

MITTEILUNGEN

der Gesellschaft der
Geologie- und Bergbaustudenten
in Österreich



30/31. Band

Alle Rechte vorbehalten.

Für Inhalt und Form sind die Verfasser verantwortlich.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, am Institut für Geologie der Universität Wien.
A-1010 Wien, Universitätsstraße 7.

VORSTAND FÜR DAS JAHR 1983/84

Obmann:	W. LEITHNER
Obmann-Stellvertreter:	F. OTTNER
1. Kassier:	W. PAVLIK
2. Kassier:	M. ROCKENSCHAUB
Rechnungsprüfer:	Ing. Dr. R. SCHWINGENSCHLÖGL
Schriftführer :	M. WAGREICH

SCHRIFTLEITUNG

H. FRIMMEL (Institut für Geologie, Universität Wien)

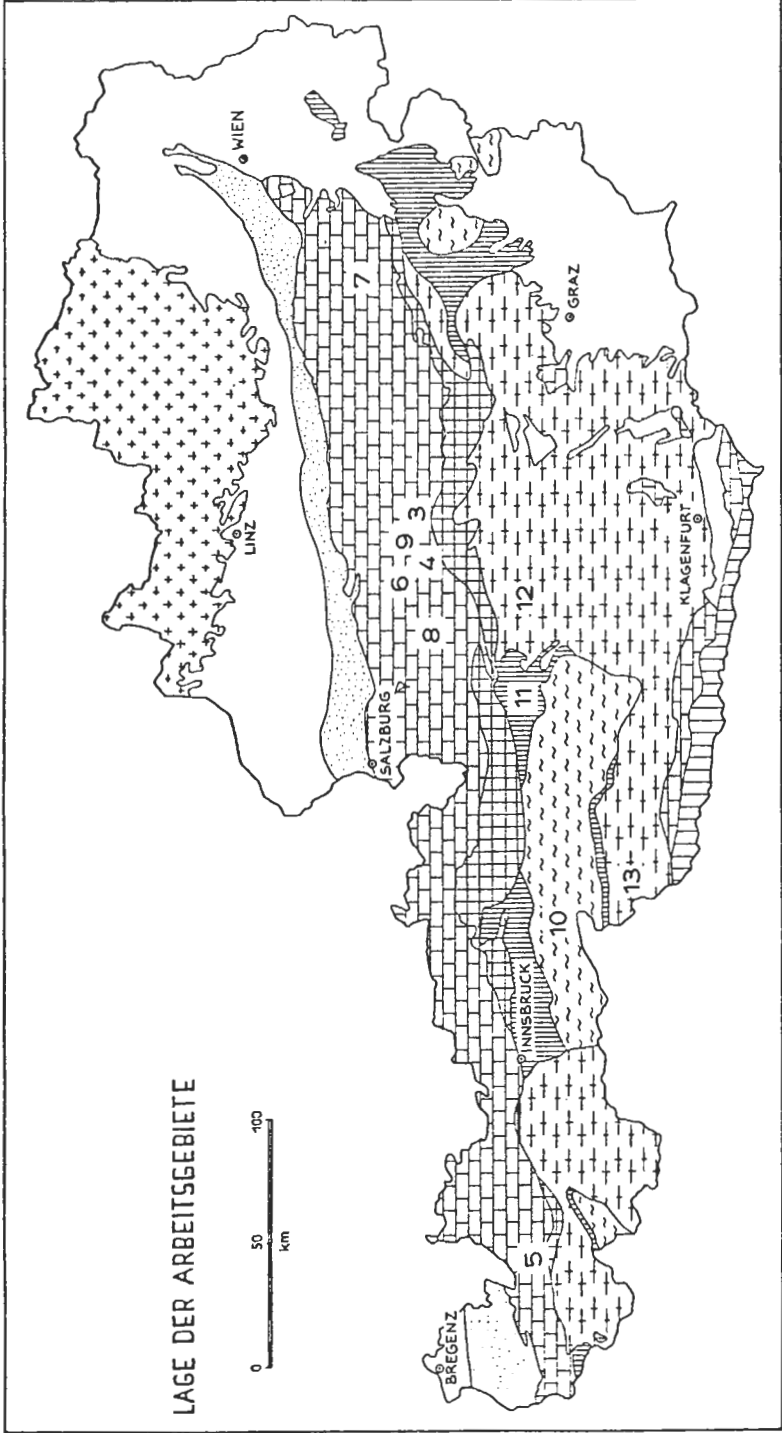
BEIRAT:
Dr. R. LEIN

Zeichner: Leo LEITNER

Wir danken den Spendern und Förderern dieses Bandes

Dr. J. Alber	Wien	Dr. K. Knoch	Wien
Amt der Tiroler Landes- regierung	Innsbruck	Dr. H. G. Krauliz	Wien
Dr. K. Augustin	Wien	Prof. Dr. K. Krejci-Graf	Frankfurt
Dr. F. Bauer	Wien	Dr. H. M. Lieberman	Wien
DDr. H. Bertle	Schruns	Dr. F. Marovee	Wien
Dr. J. Beran	Wien	Ing. Dr. E. Mikura	Korneuburg
Dr. A. Bernhauser	Wien	Dr. G. Mutschlechner	Innsbruck
Dr. H. Bögel	München	Dr. G. Niedermayr	Wien
Dr. H. Brandecker	Salzburg	Dr. W. Nowy	Klosterneuburg
Prof. Dr. E. Braumüller	Perchtoldsdorf	Dr. H. Peer	Leoben
Dr. F. Brix	Wien	Prof. Dr. W. E. Petrascheck	Wien
Dr. H. H. Buchner	Hannover	Dr. P. Pölsler	Graz
Prof. Dr. E. Clar	Wien	Mag. K. Rauscher	Wien
H. Clarici	Mürzzuschlag	Dr. S. Scharbert	Wien
Dr. W. Demmer	Klosterneuburg	Dr. H. Schmid	Wien
Dr. A. Deutsch	Münster	w. Hofrat Dr. M. F. Schuch	Wien
Prof. Dr. CH. Exner	Wien	Dr. P. R. Sommer	Wien
Doz. Dr. P. Faupl	Baden	Prof. Dr. G. Spaun	Salzburg
Dr. H. Fischer	Wien	Dr. R. Stern	Innsbruck
Dir. Dr. R. Fuker	Wien	Prof. Dr. H. Stowasser	Mödling
Dr. W. Furlinger	Salzburg	A. Strasser	Salzburg
Dr. M. & P. Gottschling	Mauerbach	O. Thum	Wien
Prof. Dr. K. G. H. Götzinger	Wien	Dr. F. Traub	München
Prof. Dr. G. Graf	Bad Mitterndorf	Dr. F. Übleis	Taufkirchen
Dr. R. Grill	Wien	Doz. Dr. N. Vavra	Wien
Dr. H. Halbmayr	Wien	Dipl. Ing. V. Vavrovsky	Althofen
Dr. H. Häusler	Linz	Veitscher Magnesit AG	Wien
Dr. M. Heinrich	Wien	W. Voggenreiter	Oberasbach
Dr. H. L. Holzer	Graz	Dr. A. Warch	Spital/Drau
Doz. Dr. D. van Husen	Wien	Dr. F. Weber	Leoben
Prof. Dr. F. Kahler	Klagenfurt	Prof. Dr. E. H. Weiss	Wien
Dr. J. Kaiser	Wald/Arlberg	Prof. Hofr. Dr. Dipl. Ing. P. Wieden	Wien
Prof. Dr. G. Kleinschmidt	Darmstadt	Prof. Dr. F. Wieser	Linz
Prof. Dr. A. Kloiber	Linz	Dr. F. Wurm	Leonberg/Wormborn

Unser Dank gilt ebenso den hier nicht namentlich angeführten Spendern.



INHALTSVERZEICHNIS

1.	Herrn Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler zum 50. Geburtstag	1
2.	R. SCHWINGENSCHLÖGL Tektonische Großstrukturen der Erde und ihre Bedeutung bei der Projektierung und Ausführung von Großbauvorhaben	15
3.	W. NOWY & R. LEIN Zur Geologie des Bosruck–Autobahntunnels (Pyhrnautobahn, Österreich)	45
4.	R. HESS & R. ROSSNER Die Lithofazies der Salberg-Schichtenfolge (Permoskyth) im Bereich Liezen– Admont (Steiermark, Österreich)	95
5.	V. STINGL Lagerungsverhältnisse des Permoskyths im Stanzertal, West-Tirol (Öster- reich)	117
6.	G. MANDL Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes – ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich)	133
7.	W. LEITHNER & L. KRYSSTYN Paläogeographie, Stratigraphie und Conodonten-Biofazies des Westlichen Mitter- berges (Trias, Niederösterreich)	177
8.	B. GRUBER Bemerkungen zur Morphologie und Ökologie von <i>Otapiria marschalli alpina</i> (ZAPFE) aus den Zlambachmergeln (Obertrias) von Österreich	207
9.	W.-Ch. DULLO & G. F. TIETZ Kalzitische Whisker- und Dendritenkristalle als Vorstufe zur Füllung von Klüften in Kalken	217
10.	F. POPP Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Schieferhülle der Hohen Tauern im Gerlostal (Tirol).	235
11.	K. SONDERMANN & W. VOGGENREITER Strukturanalyse des Weißenecks in den S'Radstädter Tauern (Lungau, Öster- reich).	269
12.	E. HEJL Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern	289
13.	R. GRATZER Ein Beitrag zur Petrologie der Rieserferner Intrusion in Ost- und Südtirol . .	319
14.	Satzungen d. Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustud. in Österreich . . .	343
15.	Zusammenfassungen der im Studienjahr 1983/84 am Institut für Geologie der Univeristät Wien abgegebenen Dissertationen	348
16.	Buchbesprechungen	354

HERRN UNIV.-PROF. DR. HELFRIED MOSTLER
ZUM 50. GEBURTSTAG

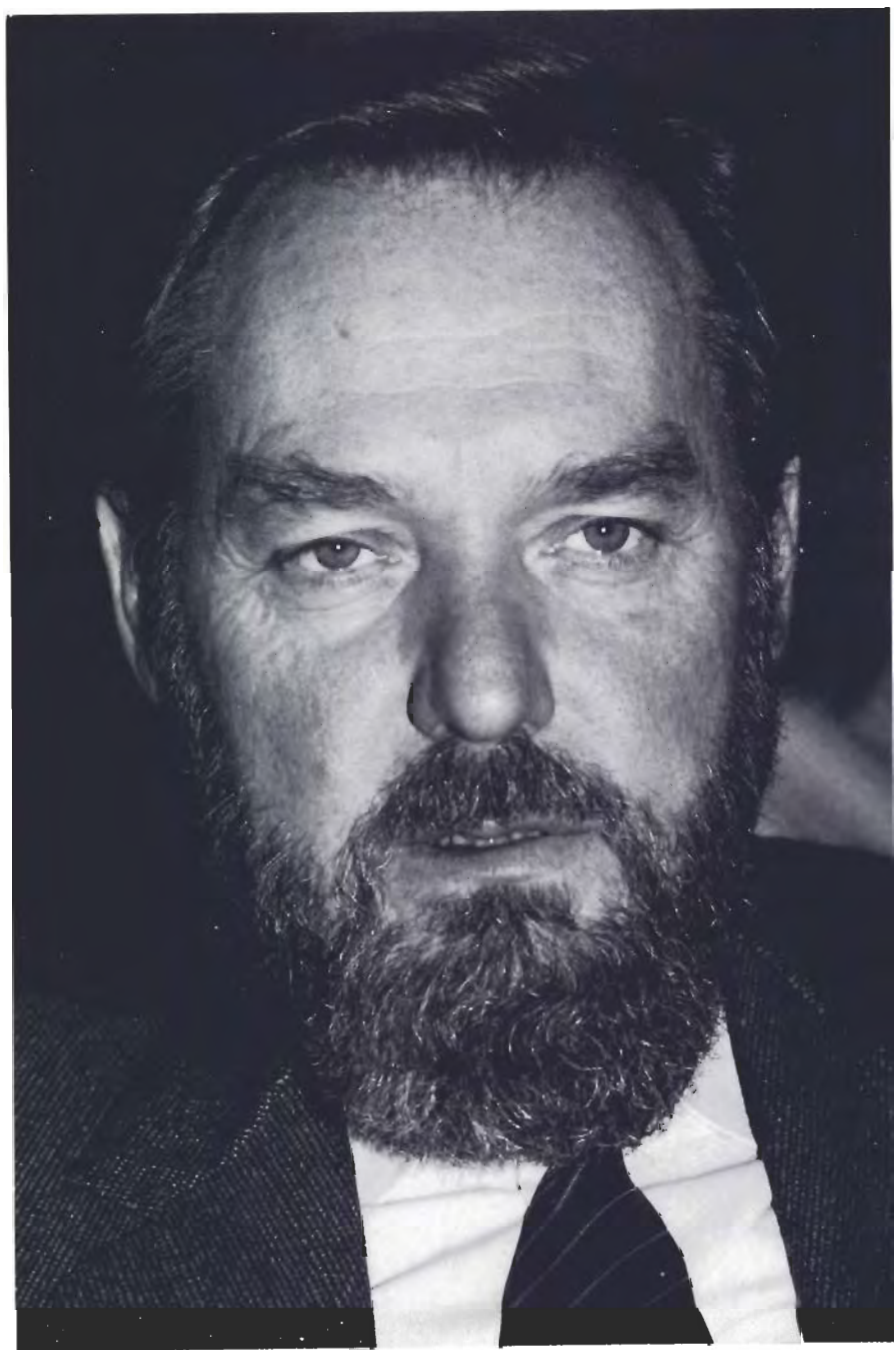
Prof. Dr. Helfried Mostler kann nach 27 Jahren intensiver Beschäftigung mit der Geologie – 1957 begann er das Geologiestudium an der Universität Graz – auf ein Opus verweisen, das eigentlich bereits einem Lebenswerk gleichkommt. Mit über 130 Arbeiten auf den Gebieten der regionalen Geologie und Tektonik, Lagerstättenkunde und angewandten Geologie, Stratigraphie und Mikropaläontologie wird ein äußerst breites Spektrum abgedeckt, wozu heute nur mehr wenige Erdwissenschaftler fähig sind. Dies mag seinen Grund einerseits in der vielseitigen und fundierten Ausbildung an der Grazer Schule haben, andererseits aber auch in der staunenswerten Arbeitsintensität und Initiative des Jubilars. Als wir im Jänner dieses Jahres zusammen mit Prof. Mostler seinen Fünzfziger feierten, meinte ein Tischredner, Mostler sei wohl einer der wenigen Ordinarien, die auch die Wochenenden am Institut verbringen . . .

