelian and Givetian Stage of the Proto-Alps. Three species with blue color code occur in the Givetian of the Carnic Alps and the Graz Paleozoic. Rugose corals listed here refer to the compendium of FLÜGEL & HUBMANN, 1994 (see coral systematics for further references therein). The names of family and genera used here basically follow the classification proposed by HILL (1981).

Ceratophyllum ceratites which occurs in the ?Eifelian of the Tyrnaueralm Formation of the Graz Paleozoic and possibly in the ?Givetian of the Carnic Alps (FLÜGEL & HUBMANN, 1994; see Text-Fig. 3) should be revised from *Ceratophyllum* to *Glossophyllum*, hence LÜTTE (1987) included *Ceratophyllum ceratites* within the genus *Glossophyllum* from the Givetian of the northern Eifel Hills, Germany. Following LÜTTE (1993) this genus first appeared in Givetian strata and includes seven species (LÜTTE, 1987, 1990, 1993).

Another example is the so called *Cyathophyllum dianthus* Zone that consists of an assemblage of distinctive rugose corals (*Cyathophyllum*, *Acanthophyllum*, *Moravophyllum*, *Spinophyllum* and *Calceola*). This zone, formerly considered as latest Eifelian or early Givetian (compare GALLE, 1985), could be confined to the earliest Givetian (*hemiansatus* and early *varcus* zones) by HLADIL et al. (2002) through the application of magnetic susceptibility on the Čelechovice section (Moravia) in comparison to the MS log of the GSSP at Mech Irdane in Morocco (early Givetian rugose corals from Ma'der Basin in Morocco are described by PEDDER, 1999). In the Graz Paleozoic the rugose coral assemblage including *Cyathophyllum* (*C. dianthus*), *Acanthophyllum*, *Moravophyllum* and *Calceola* (obtained from the Tyrnaueralm Formation), which represent the *C. dianthus* Zone in Moravia, is proposed to be Eifelian in age (compare Text-Fig. 3). The last taxonomic study of rugose corals from the Southern Alps was in 1992 by OEKENTORP-KÜSTER & OEKENTORP, 19 years ago. During this time, the implication of the Kačák Event has been discussed much in detail and taxonomic study of Devonian rugose corals progressed.

A revision of problematic taxa described from the Graz Paleozoic and the Carnic Alps, when set in its proper stratigraphical context, would help to clarify the number of genus/species and identify synonyms per time slice. Such a contribution would improve the global databases on the fossil record of corals, which actually are used as the base for all further calculations e.g. on extinctions and diversification events among biomass during the Phanerozoic or the identification of paleobiogeographic provinces and related models.

Paleoclimatology: Hypothesis on the nature of the Kačák Event

Recently, several scientists involved in geology and geochemistry focus on the identification of Middle Devonian

events globally. However, most of them deal exclusively with conodont stratigraphy, carbon isotopes and magnetic susceptibility of deeper marine sections for identification and to conclude mechanisms behind these events. We think that a multidisciplinary study is necessary and that knowledge especially on faunal changes and developments of marine climate sensitive organisms across the event intervals is important. The innovative aspect of our study on the Kačák Event is that we apply modern geochemical and geophysical stratigraphic methods together with common, but indispensable faunal analyses in shallow as well as in deeper marine sections of the Eifelian/Givetian tropical belt. Only a combination of several methods will help to uncover the nature of the Kačák Event. One of the main points we focus on is a high resolution paleotemperature log (based on oxygen isotope analyses from conodont apatite) across the event interval from different latitudes across the tropical belt of the southern hemisphere. These logs will be compared to contemporaneous developments in rugose corals to document whether changes in coral faunas can be related to temperature variations, or if they are distinctive for other causes.

Future perspectives

Actually, it is well documented by CO₂ proxy record (ROYER, 2006) that the rise given to land plants during the Middle Devonian was coupled with strongly decreasing atmospheric CO₂ values from 4000 ppm to nearly present day values during the Early Carboniferous of about 300 ppm. The development on land and its effect on marine biota (especially on skeletal frame-builders like corals) as documented by the fossil record will provide important information uncovering controlling mechanisms responsible for climate change. This might help to produce strategies to counteract rapid rising CO₂ levels during the recent climate change.

Acknowledgements

We are grateful to the FWF for financial support of P23775-B17. Furthermore we would like to thank both anonymous reviewers for their constructive and valuable comments on the original project application. This is a contribution for IGCP 596.