Mit der Dissertation in den Schieferbergen des Großarl- und Kleinarltales und den Problemen der Salzach-Längstalstörung begann für Mostler seine Innsbrucker Zeit. Hier konnte sich seine wissenschaftliche Tätigkeit unter Prof. Heißel frei und breit entfalten. Noch geprägt durch die Grazer Schule konzentrierte sich dann zunächst sein Interesse auf den Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone. Wenn man heute den komplexen Bau und die Stratigraphie dieser für einen Kalkalpengeologen eher entmutigenden Gegend besser versteht, so ist das im wesentlichen ein Verdienst von Mostler. Ihm ist es gelungen, auch durch den geschickten Einsatz von Dissertanten, in relativ kurzer Zeit Licht in diese bislang eher dunkle Ecke der Geologie von Tirol und Salzburg zu bringen. Besonders durch die Anwendung der Conodontenstratigraphie – Mostler war damals damit wohl einer der ersten im alpinen Raum – war es möglich, die Gesteinsserien zu ordnen und die Lagerungsverhältnisse zu entwirren. Mit der Arbeit „Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung . . .“ setzte sich dann eine moderne geodynamische Betrachtungsweise durch, die sich später auch auf seine Mitarbeiter äußerst befruchtend auswirkte.

Die Anwendung der mikropaläontologisch-stratigraphischen Arbeitsweise in der Trias brachte ihm in der Folge internationale Anerkennung. Hier konnte er eine Vielzahl neuer Gattungen und Arten von Conodonten, Echinodermaten, Poriferen und insbesondere Radiolarien erstellen, wobei sich die Zusammenarbeit mit Heinz Kozur sehr fruchtbar auswirkte. Hauptanliegen sind ihm dabei aber immer palökologische Fragen oder die stratigraphische Verwertbarkeit der Mikrofossilien.

Die Organisation des Triassymposiums 1972 in Innsbruck durch Mostler ermöglichte dazu einen ersten wesentlichen internationalen Gedankenaustausch. In diese Zeit fällt auch die Gründung der Innsbrucker Hauszeitschrift (Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck) durch Mostler. Bis heute setzt er unermüdlich sein Organisationstalent dazu ein, diese Zeitschrift finanzieren zu können. Die „Geologisch-Paläontologischen Mitteilungen Innsbruck“ haben sich gerade durch ihren mikropaläontologisch-stratigraphischen Schwerpunkt sehr rasch einen festen Platz unter den einschlägigen Zeitschriften erobern können.

Eine geheime Liebe Mostlers ist die Lagerstättengeologie. Vor allem durch das geologische Verständnis und die Einbindung der Lagerstättenausbildung in geodynamische Vorgänge gingen und gehen von seinen Arbeiten wesentliche Impulse aus. Insider wissen, daß ihm da noch sehr viel am Herzen liegt. Schon früh konnte Mostler mit seinen Arbeiten über die Pb-Zn-Vererzungen in den permischen Tregiovo-Schichten die Aufmerksamkeit auch außerhalb der österreichischen Grenzen auf sich lenken. Bei der Bearbeitung der vielen kleinen Lagerstätten der Nördlichen Grauwackenzone war ihm die detaillierte Kenntnis der stratigraphischen Verhältnisse von großem Vor-



teil. Durch die Mitarbeit an einem internationalen Pb-Zn-Projekt der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover war es ihm möglich, die großen nord-amerikanischen Lagerstätten des Mississippi-Valley-Typs zu studieren, um dann auch die alpinen Pb-Zn-Lagerstätten von dieser Seite her zu beleuchten.

Seit seiner Tätigkeit am Geologischen Institut der Technischen Hochschule in Graz hat Mostler sich auch immer wieder mit praktischen geologischen Problemen beschäftigt. Hier sind besonders seine vielfältige Gutachtertätigkeit oder auch die Durchführung von gerade in letzter Zeit sich häufenden Rohstoffprojekten anzuführen. Mostler ist ein begeisterter und begeisternder Hochschullehrer, der mit schier unendlicher Energie und Geduld den Studenten „geologisches Denken“ beizubringen versucht. Hier kommt den Studenten in den Vorlesungen und Exkursionen natürlich sehr seine außergewöhnliche Vielseitigkeit zugute. Gerade bei Exkursionen erinnern wir uns immer wieder gerne an Aufschlüsse, wo beispielsweise ein Bogen von der Conodontenstratigraphie bis hin zum Porenwasserdruck und Rutschungen und deren Sanierungsmöglichkeiten gespannt wurde.

Mostler wurde 1978 zum Ordinarius in Innsbruck berufen; bereits vorher erhielt er mehrere Auszeichnungen (zweimal Dr.-Theodor-Körner-Preis, Preis des Landes Salzburg). Als sehr unbürokratischer Leiter des Instituts ist es Prof. Mostler gelungen, das familiäre Institutsklima aufrechtzuerhalten und eine anregende Arbeitsatmosphäre zu schaffen. Durch die geschickte Konzipierung von Projekten ist es ihm möglich, die Institutsangehörigen an gemeinsamen Forschungsaufgaben zu interessieren, um so gezielt der Weiterentwicklung der Innsbrucker Schule zu verhelfen. Wir dürfen die Hoffnung aussprechen, daß Prof. Mostler auch weiterhin mit seiner Begeisterung für die Wissenschaft, seiner Initiative und Arbeitsintensität unser Institut zu einer Stätte vielseitiger und solider Forschung und Lehre ausbaut.

Herzliche Glückwünsche zum 50. Geburtstag!

Rainer Brandner

Verzeichnis der wissenschaftlichen Arbeiten

1. Geologisch-tektonische Arbeiten

- 1) Geologie der Berge des vorderen Großarl- und Kleinarl-Tales (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., 1963, 132–135, Wien 1963.
- 2) Einige Bemerkungen zur Salzach-Längstalstörung und den sie begleitenden Gesteinen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14 (1963), 185–196, 1 Taf., Wien 1964.
- 3) Geologische Aufnahmen 1965 auf Blatt St. Georgen (124/3). – Verh. Geol. B.-A., 1966, A32–A33, Wien 1966.
- 4) AL-HASANI, N. & MOSTLER, H.: Zur Geologie der Spießnägel südlich Kirchberg (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). – Veröff. Univ. Innsbruck, 9, Alpenkundl. Stud., 5, 5–26, 15 Abb., Innsbruck 1969.
- 5) BAUER, F. K., LOACKER, H. & MOSTLER, H.: Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg. – Veröff. Univ. Innsbruck, 13, Alpenkundl. Stud., 6, 30 S., 7 Abb., 1 Beil.-Taf., Innsbruck 1969.
- 6) Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Si-

- lur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). — Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 507–522, 5 Abb., Innsbruck 1970.
- 7) Bericht über geologisch-petrographische Untersuchungen in der Grauwackenzone des Zeller Raumes. — Geol. Tiefbau der Ostalpen, 2 (1974), 12–13, Graz–Innsbruck–Salzburg–Wien (vervielf. Manus.) 1975.
 - 8) BECHSTÄDT, Th., BRANDNER, R. & MOSTLER, H.: Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. — Geol. Rdsch., 65, H. 2, 616–648, 8 Abb., Stuttgart 1976.
 - 9) BECHSTÄDT, Th. & MOSTLER, H.: Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. — Z. dt. Geol. Ges., 127, 271–289, Hannover 1976.
 - 10) HOSCHEK, G. & MOSTLER, H.: Jahresbericht über das Jahr 1975. — Ber. geol. Tiefbau Ostalpen, 3 (1975), 47–50, 1 Abb., Wien (Zentralanst. Meteorologie u. Geodynamik) 1976.
 - 11) BECHSTÄDT, Th., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & SCHMIDT, K.: Middle Triassic Block Faulting of the Eastern and Southern Alps. — [In:] CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K.: Alps, Apennines, Hellenides, 98–103, 3 Abb., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) 1978.
 - 12) HOSCHEK, G., KIRCHNER, E. Ch., MOSTLER, H. & SCHRAMM, J.-M.: Metamorphism in the Austroalpine Units between Innsbruck and Salzburg (Austria) — A Synopsis. — Mitt. österr. geol. Ges., 71/72 (1978/79), 335–341, Wien 1980.
 - 13) COLINS, E., HOSCHEK, G. & MOSTLER, H.: Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. — Mitt. österr. geol. Ges., 71/72 (1978/79), 343–378, 17 Abb., 4 Tab., Wien 1980.
 - 14) DONOFRIO, D. A., HEISSEL, G. & MOSTLER, H.: Beiträge zur Kenntnis der Partnachschichten (Trias) des Tor- und Rontales und zum Problem der Abgrenzung der Lechtaldecke im Nordkarwendel (Tirol). — Mitt. österr. geol. Ges., 73, 55–94, 12 Abb., 2 Tab., 5 Taf., Wien 1980.
 - 15) AMERON, H. W. J. van, ANGERER, H. & MOSTLER, H.: Über eine Autunostephanische Flora aus den Kristbergschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich). — Jb. Geol. B.-A., 124, H. 2, 283–323, Wien 1982.

2. Arbeiten zur Lagerstättenkunde und angewandten Geologie

- 1) Bemerkungen zur Genese der sedimentären Blei-Zinkvererzungen im südalpinen Perm. — Arch. Lagerstättenforsch. Ostalpen, 3, 55–70, 2 Abb., Leoben 1965.
- 2) Sedimentäre Blei-Zink-Vererzung in den mittelpermischen „Schichten von Tregiovo“ (Nonsberg, Nord-Italien). — Mineralium Deposita, 2, 89–103, 9 Abb., Heidelberg 1966.
- 3) Zur Genese der schichtgebundenen Blei-Zink-Erze im südalpinen Perm. — Atti del Symposium Internazionale sui Giacimenti Minerari delle Alpi, vol. 2, 349–352, Trento 1966.
- 4) Bemerkungen zur Geologie der Ni-Co-Lagerstätte Nöckelberg bei Leogang (Salzburg). — Arch. Lagerstättenforsch. Ostalpen, 5, 32–45, 1 Abb., Leoben 1967.
- 5) HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H.: Die Bleiglanz-Zinkblende-Lagerstätte Thumersbach bei Zell am See (Nördliche Grauwackenzone, Salzburg). —

- Arch. Lagerstättenforsch. Ostalpen, 5, 170–191, 4 Taf., 8 Abb., Leoben 1967.
- 6) Anhydrite and Gypsum in Low-Grade Metamorphic Rocks along the Northern Margin of the Grauwackenzone (Tyrol, Salzburg). – Symposium on the Geology of Saline Deposits, 2 S., Hannover 1968.
 - 7) HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H.: Beiträge zur Kenntnis ostalpiner Kupferlagerstätten I. Die Fahlerzlagerstätte auf der Grat Spitze (Thierberg bei Brixlegg). – Arch. Lagerstättenforsch. Ostalpen, 9, 169–194, 4 Taf., Leoben 1969.
 - 8) MAVRIDIS, A. & MOSTLER, H.: Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung (Nördliche Grauwackenzone, Tirol–Salzburg). – Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 523–546, 8 Abb., 1 Fototaf., 1 geol. Kt., Innsbruck 1970.
 - 9) EMMANUILIDIS, G. & MOSTLER, H.: Zur Geologie des Kitzbühler Horns und seiner Umgebung mit einem Beitrag über die Barytvererzung des Spielbergdolomites (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). – Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 547–569, 3 Abb., 4 Fototaf., 1 geol. Kt., Innsbruck 1970.
 - 10) Zur Barytvererzung des Kitzbühler Horns und seiner Umgebung (Tirol). – Arch. Lagerstättenforsch. Ostalpen, 11, 101–112, 1 Tab., Leoben 1970.
 - 11) Ein Beitrag zu den Spatmagnesitvorkommen im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Arch. Lagerstättenforsch. Ostalpen, 11, 113–125, Leoben 1970.
 - 12) HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H.: Die Kupfer-Nickel-Kobalt-Vererzung im Bereich Leogang (Inschlagalm, Schwarzleo, Nöckelberg). – Arch. Lagerstättenforsch. Ostalpen, 11, 161–209, 6 Taf., Leoben 1970.
 - 13) HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H.: Bemerkungen zu einem syngenetischen Bleiglanz-Zinkblende-Vorkommen in Nordtirol (Silberberg bei Brixlegg). – Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 107, 39–40, Wien 1971.
 - 14) Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). – Veröff. Univ. Innsbruck, 86 (Festschrift Werner Heißel), 237–266, 11 Abb., Innsbruck 1973.
 - 15) HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H.: Neue Molybdänglanz- und Scheelit-Fundpunkte in den Hohen Tauern. – Arch. Lagerstättenforsch. Ostalpen, 14, 105–112, 10 Abb., 1 Taf., Leoben 1973.
 - 16) HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H.: Mineralisationen im Perm der Ostalpen. – Carinthia II, 164 (84), 63–71, 2 Abb., Klagenfurt 1974.
 - 17) Zur Genese schichtgebundener Fluoritvorkommen in den mittelpermischen Schichten von Tregiovo (Nonsberg, Norditalien). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 5, H. 8, 9–22, 20 Abb., Innsbruck 1976.
 - 18) ANGERER, J., HADITSCH, J. G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H.: Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, H. 7/8, 1–57, 9 Abb., 14 Fototaf., Innsbruck 1976.
 - 19) BAUMGARTNER, P. & MOSTLER, H.: Zur Entstehung von Erd- und Schuttströmen am Beispiel des Gschliefgrabens bei Gmunden (Oberösterreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8 (Festschrift W. Heißel), 113–122, 6 Abb., 4 Fototaf., Innsbruck 1978.
 - 20) HADITSCH, J. G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H.: Intraskythische exogene (mechanisch)-sedimentäre Cu-Vererzung im Montafon (Vorarlberg). – Geol.

- Paläont. Mitt. Innsbruck, 8 (Festschrift W. Heiße), 183–207, 2 Abb., 1 Tab., 1 Fototaf., Innsbruck 1978.
- 21) HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H.: Genese und Altersstellung der Magnetitlagerstätten in den Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1978, H. 3, 357–367, 7 Abb., Wien 1979.
 - 22) HADITSCH, J. G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H.: Über ein stratiformes Schwespatvorkommen in unterpermischen Schichten des Montafons (Vorarlberg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 7, H. 6, 1–14, 7 Abb., Innsbruck 1979.
 - 23) ANGERER, H., HADITSCH, J. G., LASKOVIC, F., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Gipslagerstätten des Montafons (Vorarlberg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 9, H. 7/8, 263–320, 10 Abb., 5 Tab., 14 Fototaf., Innsbruck 1980.
 - 24) HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H.: Late Variscan and Early Alpine Mineralization in the Eastern Alps. – [In:] AMSTUTZ, G. C. et al. (Ed.): Ore Genesis – The State of the Art. – 582–589, 1 Tab., Berlin–Heidelberg (Springer) 1982.
 - 25) BRANDNER, R., HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H.: Beiträge zur vortertiären Pb-Zn-Cu-Metallogene im Raum zwischen Rasht und Chalus (Alburs, Iran). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10, H. 7, 257–285, 10 Abb., 6 Fototaf., Innsbruck 1981.
 - 26) HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H.: Zeitliche und stoffliche Gliederung der Erzvorkommen im Innsbrucker Quarzphyllit. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, H. 1, 1–40, 11 Abb., 13 Fototaf., Innsbruck 1982.
 - 27) Erkundung mineralischer Rohstoffe für die Mineralwolleerzeugung in Tirol. – Arch. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., 1, 69–76, 5 Abb., Wien 1982.
 - 28) (unter Mitarbeit von G. HEISSEL & G. GASSER): Untersuchung von Erzlagerstätten im Innsbrucker Quarzphyllit und auf der Alpeiner Scharte. – Arch. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., 1, 77–83, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1982.
 - 29) (unter Mitarbeit von V. APOLLONER und B. DAVOGG): Erfassung und Beurteilung von Natursteinen in Tirol. – Arch. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., 2, 121–130, 8 Abb., 1 Tab., Wien 1982.
 - 30) (unter Mitarbeit von K. KRÄINER und V. STINGL): Erzlagerstätten in der postvariszischen Transgressionsserie im Arlberggebiet. – Arch. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., 2, 131–136, 5 Abb., 1 Taf., Wien 1982.
 - 31) KLAU, W. & MOSTLER, H.: Alpine Middle Triassic and Upper Triassic Pb-Zn Deposits, Proceedings Volume, 113–128, 18 Abb., University of Missouri–Rolla 1983.
 - 32) KLAU, W. & MOSTLER, H.: The Succession of Ore Mineralization of the Lower Austroalpine Innsbruck Quartzphyllite. – [In:] SCHNEIDER, H.-J. (Ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, 51–59, 2 Abb., Berlin–Heidelberg (Springer) 1983.
 - 33) KLAU, W. & MOSTLER, H.: Zn-Pb-F-Mineralization in Middle Permian of Tregiovo (Province of Bozen/Trient, Italy). – [In:] SCHNEIDER, H.-J. (Ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, 71–80, 6 Abb., Berlin–Heidelberg (Springer) 1983.
 - 34) Magmatisch kontrollierte Vererzungen im Ordovizium der Grauwackenzone (Salzburg – Tirol). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, H. 16, 341–359, 8 Abb., Innsbruck.

- 35) An jungpaläozoischen Karst gebundene Vererzungen mit einem Beitrag zur Genese der Siderite des Steirischen Erzberges. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 13, H. 4, 97–111, 3 Abb., Innsbruck.

3. Stratigraphische Arbeiten

- 1) Bericht über stratigraphische Untersuchungen in der westlichen Grauwackenzone. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 102, 164–165, Wien 1965.
- 2) Das Silur (Gotlandium) der Lachtalgrundalm (Fieberbrunn, Tirol). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 102, 1–3, Wien 1966.
- 3) EBERHARDT, N. & MOSTLER, H.: Ein Beitrag zur Alterseinstufung der Wildschönauer Schiefer (Grauwackenzone, Tirol). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 103, 3–8, Wien 1966.
- 4) Conodonten aus der Magnesitlagerstätte Entachen-Alm. – Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck, 54, 21–31, 4 Abb., Innsbruck 1966.
- 5) Zur Einstufung der „Kieselschiefer“ von der Lachtalgrundalm (Fieberbrunn, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 1966, H. 1–2, 157–170, 2 Abb., 1 Tab., Wien 1966.
- 6) Bericht 1965 über stratigraphische Untersuchungen auf Blatt Fieberbrunn (122/2). – Verh. Geol. B.-A., 1966, H. 3, A33–A34, Wien 1966.
- 7) MOSTLER, H., OBERHAUSER, R. & PLÖCHINGER, B.: Die Hallstätter Kalkscholle des Burgfelsens Hernstein (N. Ö.). – Verh. Geol. B.-A., 1967, H. 1–2, 27–36, 2 Abb., Wien 1968.
- 8) Bericht 1966 über stratigraphische Untersuchungen im Raume Fieberbrunn–Kitzbühel–Westendorf. – Verh. Geol. B.-A., 1967, H. 3, A30–A31, Wien 1968.
- 9) Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18 (1967), 89–150, 41 Abb., Wien 1968.
- 10) Bericht 1967 über stratigraphische Untersuchungen im Raum Westendorf–Kirchberg–Kitzbühel. – Verh. Geol. B.-A., 1968, H. 3, A32–A34, Wien 1968.
- 11) FUCHS, G. & MOSTLER, H.: Mikrofauna aus der Tibetzone, Himalaya. – Verh. Geol. B.-A., 1969, H. 1–2, 133–143, 2 Abb., Wien 1969.
- 12) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Probleme der Conodontenforschung in der Trias. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1, H. 4, 1–19, 2 Fototaf., Innsbruck 1971.
- 13) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Zur künftigen Verwertbarkeit von Radiolarien für stratigraphische und palökologische Untersuchungen in der Trias. – Sympos. Mikrofazies und Mikrofauna der Alpinen Trias und deren Nachbargebiete, Kurzfassungen der Vorträge, S. 32, Innsbruck 1972.
- 14) FUCHS, G. & MOSTLER, H.: Der erste Nachweis von Fossilien (kambrischen Alters) in der Hazira-Formation, Hazara, Pakistan. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, H. 2, 1–12, 4 Abb., Innsbruck 1972.
- 15) Ein Beitrag zur Genese mitteltriadischer Crinoidenkalke im Gebiet von Reutte, Tirol (Nördliche Kalkalpen). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, H. 5, 1–21, 6 Abb., Innsbruck 1972.
- 16) Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, 143–149, Wien 1972.

- 17) Zur Gliederung des Permoskyths im Raum zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, 155–162, 1 Abb., Wien 1972.
- 18) Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, 171–174, 2 Abb., Wien 1972.
- 19) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Die Bedeutung der Mikrofossilien für stratigraphische, palökologische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, Tl. 1, 341–360, Innsbruck 1972.
- 20) Die stratigraphische Bedeutung von Crinoiden-, Echiniden- und Ophiuren-Skelettelementen in triassischen Karbonatgesteinen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21, Tl. 2, 711–728, 3 Abb., 3 Taf., Innsbruck 1972.
- 21) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Die Gliederung der Trias mit Hilfe von Conodonten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, Tl. 2, 777–810, 4 Fototaf., Innsbruck 1972.
- 22) MOSTLER, H. & PARWIN, P.: Ein Beitrag zur Feinstratigraphie der Hallstätter Kalke am Sirius-Kogel (Bad Ischl, Oberösterreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3, H. 7, 1–47, 7 Abb., 4 Tab., 2 Fototaf., Innsbruck 1973.
- 23) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Mikrofaunistische Untersuchungen der Triasschollen im Raume Csövar, Ungarn. – Verh. Geol. B.-A., 1973, H. 2, 291–325, 5 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Wien 1973.
- 24) BECHSTÄDT, Th. & MOSTLER, H.: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, H. 5/6, 1–74, 4 Abb., 4 Tab., 3 Fototaf., 1 Beil., Innsbruck 1974.
- 25) BECHSTÄDT, Th. & MOSTLER, H.: Fossilagerstätten im mitteltriadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). – Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, 45–55, 1 Abb., 2 Fototaf., Wien 1974.
- 26) Die stratigraphische Stellung der Gipsvorkommen in der Trias von Recoaro (Vicentin, Italien). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 5, H. 6, 1–20, 5 Abb., Innsbruck 1976.
- 27) KOZUR, H., MOCK, R. & MOSTLER, H.: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der „unteren Schichtfolgen“ von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, H. 1, 1–29, 5 Abb., 1 Fototaf., Innsbruck 1976.
- 28) MOSTLER, H. & ROSSNER, R.: Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anisischen Grenzschichten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, H. 2, 1–44, 13 Abb., 6 Fototaf., 1 Profiltaf., Innsbruck 1977.
- 29) BRANDNER, R. & MOSTLER, H.: Der geologische Aufbau des Schlerengebietes und seiner weiteren Umgebung. – Jahrestag. Österr. Geol. Ges., Seis am Schlern, Südtirol, Exkursionsführer, 1–42, 19 Abb., 1 Tab., 3 Taf., 1982.
- 30) (mit Beiträgen von W. RESCH und D. A. DONOFRIO): Bozener Quarzporphyr und Werfener Schichten. – Jahrestag. Österr. Geol. Ges., Seis am Schlern, Südtirol, Exkursionsführer, 43–79, 3 Abb., 10 Fototaf., 7 Profiltaf., 1982.
- 31) MOSTLER, H. & ROSSNER, H.: Mikrofazies und Palökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. – Fazies, 10, 87–144, Taf. 12–18, 16 Abb., Erlangen 1984.
- 32) BRANDNER, R., DONOFRIO, D. A., KRÄINER, K., MOSTLER, H., RESCH, W. & STINGL, V.: Correlation of Transgressional and Regressional Events in the Lower Triassic of the Northern and Southern Alps (Buntsandstein-, Servi-

no-, Werfen Formation). — 5th European regional meeting of Sedimentology, Marseille 1984.

4. Mikropaläontologische Arbeiten

- 1) *Taxodioxylon sequoianum* als Geröll in der „Eggenburger Breccie“. — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 88, 210–212, Graz 1958.
- 2) Conodonten aus der westlichen Grauwackenzone. — Verh. Geol. B.-A., 1964, 223–226, Wien 1964.
- 3) Conodonten aus dem Paläozoikum der Kitzbüheler Alpen (Tirol). — Verh. Geol. B.-A., 1965, H. 1–2, 163–167, Wien 1965.
- 4) Conodonten aus dem tieferen Silur der Kitzbüheler Alpen (Tirol). — Ann. naturhist. Mus., 71, 295–303, 5 Abb., 1 Fototaf., Wien 1967.
- 5) Conodonten und Holothurien-Sklerite aus den norischen Hallstätter Kalken von Hernstein (Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-A., 1967, H. 1–2, 177–189, 3 Abb., Wien 1968.
- 6) Conodonten aus den Werfener Schichten (Skythium) der Nördlichen Kalkalpen (Salzburg). — Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 105, 62–64, Wien 1968.
- 7) Neue Holothurien-Sklerite aus norischen Hallstätter Kalken (Nördliche Kalkalpen). — Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck, 56, 427–441, 2 Abb., 3 Taf., Innsbruck 1968.
- 8) Holothurien-Sklerite aus oberanischen Hallstätter Kalken (Ostalpen, Bosnien, Türkei). — Veröff. Univ. Innsbruck, 2, Alpenkundl. Stud., 2, 5–44, 5 Abb., 6 Taf., Innsbruck 1968.
- 9) Holothurien-Sklerite und Conodonten aus dem Schreyeralmkalk (Anisium) der Nördlichen Kalkalpen (Oberösterreich). — Verh. Geol. B.-A., 1968, H. 1–2, 54–63, 1 Texttaf., 1 Fototaf., Wien 1968.
- 10) Entwicklungsreihen triassischer Holothurien-Sklerite. — Veröff. Univ. Innsbruck, 18, Alpenkundl. Studien, 7, 5–53, 12 Abb., 5 Taf., Innsbruck 1969.
- 11) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Neue Conodonten aus der Trias. — Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck, 58, 429–464, 4 Fototaf., Innsbruck 1970.
- 12) Über einige Holothurien-Sklerite aus der süd- und nordalpinen Trias. — Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 339–360, 3 Taf., Innsbruck 1970.
- 13) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Holothuriensklerite aus der Unter- und Mitteltrias des germanischen Beckens und alpinen Raumes, sowie deren stratigraphische Bedeutung. — Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 361–398, 1 Abb., 2 Tab., 3 Fototaf., Innsbruck 1970.
- 14) Holothuriensklerite aus anischen, karnischen und norischen Hallstätter Kalken. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1, H. 1, 1–30, 2 Abb., 5 Fototaf., Innsbruck 1971.
- 15) Ophiurenenskelettelemente (äußere Skelettanhänge) aus der alpinen Trias. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1, H. 9, 1–35, 27 Abb., 5 Fototaf., Innsbruck 1971.
- 16) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Holothurien-Sklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias von Köveskal (Balatonhochland, Ungarn). — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1, H. 10, 1–36, 6 Abb., 2 Tab., 2 Fototaf., Innsbruck 1971.
- 17) Häufigkeit und Bedeutung der Schwammspiculae in triassischen Mikrofaunen. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1, H. 11, 1–19, 1 Abb., 3 Taf., Innsbruck 1971.

- 18) Mikrofaunen aus dem Unterkarbon vom Hindukusch. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1, H. 12, 1–19, 6 Abb., 2 Fototaf., Innsbruck 1971.
- 19) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Triasconodonten: Erwiderung auf eine Kritik. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, H. 1, 1–12, Innsbruck 1972.
- 20) Holothuriensklerite aus dem Jura der Nördlichen Kalkalpen und Südtiroler Dolomiten. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, H. 6, 1–29, 18 Abb., Innsbruck 1972.
- 21) Neue Holothuriensklerite aus der Trias der Nördlichen Kalkalpen. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, H. 7, 1–32, 8 Abb., 2 Taf., Innsbruck 1972.
- 22) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien, Teil I: Revision der Familie Coccodisceacea HAECKEL 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, H. 8/9, 1–60, 4 Fototaf., Innsbruck 1974.
- 23) Die Spiculae triassischer Porifera. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 539–546, 5 Abb., 1 Tab., Innsbruck 1972.
- 24) Holothuriensklerite der Trias und ihre stratigraphische Bedeutung. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 729–744, 6 Abb., Innsbruck 1972.
- 25) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Mikroproblemata aus Lösungsrückständen triassischer Kalke und deren stratigraphische Bedeutung. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 989–1012, 1 Tab., 6 Fototaf., Innsbruck 1972.
- 26) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. Teil I: die „Zahnreihen-Conodonten“ der Mittel- und Obertrias. — Abh. Geol. B.-A., 28, 36 S., 1 Abb., 15 Fototaf., Wien 1972.
- 27) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Beiträge zur Mikrofauna permotriadischer Schichtfolgen, Teil I: Conodonten aus der Tibetzone des Niederen Himalaya (Dolpogebiet, Westnepal). — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3, H. 9, 1–23, Innsbruck 1973.
- 28) MOSTLER, H. & SCHEURING, B. W.: Mikroflora aus dem Langobard und Cordevol der Nördlichen Kalkalpen und das Problem des Beginns der Keuper-sedimentation im Germanischen Raum. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, H. 4, 1–35, 3 Abb., 2 Fototaf., Innsbruck 1974.
- 29) DONOFRIO, D. A. & MOSTLER, H.: Neue Schwebecrinoiden aus Hallstätter Kalken des Berchtesgadener Raumes. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 5, H. 2, 1–28, 6 Abb., 3 Tab., Innsbruck 1975.
- 30) KOZUR, H., MOSTLER, H. & RAHIMI-YAZD, A.: Beiträge zur Mikrofauna permotriadischer Schichtfolgen, Teil II: Neue Conodonten aus dem Oberperm und der basalen Trias von Nord- und Zentraliran. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 5, H. 3, 1–23, 2 Tab., 7 Fototaf., Innsbruck 1975.
- 31) MOSTLER, H. & MOSLEH-YAZDI, A.: Neue Poriferen aus oberkambrischen Gesteinen der Milaformation im Elburzgebirge (Iran). — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 5, H. 1, 1–36, 25 Abb., 5 Fototaf., Innsbruck 1976.
- 32) Die stratigraphische Stellung der Gipsvorkommen in der Trias von Recoaro (Vicentin, Italien). — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 5, H. 6, 1–20, 5 Abb., Innsbruck 1976.
- 33) MOSTLER, H. & RAHIMI-YAZD, A.: Neue Holothuriensklerite aus dem Oberperm von Julfa in Nordiran. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 5, H. 7, 1–35, 8 Abb., 2 Tab., 5 Fototaf., Innsbruck 1976.