References

- ALGEO, T.J. & SCHECKLER, S.E. (1998): Terrestrial-marine teleconnections in the Devonian: links between the evolution of land plants, weathering processes, and marine anoxic events. – Royal Society of London Philosophical Transactions, ser. B, **353**/1, 113–130.
- BECKER, T.R., JANSEN, U., PLODOWSKI, G., SCHINDLER, E., ABOUSALAM, S.Z. & WEDDIGE, K. (2004): Devonian litho- and biostratigraphy of the Dra Valley area – an overview, Devonian of the western Anti Atlas: correlations and events. – Documents de l'Institut Scientifique, Rabat, **19**, 3–18.
- BENTON, M.J. (1993): The fossil record 2. – 899 pp., London (Chapman and Hall).
- BOSETTI, E.P., GRAHN, Y., HORODYSKI, R.S., MAULLER, P.M., BREUER, P. & ZABINI, C. (2011): An earliest Givetian "Lilliput Effect" in the Parana Basin, and the collapse of the Malvinokaffric shelly fauna. – Paläontologische Zeitschrift, **85**, 49–65.
- BOUCOT, A.J., BAHLBURG, H., BREITKREUZ, C., ISAACSON, P.E., NIEMEYER, H. & URZUA, F. (1995): Devonian Brachiopods from Northern Chile. – J. Paleont. **69**/2, 257–263.
- BRAUN, A. & BUDIL, P. (1999): A Middle Devonian radiolarian fauna from the Chotec Limestone (Eifelian) of the Prague Basin (Barrandian, Czech Republic). – In: DE WEVER, P. & CAULET, J.P. (Eds.): InterRad VIII. – 8–13, Paris – Bierville.
- BUGGISCH, W. & JOACHIMSKI, M.M. (2006): Carbon isotope stratigraphy of the Devonian of Central and Southern Europe. – Palaeo3, **240**, 68–88.
- BUDIL, P. (1995a): The Middle Devonian Kačák Event in the Barrandian area. – Geolines, **3**, 7–8.
- BUDIL, P. (1995b): Demonstrations of the Kačák event (Middle Devonian, uppermost Eifelian) at some Barrandian localities. – Věstník Českého geologického ústavu, **70**/4, 1–24.