- 34) KOZUR, H., MOCK, R. & MOSTLER, H.: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der „unteren Schichtenfolge“ von Ochtina (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, H. 1, 1–29, 4 Abb., 1 Fototaf., Innsbruck 1976.
- 35) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Neue Conodonten aus dem Jungpaläozoikum und der Trias. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, H. 3, 1–33, 4 Fototaf., Innsbruck 1976.
- 36) Poriferenspiculae der alpinen Trias. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, H. 5, 1–42, 12 Abb., 7 Fototaf., Innsbruck 1976.
- 37) DONOFRIO, D. A. & MOSTLER, H.: Wenig beachtete Echinodermaten-Skelettelemente aus der alpinen Trias. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, H. 6, 1–27, 18 Abb., 4 Fototaf., Innsbruck 1977.
- 38) MOSTLER, H., SCHEURING, B. W. & URLICHS, M.: Zur Mega-, Mikrofauna und Mikroflora der Kössener Schichten (alpine Obertrias) vom Weißloferbach in Tirol unter besonderer Berücksichtigung der in der *suessi* und *marshi*-Zone auftretenden Conodonten. – Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias, Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 4, 141–174, 3 Abb., 1 Tab., 3 Fototaf., Wien 1978.
- 39) Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typlokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 7, H. 3, 1–28, 4 Abb., 3 Fototaf., Innsbruck 1978.
- 40) DONOFRIO, D. A. & MOSTLER, H.: Zur Verbreitung der Saturnalidae (Radiolaria) im Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen und Südlapen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 7, H. 5, 1–55, 8 Abb., 5 Tab., 3 Fototaf., Innsbruck 1978.
- 41) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil II: Oberfamilie Trematodiscacea HAECKEL 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8 (Festschrift W. Heißel), 123–182, 5 Fototaf., Innsbruck, 1978.
- 42) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil III: Die Oberfamilien Actinommacea HAECKEL 1862 emend., Artiscacea HAECKEL 1882, Multiarcusellacea nov. der Spumellaria und triassische Nassellaria. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 9, H. 1/2, 1–132, 21 Fototaf., Innsbruck 1979.
- 43) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Eine neue Radiolariengattung aus dem höheren Cordevol (Unterkarn) von Göstling (Österreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 9, H. 4, 179–181, 1 Fototaf., Innsbruck 1979.
- 44) Ein Beitrag zur mitteltriadischen Mikrofauna von Recoaro und Tretto (Vicentin, Italien). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 9, H. 9, 321–351, 5 Abb., 3 Fototaf., Innsbruck 1980.
- 45) Zur Mikrofauna des Unterkambriums in der Haziraformation, Hazara, Pakistan. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, 83, 245–257, 1 Abb., 1 Tab., 2 Fototaf., Wien 1980.
- 46) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil IV: Thalassosphaeracea HAECKEL, 1862, Hexastylacea HAECKEL 1882 emend. PETRUSEVSKAJA, 1979, Sponguracea HAECKEL, 1862 emend., und weitere triassische Lithocycliacea, Trematodiscacea, Actinomma-

- cea und Nassellaria. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, S.-Bd. 1, 1–208, 69 Fototaf., Innsbruck 1981.
- 47) MOSTLER, H. & PAHR, A.: Triasfossilien im „Cáker Konglomerat“ von Góberling. – Verh. Geol. B.-A., 1981, H. 2, 83–91, 4 Abb., 1 Taf., Wien 1981.
- 48) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Neue Conodontenarten aus dem Illyr und Fasan der Profile Fellbach und Karalm (Gailtaler Alpen, Kárlnten, Ósterreich). – Geol. Paláont. Mitt. Innsbruck, 11, H. 8, 291–298, 1 Fototaf., Innsbruck 1982.
- 49) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Entactinaria subordo nov., a New Radiolarian Suborder. – Geol. Paláont. Mitt. Innsbruck, 11, H. 12, 399–414, 1 Tab., Innsbruck 1982.
- 50) KOZUR, H. & MOSTLER, H.: The Polyphyletic Origin and the Classification of the Mesozoic Saturnalids (Radiolaria). – Geol. Paláont. Mitt. Innsbruck, 13, H. 1, 1–47, 5 abb., 1 Tab., 7 Fototaf., Innsbruck 1983.
- 51) Holothurien-Skleritelemente der jungpaláozoischen Formgattung *Microantyx* (Echinodermata: Holothuroidea). – Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck, 70, 35–43, 4 Abb., 1 Fototaf., Innsbruck 1983.

Tektonische Großstrukturen der Erde und ihre Bedeutung bei der Projektierung und Ausführung von Großbauvorhaben

von

Ing. Dr. Rudolf SCHWINGENSCHLÖGL

mit 20 Abbildungen

(Die vorliegende Arbeit stellt die erweiterte Fassung eines Vortrages
über „Plattentektonik und Kraftwerksbau“ dar,
welcher im März 1984 an der HTL in Wiener Neustadt, Niederösterreich,
vom Verfasser gehalten wurde.)

Schlüsselwörter:

Plattentektonik
Großstrukturen
Erdbeben
Kraftwerks- und
Verkehrswegebau

Anschrift des Verfassers:
Ing. Dr. Rudolf Schwingenschlögl
Universität für Bodenkultur
Institut für Bodenforschung und Baugeologie
Abteilung für Baugeologie
Gregor Mendel Straße 33
A-1180 Wien

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	16
1. Einleitung, Zweck der Arbeit	17
2. Charakteristika der Plattentektonik	18
3. Erdbebenskalen	20
4. Gedanken zur Standortwahl	20
5. Bauwerksarten	21
6. Rezente Bewegungsvorgänge in Orogenen und an Plattengrenzen	21
7. Großbauvorhaben	22
7.1. Die Messina-Brücke	22
7.1.1. Bauwerksarten	22
7.1.2. Geographische Lage, Bestimmung, Kosten	23
7.1.3. Plattentektonische Aspekte und Erdbeben	23
7.1.4. Geologie des Gebietes, Bruchsysteme, Fundierung	25
7.1.5. Konstruktion, Maßnahmen in der Ausführung	26
7.2. Der Nurek-Damm	27
7.2.1. Geographische Lage	28
7.2.2. Plattentektonische Aspekte und Erdbeben	28
7.2.3. Geologie des Sperrengebietes, Bruchsystem und Fundierung	29
7.2.4. Induzierte Erdbeben bei großen Speicherbauwerken	29
7.2.5. Konstruktion, Ausführungsdetails, Bebeeinflüsse	31
7.3. Das Auburn-Folsom-South-Projekt	32
7.3.1. Bauwerksart	32
7.3.2. Geographische Lage, Bestimmung, Kosten	32
7.3.3. Plattentektonische Aspekte, Erdbeben und Bradyseismen	32
7.3.4. Aktive Störungs- und Verwerfungszonen	34
7.3.5. Geologie des Gebietes, Bruchsysteme, Fundierung	35
7.3.6. Berechnungsverfahren in Erdbebengebieten	35
7.3.7. Konstruktion, Ausführungsdetails, Bebeeinflüsse	36
7.4. Das Gibraltar-Projekt	36
7.4.1. Bauwerksart	36
7.4.2. Geographie, Bestimmung und Kosten	37
7.4.3. Plattentektonische Aspekte, Erdbeben	37
7.4.4. Geologie des Projektgebietes, Bruchsysteme, Auffahrung und Fundierung	38
7.4.4.1. Tunnellösung	38
7.4.4.2. Brückenlösung	39
7.4.5. Konstruktion, Ausführungsdetails und Bebeeinflüsse	40
7.4.5.1. Tunnellösung	40
7.4.5.2. Brückenlösung	41
8. Schlußbetrachtungen	41
9. Literatur	41

Zusammenfassung

Die „Neotektonik“, als Wissenschaftsdisziplin von jungen und jüngsten Bewegungsabläufen in der Erdrinde in Verbindung mit dem Erdbebenrisiko für Großbauvorhaben, bildet die Grundlage für diese interdisziplinäre Arbeit.

In einer knappen, vornehmlich an den Bauingenieur adressierten Darstellung der Plattentektonik und den daraus resultierenden seismischen Ereignissen in der Erdkruste, werden in einer Zusammenschau mit vier bedeutenden Großprojekten (Wasserkraftwerke und Verkehrswegevorhaben) tektonische Großstrukturen (Störungssysteme) eingehend analysiert.

Neben der jeweils gewählten Bauwerksart, den plattentektonischen Aspekten und den Erdbebeneinwirkungen werden die Geologie der Projektgebiete, die Bruchsysteme und der primäre Spannungszustand sowie einige Konstruktionsdetails zur Betrachtung kommen. Induzierte Erdbeben, die Frage nach der „Aktivität“ einer Störung oder eines Störungssystemes und Berechnungsverfahren von Gewölbemauern im Lichte der Ingenieurgeologie werden kurz erläutert.

Summary

Neotectonics, as a new branch of study in recent activity of tectonics combined with the seismic risk at big engineering projects is the basis for this interposed headwork.

In a concise description of the plate tectonic and the resulting seismic events in the earth crust, especially directed to the civil engineer, macrotectonics (fault bundles) was analysed in a synopsis with four significant projects (hydroplants and traffic connections).

These considerations include the kind of building, the plate tectonic, the effects of an earthquake, the geology of the area, the joint pattern, the primary stress conditions and some details of the construction.

„Man-made“ earthquakes, the questions of fault or fault systems activity and the methods of calculation at an arched dam seen by engineering geology will be illustrated in short cases.

1. Einleitung, Zweck der Arbeit

Auf die Bedeutung von tektonischen Großstrukturen im Zusammenhang mit Kraftwerksbauten wurde schon vor Jahrzehnten in verschiedenen Arbeiten (wie J. STINI, 1926, 179 ff.; H. P. CORNELIUS, 1941, 386–388; L. MÜLLER, 1949, 101 ff. und jüngst T. E. GATTINGER, 1978, 17 ff.) eingegangen. Trotzdem scheint es angezeigt, gerade die moderne Theorie der Plattentektonik und ihre Auswirkungen auf Großbauwerke genauer zu beleuchten und jene regionale/lokale Tektonik bei großen Projekten stets zu berücksichtigen. Wohl wirkt sich eine bloß säkular zu beobachtende Hebungs- oder Senkungstendenz eines Orogens oder die langsame, kriechende Bewegung von zwei Erdkrustenschollen auf diese Kunstbauten nicht sofort sichtbar und nachweisbar aus – sie liegt oft unter der Meßgenauigkeit von Geräten. Da aber heute manche Kraftwerke, große Talsperren, kontinentverbindende Tunnel und auch große Brücken, oft in der Nähe einer Plattengrenze oder sogar aktiven Verwerfung liegen, und die Gründungsgebiete von Erdbebenzonen, Störungen und Brüchen geprägt sind, müssen diese tektonischen Großstrukturen hinsichtlich ihrer Bewegungsabläufe genauestens untersucht werden. Zweck dieser Arbeit ist wieder einmal mehr, daß es bei großen Eingriffen in den Boden und den felsigen Untergrund ja heute eigentlich keinen Bauingenieur mehr geben dürfte, der diese komplizierten Wechselbeziehungen von Bauwerkslasten und Untergrunddeformationen mit ihren vielfältigen Spannungs- und Verformungsbildern außer acht lassen kann, um sein Bauwerk sozusagen für die „Ewigkeit“ zu bauen.

Eine Zusammenarbeit von Bauingenieuren und Geologen kann daher bei der Projektierung und Ausführung von Großbauvorhaben nur nützlich und förderlich sein.

2. Charakteristika der Plattentektonik

Die Plattentektonik ist eine moderne, erdwissenschaftliche, mobilistische Theorie der Erdkrustenverteilung und der Ozeanbildung.

Grundgedanke war die Kontinentalverschiebungstheorie von A. WEGENER, einem deutschen Meteorologen und Geophysiker, aus dem Jahre 1912. WEGENER wirkte übrigens auch lange Zeit an der Universität Graz.

Von einem Großkontinent – Pangäa genannt – ausgehend, haben sich die Teilkontinente, durch treibende Kräfte im äußeren Erdmantel, in ihre heutige Position geschoben. Am Beispiel Südamerikas und Afrikas sieht man bei Zusammenfügen das beinahe nahtlose Zusammenpassen dieser Kontinente.

Eine Fülle von geologischen und paläontologischen Argumenten, wie Ähnlichkeiten der Gebirgsstrukturen, der fossilen Pflanzen- und Tierwelt auf beiden Seiten des Südatlantiks, wie auch das Auftreten von fossilen Moränen auf allen Südkontinenten, deutet auf einen einstigen Großkontinent hin.

Mit Beginn des Jurazeitalters (d. s. 190 Mio. Jahre b. P.) vollzog sich dann eine Trennung der einzelnen Krustenschollen – die Drift der Kontinente begann. Verschiedene geophysikalische (wie paläomagnetische, reflexionsseismische, gravimetrische und wärmestrombedingte) und geologische (wie tiefbohrtechnische und sedimentologische) Belege wie auch charakteristische Erdbebenzonen und Vulkanketten bestätigten in den 60er Jahren voll die vorher vielfach angezweifelte Hypothese von A. WEGENER. Untermeerische Gebirge von gewaltigen Ausmaßen, die sogenannten „mittelozeanischen Rücken“, wurden bei diesen Forschungen entdeckt und umspannen mit 80.000 km Gesamtlänge den ganzen Erdball. An „rift-valleys“ (= Gipfeltälern) tritt nun ständig basaltisches Magma aus und sorgt somit für die stetige Auseinanderbewegung von Teilplatten der Erdkruste (s. Abb. 1).

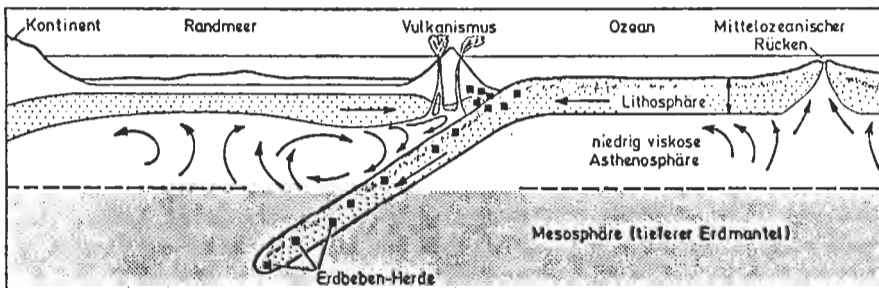
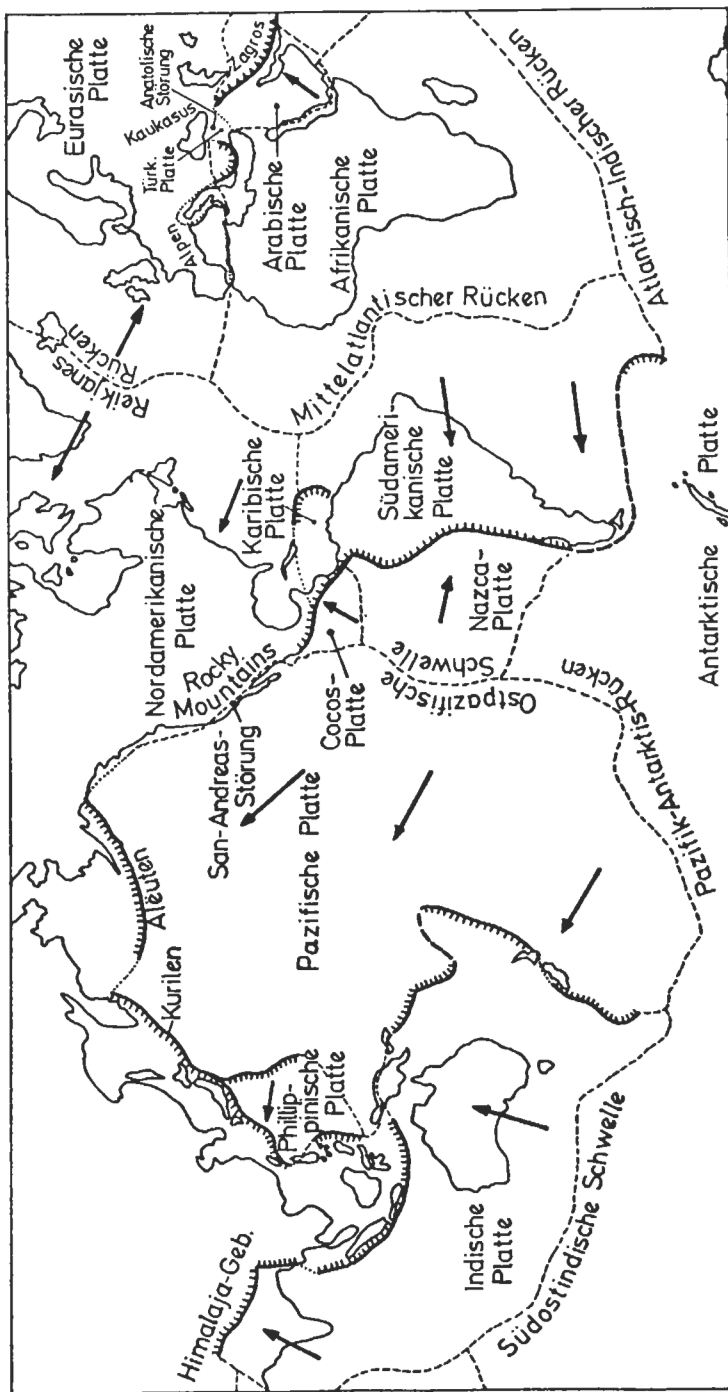


Abb. 1: Subduktion einer ozeanischen – unter eine kontinentale Platte. Die Pfeile in der Asthenosphäre deuten die Richtung lokaler Konvektionsströme an (nach TOKSÓZ, 1983).

So liegt die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Teilplatten am ostpazifischen Rücken zwischen 6 und 18 cm/a, am mittelatlantischen Rücken nur bei 1–3 cm/a.

Nach der Einrichtung von weltweiten Erdbebenregistrierstationen Ende der 50er Jahre, damals nicht zu wissenschaftlichen Zwecken, sondern als Kontrollinstanz unterirdischer Atomwaffentests, konnte sozusagen als Nebeneffekt gezeigt werden, daß die meisten Beben in relativ schmalen Zonen, am Rande des Pazifiks, dem „zirkum-



→ Richtung der Plattenbewegung, - - - - - Plattengrenzen, ▴ Subduktionszone, Graben, - - - - - unsichere Plattengrenze

Abb. 2: Geographische Anordnung der wichtigsten Lithosphärenplatten in der äußeren Schale des Erdkörpers (nach DEWEY, 1983, verändert umgezeichnet).

pazifischen Erdbebengürtel“ und am Südrand Eurasiens auftraten. Die seismische Aktivität Europas hingegen folgt im allgemeinen dem Verlauf der alpidisch geformten Gebirge (s. Abb. 2).

Da die Beben an diese schmalen Gürtel gebunden scheinen und sich innerhalb dieser Zonen kaum Erdbeben ereigneten, wurde der Begriff „Plattentektonik“ geprägt und die Erdkruste in 12 Hauptplatten (X. LE PICHON et al., 1973) eingeteilt. Also die bebenfreien Zonen s. l., stellen die starren Platten dar, die Bebenzonen zeigen hingegen die Ränder oder Grenzen dieser Platten an.

Plattengrenzen können nun durch Dehnung, Kompression und/oder Scherung der Erdkruste charakterisiert werden.

Dehnung findet an den „mittelozeanischen Rücken“ statt. Beben ereignen sich an Querverwerfungen.

Kompression wird durch sogenannte „Subduktions“- oder Verschluckungszonen angezeigt, wo eine spezifisch schwerere, ozeanische Lithosphärenplatte unter eine spezifisch leichtere, kontinentale Platte geschoben wird (s. Abb. 1). Tiefherdbeben verdeutlichen diese Zonen.

Große Blattverschiebungen, welche eine Scherung in den Erdkrustenschollen verursachen, wie die berühmte San-Andreas-Verwerfung in Kalifornien, an der die Stadt San Francisco liegt, lösen als steil geneigte Plattengrenze, beim Aneinandervorbeigleiten von Erdkrustenschollen, Erdbeben aus. Beim Überschreiten der Scherfestigkeit des Gesteinsmaterials erfolgt ein ruckartiges Nachgeben – ein Erdbeben. Danach erfolgt ein neuerlicher Spannungsaufbau bis zum nächsten Beben.

Es wird hier Energie frei, die in Form von elastischen Raumwellen innerhalb des Erdkörpers nach allen Richtungen abgestrahlt wird und für die Verschiebung, Verdrehung, wellenförmige Hebung und Senkung der Erdoberfläche sorgt.

Erdbeben treten somit überall dort auf, wo Spannungen in der Erdkruste, vorwiegend Scher- oder Schubspannungen, die Scherfestigkeit von Gesteinen überschreitet.

3. Erdbebenskalen

Die Feststellung der Erdbebenstärke erfolgt einerseits nach makroseismischen Eindrücken – der bekannten Mercalli-Skala und andererseits nach der Magnitude, d. h. dem Energieinhalt, der ebenfalls bekannten Richter-Skala.

Die klassische Mercalli-Cancani-Sieberg-Skala (MS), wird heute durch die wesentlich verfeinerte, auf die Bauteile und Baustoffe eingehende, Medvedev-Sponheuer-Karnik Skala (MSK) ersetzt.

Die von Ch. RICHTER (1935) definierte Magnitude M ist ein Maß für die freigesetzte Energie, sie wird aus den Maximalausschlägen seismischer Registrierungen abgeleitet. Eine einfache Faustregel von J. TRIMMEL (1981, S. 8 ff.) mit $M = (2/3) \cdot I_0$ (I_0 = Epizentralintensität nach der 12-teiligen Mercalli-Skala) liefert eine rasche Zuordnung dieser beiden wichtigen Kenngrößen.

4. Gedanken zur Standortwahl

Die vordringlichsten Gesichtspunkte für den Standort eines Kraftwerkes, eines Tunnels oder eines wichtigen Brückenbauvorhabens sind zunächst einmal wirtschaftlicher Natur.

Beginnend mit der Wirtschaftsstruktur, dem Bedarf, der Lage zu Ballungszentren, gelangt der planende Techniker sodann zu geographischen Zwangspunkten und zuletzt, so ist es vielfach der Fall, wird der geologische Aufbau eines Projektgebietes beachtet.

Aus diesem Grund kommt der geologischen Voruntersuchung heute mehr denn je eine wichtige Stellung zu und umso mehr ist dem petrologischen Aufbau und dem regionalen Spannungsfeld im Projektgebiet größte Beachtung zu schenken.

5. Bauwerksarten

Im allgemeinen lassen sich drei Gruppen von Großbauvorhaben unterscheiden: Wasserkraftwerke, Brücken und Hohlraumbauten.

Bei Wasserkraftwerken richtet sich die Art des Sperrenbauwerkes in erster Linie nach dem Untergrund und dem Talquerschnitt. Sucht man für Bogenmauern einen Talquerschnitt mit geringerem Höhen- und Breitenverhältnis sowie einem belastungsfähigen Fels in den Talflanken, besonders im mittleren Drittel der Höhe, so werden Dämme bei flachem Talquerschnitt, geringer Tragfähigkeit des Untergrundes und großer Wasserräumlichkeit bevorzugt.

Bei Brücken wird man sich hingegen überlegen müssen, ob eine Talung in Form einer Bogenbrücke gequert werden soll – hier werden die resultierenden Auflagerkräfte in die Talflanken abgeleitet, was auch hier gut tragfähiges Gebirge voraussetzt. Oder man wählt eine Mehrfeldbrücke (Balkenbrücke, Hängebrücke), welche die Gesamtlasten über mehrere Stützen in das Gründungsgestein ableitet.

Ein Tunnelprojekt sollte ebenfalls nur nach genauer Erfassung der lokalen Geologie und Tektonik, also dem Störungsmuster des Baugebietes, des Primärspannungszustandes des Gebirges und der jüngsten Bewegungsrate von Hängen oder ganzen Gebirgstteilen in Angriff genommen werden und nicht nur die kürzeste Verbindung der beiden Tunnelportale darstellen (s. L. MÜLLER, 1978, S. 670 ff. und Abb. 3).

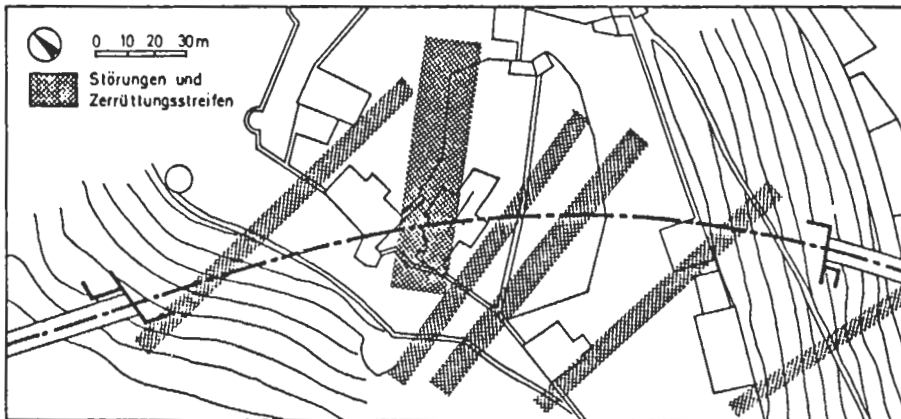


Abb. 3: Gekrümmte Linienführung einer Tunneltrasse zwecks günstiger (möglichst große spitze Winkel) Verschneidung mit Störungszonen (nach MÜLLER, 1978).

6. Rezente Bewegungsvorgänge in Orogenen und an Plattengrenzen

In allen alpidisch geformten Kettengebirgen läßt sich eine, vornehmlich vertikal polarisierte, Bewegungstendenz erkennen. Von unseren Ostalpen ausgehend sind nach E. SENFTL & CH. EXNER (1973, S. 228 ff.) vertikale Hebungen, bevorzugt am Südrand der Hohen Tauern, mit ca. 1 mm/a ermittelt worden – welche immer noch an-

dauern. Die Hebungsarten der vergleichbaren penninischen Einheiten betragen in der Schweiz ebenfalls ca. 1 mm/a.

Im Kaukasus, einem alpinotypen Gebirge, welches in einer Randgeosynklinale entstanden ist, wurden sogar Hebungen bis 12 mm/a beobachtet.

Durch T. HAGEN (1959, S. 59 ff.) wurden im Himalaya-Südvorland (der Siwalik-Molasse) jüngste Krustenhebungen bekannt. Alle Gebirgsketten der alpidischen Ära liegen nun an Plattenrändern oder -grenzen, an welchen heute immer noch eine meßbare Krusteneinengung stattfindet. Einengung führte s. l. zur Faltung und Deckentektonik, während für die epirogenen Hebungen das Wegschmelzen der Eisauflast und isostatische Ausgleichsbewegungen verantwortlich gemacht werden können. So lautet nach X. LE PICHON et al. (1973) eine fundamentale Prämisse, daß „die seismischen Zonen der Erdkruste Gürtel sind, welche eine differentielle Bewegung zwischen starren Platten zulassen“.

Kriechbewegungen von Erdkrustenschollen können an Scher- bzw. Plattengrenzen Beträge von mm/a bis dm/a hervorrufen. G. SCHNEIDER (1980, S. 35 ff.) betrachtet andererseits alle Verwerfungen in einem seismisch aktiven Gebiet als potentielle Erdbebenherde, wenn deren Streichrichtung etwa mit der Richtung größter Scherspannungen im regionalen-tektonischen Spannungsfeld zusammenfällt.