- CHLUPÁČ, I. (1960): Stratigrafická studie o vrstvách srbských (givet) ve středoevropském devonu. – Sborník Ústředního Ústavu Geologického, Oddíl Geologický, **26**, 143–185.
- CHLUPÁČ, I. (1994): Devonian trilobites-evolution and events. – *Geobios*, **27**, 487–505.
- CHLUPÁČ, I. (1998): Devonian. – In: CHLUPÁČ, I., HAVLÍČEK, V., KŘÍŽ, J., KUKAL, Z. & STORCH, P. (Eds.): Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian to Devonian). – 101–133, Czech Geological Survey, Prague.
- CHLUPÁČ, I. & KUKAL, Z. (1986): Reflection of possible global Devonian events in the Barrandian area, C.S.S.R. – In: WALLISER, O.H. (Ed.): Global Bioevents, a critical approach. – Lecture Notes in Earth Sciences, **8**, 169–179.
- CHLUPÁČ, I. & KUKAL, Z. (1988): Possible global events and the stratigraphy of the Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian – Middle Devonian), Czechoslovakia. – Sborník geologických věd-geologie, **43**, 83–146.
- COPPER, P. (2002): Silurian and Devonian reefs: 80 million years of global greenhouse between two ice ages. – In: KIESSLING, W., FLÜGEL, E. & GOLONKA, J. (Eds.): Phanerozoic Reef Patterns. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, **72**, 181–238.
- COPPER, P. & SCOTSESE, C.R. (2003): Megareefs in Middle Devonian supergreenhouse climates. – Special Publication of Geological Society of America, **370**, 209–230.
- CRICK, R.E., ELLWOOD, B.B., EL HASSANI, A. & FEIST, R. (2000): Proposed magnetostratigraphy susceptibility magnetostratotype for the Eifelian–Givetian GSSP (Anti-Atlas, Morocco). – Episodes, **23**, 93–101.
- DESANTIS, M.K. & BRETT, C.E. (2011): Late Eifelian (Middle Devonian) biocrises: Timing and signature of the pre-Kačák Bakoven and Stony Hollow Events in eastern North America. – *Palaeo3*, **304**, 113–135.
- ELLWOOD, B.B., BENOIST, S.L., EL HASSANI, A., WHEELER, C. & CRICK, R.E. (2003): Impact Ejecta Layer from the Mid-Devonian: Possible Connection to Global Mass Extinctions. – *Science*, **300/5626**, 1734–1737.
- ELLWOOD, B.B., BENOIST, S.L., EL HASSANI, A., WHEELER, C. & CRICK, R.E. (2004): Response to Comment on “Impact Ejecta Layer from the Mid-Devonian: Possible Connection to Global Mass Extinctions”. – *Science*, **23**, 471.
- ELLWOOD, B.B., ALGEO, T.J., EL HASSANI, A., TOMKIN, J.H. & ROWE, H.D. (2011): Defining the timing and duration of the Kačák Interval within the Eifelian/Givetian boundary GSSP, Mech Irdane, Morocco, using geochemical and magnetic susceptibility patterns. – *Palaeo3*, **304**, 74–84.
- EMPT, P. (2004): Steroidbiomarker als Indikatoren der Evolution mariner Algen im Paläozoikum (Ordovizium bis Perm). – Ph.D. Thesis, Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität zu Köln, 103 S., Köln.
- FLÜGEL, H.W. & HUBMANN, B. (1994): *Catalogus Fossilium Austriae, Anthozoa palaeozoica: Rugosa*. – Österr. Akad. Wiss., IVc/1a, 141 pp, Wien
- GALLE, A. (1985): Biostratigraphy and rugose corals of Moravian Devonian (Czechoslovakia). – *Newsletters on Stratigraphy*, **14/1**, 48–68.
- GALLE, A. (1994): Rugose corals of the Acanthopyge Limestone of Koněprusy (Middle Devonian, Barrandian, Czech Republic). – *Věstník Českého Geologického ústavu*, **69/1**, 41–58.
- GALLE, A. & HLADIL, J. (1981): Biostratigraphy of the Paleozoic in the south-eastern Moravia. – *Knihovnická Zemního Plynů a Naftu*, **2**, 3–255.