An vier bereits ausgeführten, bzw. projektierten, bedeutsamen Großbauvorhaben möchte ich die geologisch-tektonischen Charakteristika und den daraus resultierenden Einfluß verschiedener Bewegungsabläufe auf diese Kunstbauten besprechen.

7. Großbauvorhaben

7.1. Die Messina-Brücke

Seit Beginn der 50er Jahre wurden von der italienischen Regierung verschiedene Projektanten aus mehreren Ländern beauftragt, die „sagenhafte“ Durchfahrt zwischen Scylla und Charybdys – die Meerenge von Messina – zwischen Kalabrien (Süditalien) und der Insel Sizilien mit einem Verkehrswegeprojekt zu verbinden.

War die Messina-Straße schon im Altertum der Schrecken der Seeleute (s. HOMER: Irrfahrten des Odysseus), so muß sich heute der planende Techniker nicht nur mit den Strömungsverhältnissen des Meeres und den Windgeschwindigkeiten (bis 150 km/h) auseinandersetzen, sondern er muß vor allem die tektonische Unruhe dieses süditalienischen Spornes bei seinen Konstruktionen berücksichtigen.

7.1.2. Bauwerksarten

Von den vielen diskutierten und im Modell erarbeiteten Lösungen für eine Querung der Meerenge wurden nach R. BRAUN (1954, S. 140) drei Projekte frühzeitig ausgeschlossen:

- ein Tunnel: zu teuer gegenüber einer Hängebrücke, da ein Tunnel für zwei Bahngleise und zwei 3-spurige Autobahnstreifen zu errichten wäre.
- ein Damm: zu große Meerestiefe (bis 120 m), zu starke Meeresströmungen und zu große Stabilitätsprobleme dieser außerordentlich großen, hohen Schüttmasse.
- eine Schwimmbrücke: wohl aus hydrodynamischen Gründen mit Ballastkammern erwogen, doch Gezeitenwirkung, Elementeinschwimmung und hohe Windgeschwindigkeiten ließen auch dieses Projekt scheitern.

Eine Hängebrücke stellt die heute wahrscheinlichste Lösung dar. Die zentrale Frage ist nur eine Einfeld- oder Mehrfeldbrücke.

7.1.2. Geographische Lage, Bestimmung, Kosten

Das Brückenprojekt wird die Messina-Straße etwas nördlich von Villa San Giovanni, bei Punta Pezzo (Kalabrien) nach Ganzirri (Sizilien) überspannen (s. Abb. 4). Sie wird neben zwei Eisenbahngleisen noch zwei Autobahnrichtungsspuren mit mindestens drei Fahrbahnen aufweisen.



Abb. 4:
Lage der Brückenachse sowie Flut- und Ebbestrom in der Messina-Straße.
(Nach TOSCANO, 1980, verändert umgezeichnet.)

Die Kosten für eine Hängebrücke, nach einem Projekt von M. HERZOG (1982, S. 33 ff.), mit einer Spannweite von 3.500 m würden annähernd 1,6 Mrd. Dollar betragen.

7.1.3. Plattentektonische Aspekte und Erdbeben

Ausgehend von D. McKENZIE (1970, S. 242) kann man annehmen, daß die Afrikanische Platte bei ihrem stetigen Nordvormarsch auf die Eurasische Platte in Form einer fingerförmigen Teilplatte, Adriatische Platte genannt (s. Abb. 5), die Ursache für den süditalienischen Vulkanismus und die Erdbeben im Raum von Sizilien und Kalabrien darstellt.

Von manchen Autoren wie D. NINKOVICH & J. HAYS (1972), C. MORELLI (1972) und J. KELLER (1974) wird der Bereich dieses Vulkan- und Erdbebengebietes zwischen Sizilien, den Äolischen Inseln und Kalabrien als Subduktionszone mit einer steilen NW-Abtauchrichtung angesehen. Betrachtet man die Verteilung von Hypozentren der Erdbeben im süditalienischen-tyrrhenischen Raum (C. BLOT, 1971), so häufen sich in der Messinastraße die flachen Erdbeben. Nach R. SCHICK (1977) sind diese oft folgenreichen Großereignisse rein tektonischer Natur. Bei der Ermittlung der Herdparameter hat SCHICK zeigen können, daß die Herdlinie (das ist die Schnittgerade der Herdfläche = Störungslinie mit der Erdoberfläche) in NNE-SSW-

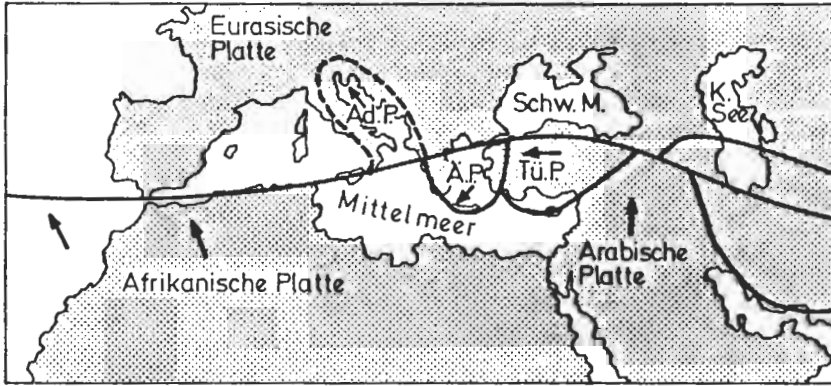


Abb. 5: Plattenverteilung im Mittelmeergebiet. Ad. P. = Adriatische Platte, Ä. P. = Ägäische Platte und Tü. P. = Türkische Platte. (nach CALDER, 1972).

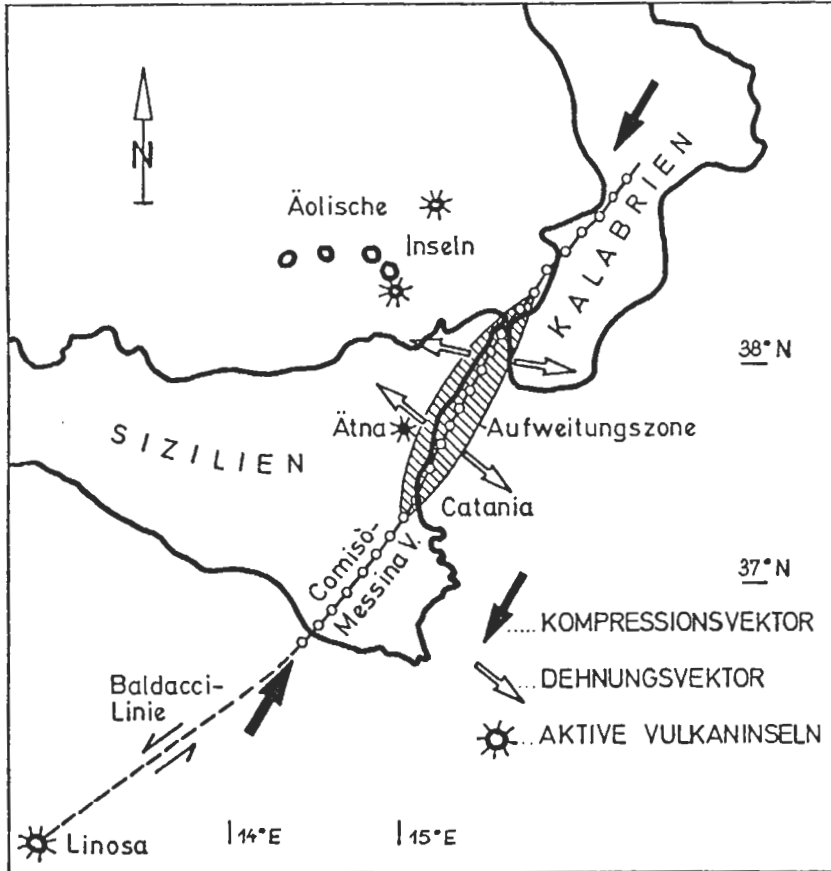


Abb. 6: Schematischer Verlauf eines großräumigen Kräftesystems in Süditalien (nach SCHICK, 1977, verändert umgezeichnet).

Richtung streicht und mit der Comisò-Messina-Verwerfung genau übereinstimmt (s. Abb. 6).

Der Abschnitt der Straße von Messina ist weiters einem NE-SW-gerichteten Kompressionsspannungsfeld unterworfen. Gleichzeitig bewirkt dieses Spannungsfeld eine Aufweitung in NW-SE-Richtung und ist durch eine horizontale Zugkomponente charakterisiert. Sichtbarer Ausdruck dafür ist das Aufdringen von Magma aus dem oberen Erdmantel in Ostsizilien sowie die teilweise seismisch ablaufende „Grabenbildung“ in der Messina-Straße (s. Abb. 6).

Diese Dehnungsstrukturen führen in Kalabrien zu Sprödb Brüchen in der Kruste, hingegen in Ostsizilien zu Fließ- oder Kriechbewegungen, sogenannten Bradyseismen.

7.1.4. Geologie des Gebietes, Bruchsysteme, Fundierung

Um die geologische Erkundung durchzuführen, wären eine Reihe von Meeresbohrungen nötig, welche aber wegen der hohen Strömungsgeschwindigkeit von ca. 3,2 m/sek. sehr schwer auszuführen sind. Bis jetzt wurden nur zwei Bohrungen abgeteufelt. Die aus den Bohrungen ermittelten Ergebnisse zeigen Verwerfungen mit einem Alter von ca. 1 Mio. Jahren, welche zur Bildung der Straße von Messina bzw. des „Messina-Grabens“ führten. Störungssysteme, die Ortschaften und Verkehrswege kreuzen, zeigten jedoch beim Beben von 1908 keine sichtbare Versetzung und werden somit als inaktiv angesehen. Die Hauptverwerfungen befinden sich allerdings untermeerisch (s. Abb. 7) und sind in ihrer genauen Lage noch nicht lokalisierbar.

Die Gründungsgesteine für einen möglichen Pfeiler und die beiden Brückenpylonen sind die Sandsteinschichten von Messina, alttertiäre Sedimentgesteine, die auf einem variszischen, kristallinen Grundgebirge zur Ablagerung gelangten (Abb. 8). In diesen Sandsteinen wären, im Trockenbau, die beiden 405 m hohen Betonpylone zu gründen und die Kabelverankerung mit einer Normalkraft von $N = 3170 \text{ MN}$ oder 317.000 Mp mittels Vorspannankern in den Baugrund einzuleiten.

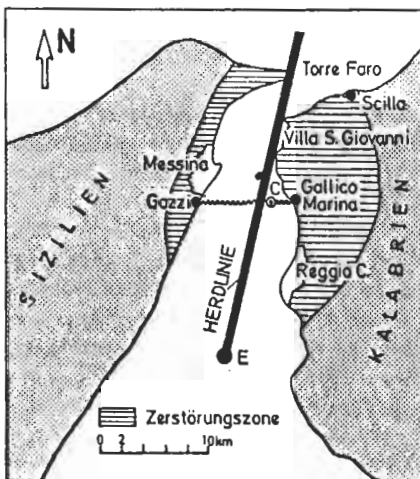


Abb. 7:
Herdlinie und deren geographische Lage in der Straße von Messina. C: Kabelbruchstelle, E: vermutetes Epizentrum (nach SCHICK, 1977, verändert umgezeichnet).

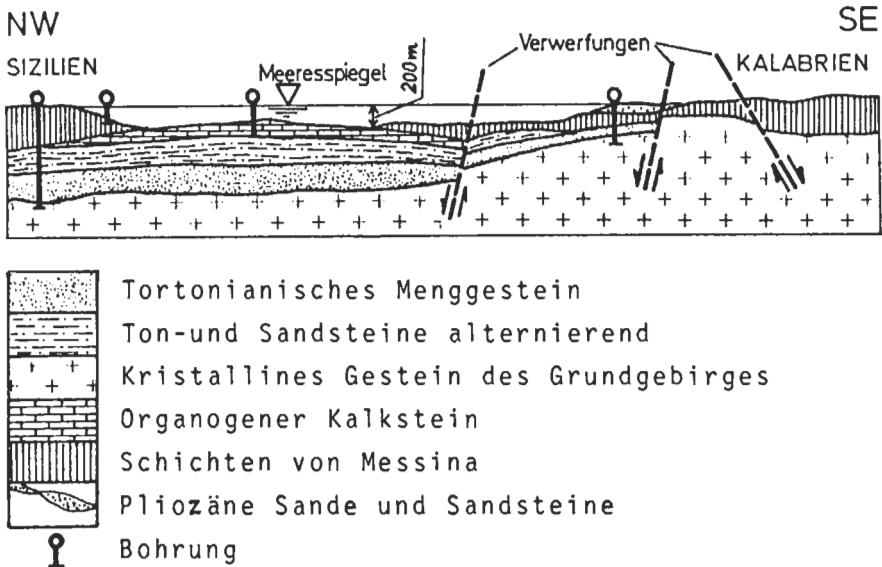


Abb. 8: Geologisches Profil in der projektierten Linienführung (nach TOSCANO, 1980, verändert umgezeichnet).

7.1.5. Konstruktion, Maßnahmen in der Ausführung

A. M. TOSCANO gibt nun eine Reihe von Postulaten für eine endgültige, projektsreife Ausgestaltung eines Brückenbauwerkes an.

Die Fundierung der Betonpylonen oder eines möglichen Pfeilers soll auf einem submarinen Rücken erfolgen, welcher Punta Pezzo (Kal.) und Ganzirri (Siz.) verbindet.

Durch die starken Meeresströmungen ist außerdem mit einem ständigen Pfeilerwasserdruck von 5 KN/m^2 zu rechnen. Von Interesse ist dabei, daß große Schiffe, bei Bug und Heck von gegenläufigen Strömungen erfaßt, sich sehr schnell in ihrer Fahrtrichtung drehen können.

Eine Konstruktion als Mehrfeldbrücke, mit auch nur einem Pfeiler, in ca. 120 m Wassertiefe, ist nicht nur ein Gründungsproblem, sondern auch wegen eines möglichen Schiffsstoßes, etwa durch einen Supertanker und der daraus entstehenden ökologischen Katastrophe, abzulehnen.

Das von R. SCHICK (1977) rekonstruierte Messina-Beben vom 28. Dez. 1908, mit einer Magnitude $M = 7$, wird als Entwurfsbeben angesehen und soll vom Tragwerk mit normalen Betriebsspannungen überstanden werden. Die maximale Beschleunigung wird mit $0,5 \text{ g}$ angegeben. Eine Scherdislokation von $1,5 \text{ m}$ Gesamtlänge, welche eine asymmetrische Abschiebung von Sizilien gegenüber Kalabrien darstellt sowie heute noch andauernde Bradyseismen, müssen als Entwurfsverwerfung von der Konstruktion aufgenommen werden. Die Bruchgeschwindigkeit während des Bebens betrug $1\text{--}3 \text{ km/sek}$. im Streichen der Messina-Straße nach Norden.

Ausführungsprojekt wird nach den genannten Parametern wahrscheinlich eine Hängebücke mit 3.500 m Spannweite sein (s. Abb. 9).

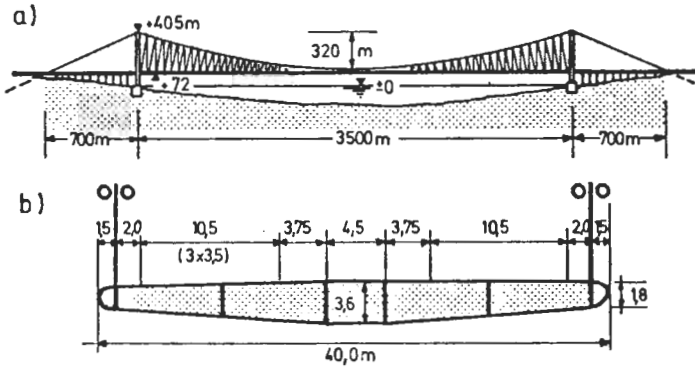


Abb. 9: a) Längsschnitt der geplanten Hängebrücke; b) Querschnitt mit Fahrstreifenaufteilung (nach HERZOG, 1982).

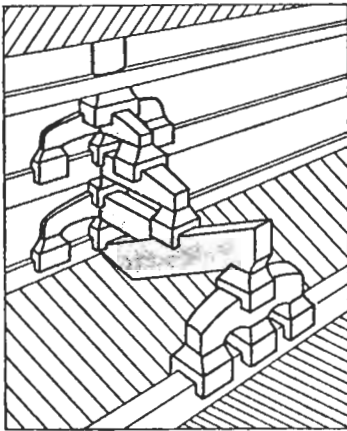


Abb. 10: Schema eines gelenkig gelagerten (= erdbebensicheren) Dachsparrenauflegers in japanischen, buddhistischen Pagoden (nach WALKER, 1982, verändert umgezeichnet).

Den Gefahren eines Zusammenbruches bei einem potentiellen Erdbeben kann eine Hängebrücke nach F. PFANNMÜLLER (1971) auf zwei Wegen entgehen:

Durch eine Konstruktion vieler verhältnismäßig kleiner Elemente, die voneinander unabhängig auf die Bewegung einzeln reagieren (siehe auch

hölzerne Dachträgerkonstruktion alter buddhistischer Pagoden, Abb. 10);

Oder man wählt eine derartig große Konstruktion, daß die auftretenden Bewegungen dazu immer relativ klein und leicht kompensierbar bleiben.

7.2. Der Nurek-Damm

Einen Steinschüttdamm der Superlative stellt der 1975, in der südlichen Sowjetunion fertiggestellte Nurek-Damm dar. Vorwiegend zu Bewässerungszwecken der Trockengebiete im Unterlauf des aus dem Pamir-Gebirge kommenden Wachs-Flusses errichtet, ist sein Speicherinhalt 10,4 Mrd. m^3 . (Zum Vergleich: Die Kölnbreinsperre im Maltatal, Kärnten, hat einen Speicherinhalt von 200 Mio. m^3). Seine

elektrische Energiegewinnung hingegen entspricht unserer voll ausgebauten Donau und beträgt 2700 MW Leistung.

7.2.1. Geographische Lage

Der bislang höchste Schüttdamm der Welt (310 m) befindet sich 50 km ESE' der Hauptstadt von Tadschikistan, Duschanbe (s. Abb. 11). Der Damm wurde in einer nach SW gerichteten, schluchtartigen Durchbruchstrecke errichtet.

Am Oberlauf des Wachs-Flusses wird in den Jahren 1985/86 ein weiterer Schüttdamm, der Rogoun-Damm, fertiggestellt werden – Gesamthöhe 325 m.

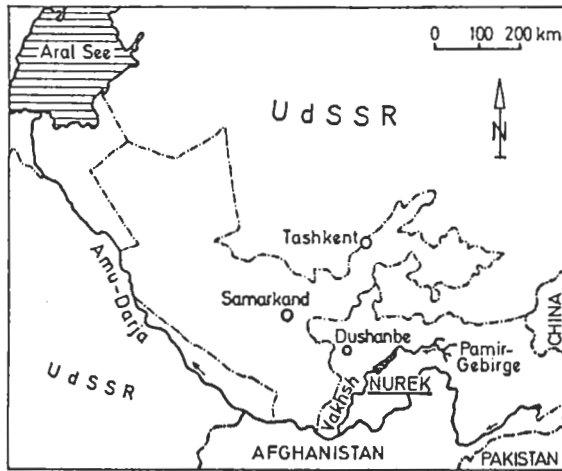
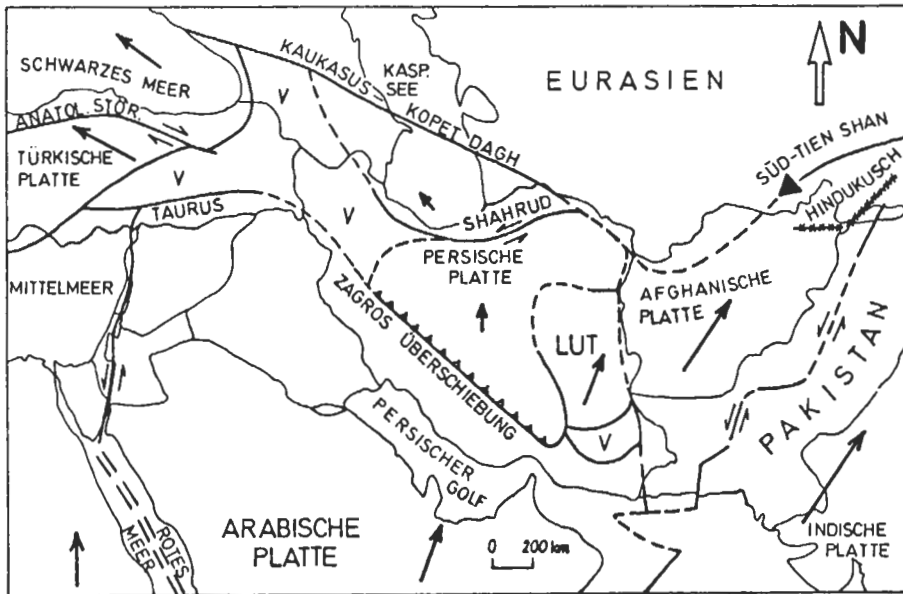


Abb. 11: Geographische Lage des Nurek-Dammes in der Tadschikischen SSR (nach SCHOBER, 1974).

7.2.2. Plattentektonische Aspekte und Erdbeben

Nach G. SCHNEIDER (1975, S. 176 ff.) ist die Lage des Sperrengebietes im Bereich der westlichen Ausläufer des Hindukusch–Pamir-Tiefherdbebengebietes zu suchen.

Die nordanatolische Verwerfung (= eine Blattverschiebung im Norden der Türkei) setzt sich südlich des Kaspischen Meeres, in der sogenannten Sharud-Störung, weiter nach Osten fort. Ihre weitere östliche Fortsetzung findet diese etwas hypothetische Plattengrenze in der Süd-Tienschan-Linie. Der Driftweg dieser mittelasiatischen Mikroplatten wird in Abb. 12 mit seinen N–NNE gerichteten Komponenten deutlich. Der afrikanische Kontinent mit der arabischen Platte drückt gegen die Eurasische Platte. Deutlich sichtbare, tektonische Äußerungen in diesem Raum sind: der Kaukasus, die Zagrosüberschiebung und das Hindukusch–Pamir–Karakorum-Gebirge. Wir haben es hier mit einer Kontinent/Kontinent-Kollision zu tun, die keine Subduktionszone aufweist, aber dafür durch steilstehende Verwerfungssysteme mit horizontalem Verschiebungscharakter geprägt ist. In einem Ausschnitt der tektonischen Karte des mittelasiatischen Erdbebengebietes wird die tektonisch-geologische Position der Sperrstelle gezeigt (Abb. 13). Die Hindukusch-Pamir-Tiefbeben (Herdtiefen von 150–200 km)



- ▲▲▲ Überschiebung
- ◆◆◆ Bebenzone (H=100+200km)
- === Plattengrenze ← gesichert
- ← vermutet
- ⇌ Blattverschiebung
- === Spreizungszone
- ↗ Richtung u. Größe der Plattenbewegung
- ▲ Nurek-Sperrenstelle

Abb. 12: Anordnung der Hauptplatten im Mittleren Osten. V. = Gebiete mit quartärem und aktivem Vulkanismus (nach NOWROZZI, 1972, verändert umgezeichnet).

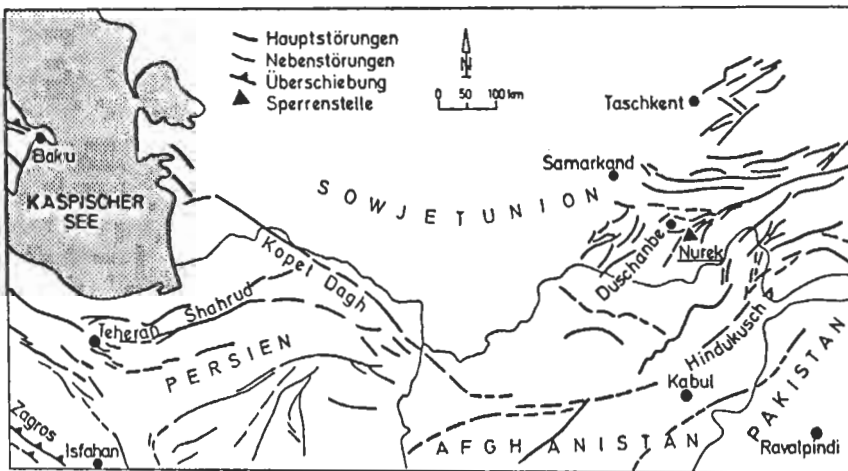


Abb. 13: Störungssysteme in der weiteren und nahen Umgebung der Nurek-Sperrenstelle (nach NOWROZZI, 1971, verändert umgezeichnet).

sind eine Folge von Überschiebung und Blockbewegung. Die flachliegenden Beben, bis 100 km tief, besitzen eine ausgeprägte Horizontalkomponente. Diese sich in raschen seismischen Bewegungen äußernden tektonischen Vorgänge liefern Erdbeben mit Magnituden von $M = 7,8-8,6$.

Insgesamt treten in diesem Raum pro Jahr etwa 2000 Erdbeben auf. Da die tektonische Schubrichtung ungefähr senkrecht zum Verlauf der Gebirge Zentralasiens orientiert ist und die größte Hauptspannung senkrecht zum Gebirgsverlauf liegt, die Achse kleinster Hauptspannung aber vertikal zeigt, muß nach G. SCHNEIDER (1975, S. 183) der Überschiebungstyp vorherrschen.

Die Einengungskraft, welche nach geologisch-seismologischen Daten errechenbar ist, liegt nach J. DZIEWANSKI et al. (1981, S. 77) für den Tianschan mit seiner neotektonischen Aktivität zwischen 10 und 100 MPa ($= 1.10^7$ und 1.10^8 N/m^2 !).

7.2.3. Geologie des Sperrengebietes, Bruchsystem und Fundierung

Das Gründungsgebiet besteht aus rötlich-braunen Sand- bis Siltsteinen sowie Tongesteinen der Kreideformation. Das Einfallen ist mittelsteil nach SE gerichtet. Die quartäre Sedimentbedeckung, vorwiegend Kiese, hatte eine Mächtigkeit von ca. 25 m.

Das Störungssystem zeigt nach A. NOWROZZI (1971) einen um NE-SW streichenden Verlauf (s. Abb. 13), mit steil einfallenden Bruchflächen. Die Richtung der Kompressionsachse zeigt von SSE nach NNW.

Im Gegensatz zu verhältnismäßig steifen Gewölbemauern handelt es sich bei geschütteten Steindämmen, welche heute zur Ausführung kommen, um im Verformungsverhalten nachgiebigere Bauwerke. So kann die Gründung dieser Dämme sowohl auf nicht konsolidiertem als auch felsigem Untergrund erfolgen. Durch den Wechsel von geologischen und morphologischen Bedingungen an den jeweiligen Sperrenstellen zeigt sich die Universalität des Dammbaus auch auf durchlässigem und zusammendrückbarem Untergrund zu fundieren. Bei diesen Sperrtypen werden an die geologischen Bedingungen weniger hohe Anforderungen gestellt als bei den Betonsperrern. Das Verhalten bei Beben ist jedoch sehr komplex, da die verschiedenen Baustoffe eines Schüttdammes eine unelastische Kombination bilden. Die Tatsache, daß die Fundamentbreite des Dammes ungefähr in der gleichen Größenordnung liegt, wie die Länge der Erdbebenwellen, führt zu äußerst komplizierten Reaktionen bei Bebenwirkung. Durch seismische Bewegungen eingeleitete Verschiebungen sind bei weichem Untergrund größer als bei hartem, deswegen ist der Sperrenuntergrund auch hier sorgfältig zu untersuchen und es ist zweckmäßig am Sperrenfuß luft- und wasserseitig zusätzlich eine Gegengewichtsschüttung vorzusehen, um die Böschungstandfestigkeit zu erhöhen. Es kann auch günstig sein, der Dammachse eine leichte Krümmung zu geben und gegen die Widerlager hin den Damm breiter werden zu lassen. Dies alles wirkt sich auf die Gesamtstabilität des Bauwerkes positiv aus. Wesentliche Standsicherheitskriterien sind die Gleitsicherheit, die Böschungstabilität des Dammes, die innere Erosion des Dichtkernes und die Durchströmung des Gründungsgesteines.

7.2.4. Induzierte Erdbeben bei großen Speicherbauwerken

In einem natürlichen Spannungsfeld (Primärspannungszustand) kann durch zusätzliche Belastung oder allgemein durch großräumige Veränderung in der obersten Erdkruste dieser Spannungszustand beeinflusst werden. Eine „Triggerung“ bzw. Auslösung von Erdbeben setzt ein, wenn die tektonischen Spannungseinrichtungen mit den, durch den Eingriff umgelagerten Spannungen übereinstimmen.