- GALLE, A. & HLADIL, I. (Eds.), (1991): *Lower Paleozoic Corals of Bohemia and Moravia. Excursion-Guidebook B3*. – VI. International Symposium on Fossil Cnidaria, Münster, 83 pp.
- GALLE, A., HLADIL, J. & ISAACSON, P.E. (1995): Middle Devonian biogeography of closing South Laurussia; North Gondwana Variscides; Examples from the Bohemian Massif (Czech Republic), with emphasis on Horni Benesov. – *Palaios*, **10**, 221–239.
- VAN HENGSTUM, P. & GRÖCKE, D.R. (2008): Stable-isotope record of the Eifelian-Givetian boundary Kačák-*otomari* Event (Middle Devonian) from Hungry Hollow, Ontario, Canada. – *Can. J. Earth Sci.*, **45/3**, 353–366.
- HILL, D. (1981): Rugosa and Tabulata. – In: MOORE, R.C., ROBINSON, R.A., TEICHERT, C., ASHLOCK, V., KEIM, J.D., MCCORMICK, L. & WILLIAMS, R.B. (Eds.): *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part F, Coelenterata*. – Supplement Geol. Soc. America, Boulder, 762 pp.
- HLADÍKOVÁ, J., KADLEC, J., ŽÁK, K., CÍLEK, V. & LOŽEK, V. (1997): Climatic changes during the Holocene: comparison between stable isotope, biostratigraphical and lithological climate records in freshwater calcareous tufa. – *J. Czech Geol. Soc.*, **42/3**, 82.
- HLADIL, J., MELICHAR, R., OTAVA, J., GALLE, A., KRS, M., MAN, O., PRUNER, P., CEJCHAN, P. & OREL, P. (1999): The Devonian in the Easternmost Variszides, Moravia: a Holistic Analysis Directed Towards Comprehension of the Original Context. – *Abh. Geol. B.-A.*, **54**, 27–47.
- HLADIL, J., PRUNER, P., VENHODOVÁ, D., HLADILOVÁ T. & MAN, O. (2002): Toward an exact age of Middle Devonian Čelechovice corals – Past problems in biostratigraphy and present solutions complemented by new magnetosusceptibility measurements. – *Coral Research Bulletin*, **7**, 65–71.
- HLADIL, J., GERSL, M., STRNAD, L., FRANA, J., LANGROVA, A. & SPISIAK, J. (2006): Stratigraphic variation of complex impurities in platform limestones and possible significance of atmospheric dust: a study with emphasis on gamma-ray spectrometry and magnetic susceptibility outcrop logging (Eifelian–Frasnian, Moravia, Czech Republic). – *Int. J. Earth Sci.*, **95/4**, 703–723.
- HOUSE, M.R. (1985): Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. – *Nature*, **313**, 17–22.
- HOUSE, M.R. (1996): The Middle Devonian Kačák Event. – Read at the Annual Conference of the Ussher Society, 79–84.
- HOUSE, M.R. (2002): Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. – *Palaeo3*, **181**, 5–25.
- HUBMANN, B. (1995): *Catalogus Fossilium Austriae, Anthozoa palaeozoica: Tabulata (inklusive Chaetetida und Heliolitida)*. – Österr. Akad. Wiss., IVc/1b, 111 pp, Wien.
- HUBMANN, B. & MESSNER, F. (2007): „Stein im Bild“: Die fazielle Entwicklung der Rannachdecke (Grazer Paläozoikum). – *Jb. Geol. B.-A.*, **147/1+2**, 277–299.
- HUBMANN, B. & SUTTNER, T. (2007): Siluro-Devonian Alpine reefs and pavements. – In: ALVARO, J.J., ARETZ, M., BOULVAIN, F., MUNNICK, A., VACHARD, D. & VENNIN, E. (Eds.): *Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls*. – Geol. Soc. London, Spec. Publ., **275**, 95–107.
- HUBMANN, B., POHLER, S., SCHÖNLAUB, H.P. & MESSNER, F. (2003): Paleozoic Coral-Sponge Bearing Successions in Austria. – *Ber. Geol. B.-A.*, **61**, 91 pp.
- HUBMANN, B., SUTTNER, T.J. & MESSNER, F. (2006): Geologic frame of Palaeozoic reefs in Austria with special emphasis on Devonian reef-architecture of the Graz Palaeozoic. – *Joannea – Geologie und Paläontologie*, **8**, 47–72.

- JOACHIMSKI, M.M., BREISIG, S., BUGGISCH, W., TALENT, J.A., MAWSON, R., GEREKE, M., MORROW, J.R. & DAY, J. (2009): Devonian climate and reef evolution: Insights from oxygen isotopes in apatite. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **284**, 599–609.
- KAUFMANN, B. (2006): Calibrating the Devonian Time Scale: A synthesis of U-Pb ID-TIMS ages and conodont stratigraphy. – *Earth Sci. Rev.*, **76**, 175–190.
- KENRICK, P. & CRANE, P.R. (1997): The origin and early diversification of land plants. – *Smithsonian Series in Comparative Evolutionary Biology* Washington, Smithsonian Institution Press, 441 pp.
- KÖNIGSHOF, P. (Ed.) (2009): Devonian Change: case Studies in Palaeogeography and Palaeoecology. – Geological Society, London, Special Publications, **314**, 298 pp.
- KREUTZER, L.H. (1990): Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133/2**, 275–343.
- KREUTZER, L.H. (1992a): Photoatlas zu den variszischen Karbonat-Gesteinen der Karnischen Alpen (Österreich/Italien). – *Abh. Geol. B.-A.*, **47**, 46 pp.
- KREUTZER, L.H. (1992b): Palinspastische Entzerrung und Neugliederung des Devons in den Zentralkarnischen Alpen aufgrund von neuen Untersuchungen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **135/1**, 261–272.
- KREUTZER, L.H., SCHÖNLAUB, H.P. & HUBMANN, B. (1997): The Devonian of Austria. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): IGCP 421 North Gondwanan Mid-Paleozoic Biodynamics: Inaugural Meeting Vienna, Sept. 17–21, 1997: Guidebook. – *Ber. Geol. B.-A.*, **40**, 42–59.
- KRS, M., PRUNER, P. & MAN, O. (2001): Tectonic and paleogeographic interpretation of the paleomagnetism of Variscan and pre-Variscan formations of the Bohemian Massif, with special reference to the Barrandian terrane. – *Tectonophysics*, **332/1–2**, 93–114.
- LÜTTE, B.P. (1987): *Glossophyllum*-Arten aus dem Mittel-Devon der Eifel (Rugosa; Rheinisches Schiefergebirge). – *Senckenberg. Lethaea*, **67/5–6**, 433–457.
- LÜTTE, B.P. (1990): Horn- und kegelförmige rugose Korallen aus dem Mittel-Devon der Eifel. – *Senckenberg. Lethaea*, **70/4–6**, 297–395.
- LÜTTE, B.P. (1993): Rugose corals from the Eifelian/Givetian boundary in the northern Eifel Hills. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **164**, 103–108.
- MARSHALL, J.E.A., ASTIN, T.R., BROWN, J.F., MARK-KURIK, E. & LAZAUSKIENE, J. (2007): Recognizing the Kacák Event in the Devonian terrestrial environment and its implications for understanding land-sea interactions. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **278**, 133–155.
- MAWSON, R. & TALENT, J.A. (1989): Late Emsian–Givetian conodont stratigraphy and biofacies–carbonate slope and offshore shoal to lagoon and nearshore carbonate ramp – Broken River, north Queensland, Australia. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **117**, 205–259.
- MEYER-BERTHAUD, B., SORIA, A. & DECOMBEIX, A.L. (2010): The land plant cover in the Devonian: a reassessment of the evolution of the tree habit. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **339**, 59–70.
- OEKENTORP-KÜSTER, P. & OEKENTORP, K. (1992): Rugose Korallenfaunen des Mittel- und Ober-Devons der zentralen Karnischen Alpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **135**, 233–260.
- OGG, J.G., OGG, G. & GRADSTEIN, F.M. (2008): The concise geologic time scale. – 177 pp. (Cambridge University Press).
- PEDDER, A.E.H. (1999): Paleogeographic implications of a Devonian (Givetian, Lower *varcus* Subzone) rugose coral fauna from the Ma'der basin (Morocco). – *Abh. Geol. B.-A.*, **54**, 385–434.
- PUCÉAT, E., JOACHIMSKI, M.M., BOUILLOUX, A., MONNA, F., BONIN, A., MOTREUIL, S., MORINIÈRE, P., HÉNARD, S., MOURIN, J., DERA, G. & QUESNE, D. (2010): Revised phosphate-water fractionation equation reassessing paleotemperatures derived from biogenic apatite. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **298**, 135–142.
- RACKI, G. & KOEBERL, C. (2004): Comment on “Impact Ejecta Layer from the Mid-Devonian: Possible Connection to Global Mass Extinctions”. – *Science*, **303/5657**, 471.
- ROYER, D.L. (2006): CO₂-forced climate threshold during the Phanerozoic. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**, 5665–5675.
- SCHÄTZ, M., REISCHMANN, T., TAIT, J., BACHTADSE, V., BAHLBURG, H. & MARTIN, U. (2002): The Early Palaeozoic break-up of northern Gondwana, new palaeomagnetic and geochronological data from the Saxothuringian Basin, Germany. – *Int. J. Earth Sci.*, **91/5**, 838–849.
- SCHMITZ, B., ELLWOOD, B.B., PEUCKER-EHRENBRINK, B., EL HASSANI, A. & BULTYNCK, P. (2006): Platinum group elements and ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os in a purported impact ejecta layer near the Eifelian-Givetian stage boundary, Middle Devonian. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **249/3–4**, 162–172.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1993): Stratigraphy, biogeography and climatic relationships of the Alpine Paleozoic. – In: VON RAUMER, J. & NEUBAUER, F. (Eds.): *The Pre-Mesozoic geology in the Alps*. – 65–91, Berlin – Heidelberg – New York (Springer).
- SCOTESE, C.R. (2002): PALEOMAP Project – URL: <http://www.scotese.com>. (Accessed: 29.09.2011).
- STEIN, W.E., MANNOLINI, F., VAN ALLER HERNICK, L., LANDING, E. & BERRY, C.M. (2007): Giant cladoxylopsid trees resolve the enigma of the Earth's earliest forest stumps at Gilboa. – *Nature*, **446**, 904–907.
- TALENT, J.A., MAWSON, R. ANDREW, A.S., HAMILTON, P.J. & WHILDOR, D. (1993): Middle Palaeozoic extinction events: faunal and isotopic data. – *Palaeo3*, **104/1–4**, 139–152.
- TRUYÓLS-MASSONI, M., MONTESINOS, J.R., GARCIA-ALCALDE, J.L. & LEYVA, F. (1990): The Kacák-*otomari* Event and its characterization in the Palentine Domain (Cantabrian Zone, NW Spain). – In: KAUFFMAN, E.G. & WALLISER, O.H. (Eds.): *Extinction Events in Earth History*. – Lecture Notes in Earth History, **30**, 133–143.
- VERON, J.E.N. (2008): Mass extinctions and ocean acidification: biological constraints on geological dilemmas. – *Coral Reefs*, **27**, 459–472.
- WALLISER, O.H. (1985): Natural boundaries and Commission boundaries in the Devonian. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **75**, 401–408.
- WALLISER, O.H. (2000): The Eifelian-Givetian stage boundary. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **225**, 37–47.
- WALLISER, O.H., BULTYNCK, P., WEDDIGE, K., BECKER, R.T. & HOUSE, M.R. (1995): Definition of the Eifelian-Givetian Stage boundary. – *Episodes*, **18**, 107–115.