Bis 1976 waren 20 große Sperrenbauwerke auf der ganzen Welt bekannt, die nach Vollstau ein Beben mit $M = 5$ auslösten. Nach einem UNESCO-Symposium wurde die kritische Stauhöhe mit 100 m angesetzt. Schon vor seiner Fertigstellung und nach einem Teilstau 1972 bemerkte man beim Nurek-Speicher Anzeichen verstärkter seismischer Aktivitäten.

Die Staubecken erleiden infolge der Wasserlast eine Verformung, da der Wasserdruck die Tendenz hat, den Talquerschnitt bei gleichzeitiger Senkung des Talbodens auszuweiten (O. J. RESCHER, 1981). B. BOLT (1984, S. 119) führt aus, daß der zusätzliche Wasserdruck sich als Druckwelle oder Druckimpuls in der Erdkruste ausbreitet. Es kann Monate oder Jahre dauern, je nach Gestein- bzw. Gebirgsbeschaffenheit, bis eine Zone mit Mikrobrüchen erreicht ist, Wasser in diese hineingepreßt und die Reibungsfläche verringert wird, welche der vorhandenen tektonischen Spannung das Gleichgewicht hielten. Die Wasserlast bzw. der Kluftwasserüberdruck führen nun auf bereits vorgegebenen tektonischen Flächen, wie Klüftung oder Störungen, zur Minderung der inneren Reibung des Gesteinsverbandes (ST. MÜLLER, 1970). Kleine Verschiebungsbrüche treten auf und führen so zu Mikroerdbeben.

Berühmte Beispiele für sogenannte "man-made-earthquakes" sind der Lake Kariba in Zambia, mit seiner 128 m hohen Sperrenmauer. Nach Vollstau wurden, meist unter dem Staubecken, über 2000 örtliche Beben registriert – größte Magnitude: $M = 5.8$.

Am 10. 12. 1967 erschütterte ein Erdbeben der Magnitude $M = 6,4$ ein großes Gebiet südöstlich von Bombay. Die Epizentren lagen alle in der Nähe des 110 m hohen, neuen Koyna-Staudammes. Dieses weltweit registrierte Schadbeben forderte über 200 Menschenleben und tausende Verletzte. Beide Sperrenstellen, Kariba und Koyna, waren bis zu ihrer Fertigstellung und dem Staubeginn als bebenfrei klassifiziert worden. Falls mit induzierter Seismizität zu rechnen ist, muß auch der Staubeckenuntergrund stets auf größere tektonische Flächen, ausgeprägte Kluftscharen und seinem Primärspannungszustand genauestens untersucht und ein Mikroerdbeben-Seismograph an der Sperrenstelle installiert werden.

7.2.5. Konstruktion, Ausführungsdetails, Bebeeinflüsse

Der zur Zeit höchste Steinschüttdamm der Welt weist eine Höhe von 310 m auf und eine Basisbreite von ca. 1250 m. Die Kronenlänge beträgt 700 m. Der zentrale Dichtungskern (s. Abb. 14) besteht aus heterogenen Hangablagerungen, hat eine Basisbrei-

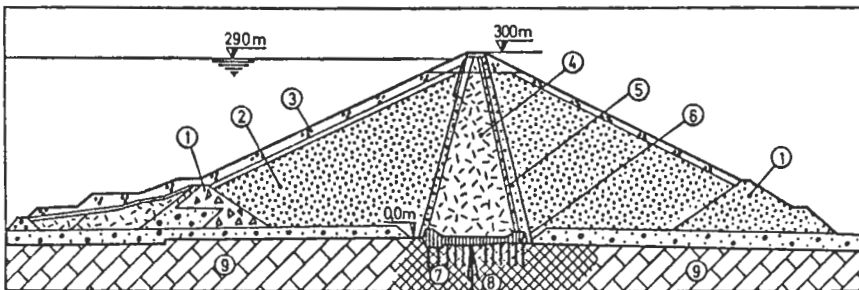


Abb. 14: Charakteristischer Dammschnitt des Nurek-Projektes (nach TECHNOPROMEX-PORT MOSKAU, 1977). 1 – Gegengewichtsschüttung; 2 – Stützkörper; 3 – Deckschicht; 4 – Dichtungskern; 5 – Filterzone; 6 – Betonplombe; 7 – Konsolidierungsinjektionen; 8 – Tiefenschirm; 9 – Gründungsgestein.

te von 155 m und ist 1 : 0,25 geneigt. Er wurde in Lagen von 30 cm Dicke eingebaut und mit Gummiradwalzen verdichtet. Angestrebt wurde ein k -Wert von 10^{-5} bis 10^{-7} cm pro Sekunde. Der Sickerwasserdurchfluß wurde auf 140.000 m^2 Abdichtungsfläche mit 20–30 l pro Sekunde geschätzt. Der beste Schutz gegen die innere Erosion des Erdkernes ist eine beiderseitige Filterzone mit Kornbereichen von 0,1 bis 10 mm. Der Stützkörper besteht aus Flußkies und wurde in Lagen von 70 bis 100 cm eingebaut und mit 70 t Walzen dynamisch verdichtet. Das Gesamtvolumen des Dammes wird mit 56 Mio. m^3 angegeben. Trotz der guten Verdichtung der Schüttstoffe traten 8 m Gesamtsetzung (6 m davon während der Bauzeit) auf. Der Anschluß des Dichtkernes wurde auf einer, durch Injektionen konsolidierten Aufstandsfläche, welche vorher noch gesäubert, plombiert und die sprengraue Oberfläche mit einem Spritzbetonüberzug geglättet wurde, durchgeführt. Umfangreiche Rechen- und Modellversuche wurden im Moskauer Hydroprojekt-Labor vorgenommen, um das Spannungs- und Verformungsverhalten des Dammes zu ermitteln. Die Böschungsneigungen von 1 : 2,5 wurden einer möglichen Erdbebenbelastung angepaßt.

Wohin die Entwicklung der hohen Staudämme mit Erdkerndichtung führen kann, läßt W. SCHÖBER (1975) in seiner Studie offen – sie bewegen sich mit ihren Gesamthöhen (325 m, Rogoun-Damm) – vielleicht bis 350 m oder sogar (?) 400 m. Aus topographischen, hydrogeologischen und bevölkerungspolitischen Gründen ist dies eher schwer vorstellbar.

Bei Stauhöhen über 300 m erreicht man nach O. J. RESCHER (1981, S. 164) jedoch sehr bald die Grenze des Tragvermögens des Untergrundes, welche dann in einer großen Veränderung des primären Spannungszustandes und einer möglichen Erdbebenvergrößerung gipfeln kann.

7.3. Das Auburn–Folsom–South–Projekt

7.3.1. Bauwerksart

Die Auburn-Talsperre ist eine doppelt gekrümmte Bogenstaumauer mit Hochwasserentlastungseinrichtungen an den Widerlagern. Mit den Aushubarbeiten wurde 1968 begonnen.

7.3.2. Geographische Lage, Bestimmung, Kosten

Die Auburn-Gewölbemauer liegt ca. 55 km nordöstlich von Sacramento in Kalifornien (s. Abb. 15), in den nordwestlichen Ausläufern der Sierra Nevada. Das Bauwerk wurde zur Gewinnung von Trink- und Brauchwasser, zur Bewässerung, zum Hochwasserschutz und zur Wasserkraftnutzung erstellt. Die Gesamtkosten wurden 1968 mit 1,2 Mrd. Dollar (d. s. ca. 24 Mrd. öS) veranschlagt.

7.3.3. Plattentektonische Aspekte, Erdbeben und Bradyseismen

Die Sperrenstelle befindet sich noch im Einflußbereich der Plattengrenze Pazifische/Nordamerikanische Platte. Diese wahrscheinlich am besten studierte Störungszone der Welt, die San Andreas-Verwerfung, reicht von der mexikanischen Grenze ungefähr NW–SE verlaufend bis zum Kap Mendocino. Die Gesamtlänge beträgt beinahe 950 km. Allgemein bekannt wurde dieses Störungssystem durch das Erdbeben von 1906 in San Francisco. Die Breite des Störungstreifens wird nach R. IACOPI (1973, S. 16 ff.) von 100 m bis ca. 2 km angegeben und besteht aus einer Vielzahl von parallelen bis subparallelen Verwerfungen. Das kalifornische System besteht somit aus \pm

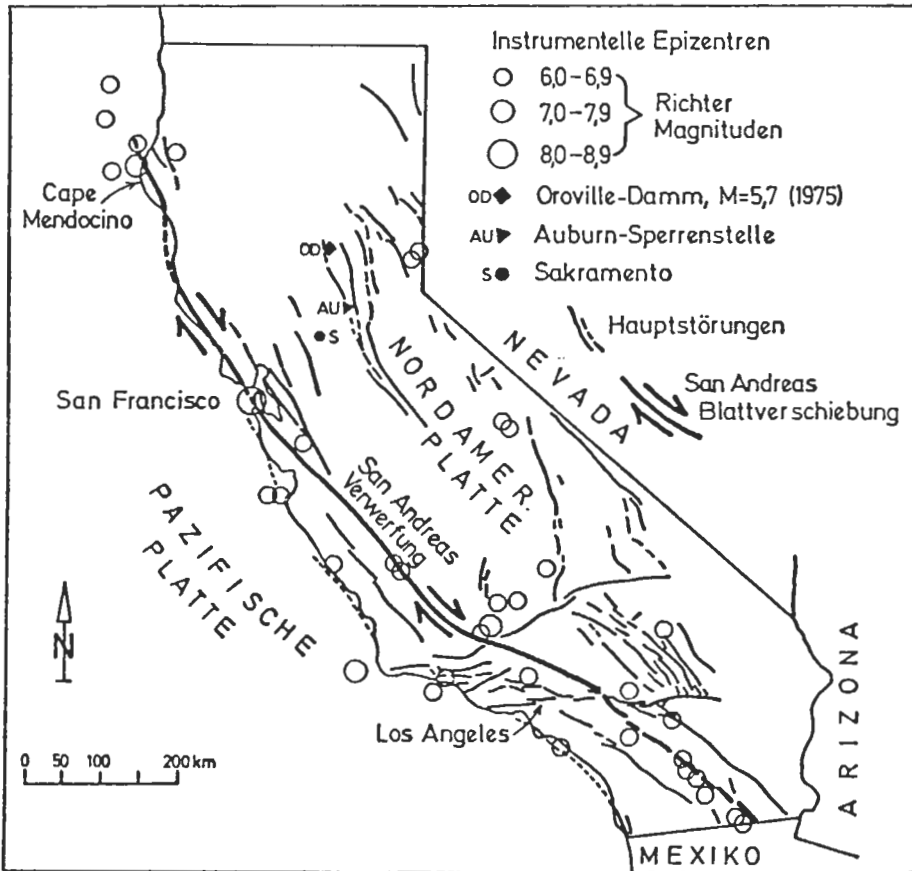


Abb. 15: Geographische Lage der Auburn-Folsom-Sperrenstelle mit Störungsmuster und der Plattengrenze zwischen Nordamerikanischer und Pazifischer Platte (nach BOLT, 1984, verändert umgezeichnet).

küstenparallelen, rechtsdrehenden Verwerfungen. Ein Tochtersystem mit E-W-Streichrichtung ist linksdrehend angelegt. Da die Erdbeben im kalifornischen Raum auf die obersten 20 km Erdkruste beschränkt sind, ist die abgestrahlte Energie an der Geländeoberfläche groß.

Als "creep events" bezeichnet man langsame, kriechende Verschiebungen mit Geschwindigkeiten von $v = 1$ bis (max. 7) cm/a. So kam es, daß viele Gebäude, welche über der Blattverschiebungszone gebaut, regelrecht zerschert wurden. Besonders gefährlich sind nun die Auswirkungen des sogenannten seismischen Kriechens. Hier wurden Störungen an Myloniten aktiv und verursachten Erdbeben, da im tieferen Untergrund die elastische Energie, welche an der Erdoberfläche zu Kataklastitbildung führte, in einer Tiefe von 15 bis 20 km (gilt für Kalifornien) im kristallinen Gestein noch als Deformationsenergie gespeichert wurde.

Ein lehrreiches Beispiel für Talsperren, welche an aktiven Verwerfungen gebaut wurden, ist der 27 m hohe San Andreas-Damm. Er wurde um 1870 errichtet und steht mit seiner Sperrenachse ungefähr senkrecht zur Streichrichtung der San Andreas-Stö-

rung. Glücklicherweise verlief die Hauptstörung in einem Sattel zwischen dem linken Widerlager des Hauptdammes und einem kleinen Seitendamm, so daß beim 1906er Beben kein Schaden an der Sperre auftrat, obwohl die Dammkrone um ungefähr 2 m gegeneinander verschoben wurde (s. Abb. 16). Ein schlüssiges Argument für die „Plastizität“ eines Steinschüttdammes. Nach SHERARD, J. L. et al. (1974, S. 369) war das Reservoir auch nach dem Beben voll und hatte kein Leck in der Dammkonstruktion.

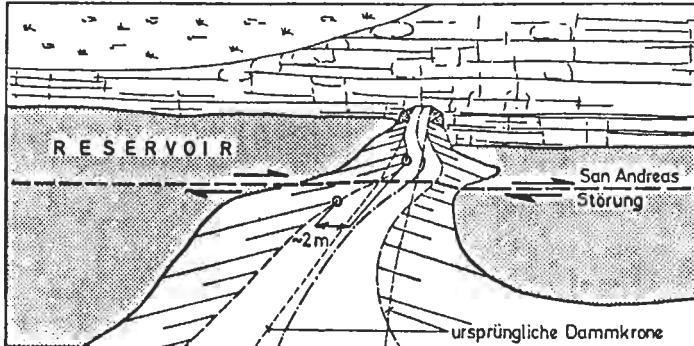


Abb. 16: Situation des Alten San Andreas-Dammes mit einer Flexur im Dammkörper, hervorgehoben durch das Beben von 1906 (nach SHERARD et al., 1974, verändert umgezeichnet).

Sollten nun Absperrbauwerke in Gebieten mit großen Störungszonen ungewisser Aktivität errichtet werden, wo wohl eine gewisse Erdbebenaktivität nachweisbar war, und kein anderer überzeugender Beweis für die augenblickliche Inaktivität der Verwerfungen erbracht werden konnte, so sollten aus Sicherheitsgründen die Störungsaktivität und darausfolgende Beben trotzdem in die Planung mit einbezogen werden.

7.3.4. Aktive Störungs- oder Verwerfungszonen

Nach einer Studie der IAEA (1979, S. 22 ff.) zeigt eine aktive Störung eine oder mehrere der folgenden Charakteristika:

- a) Quartäre (d. h. 2 bis 3 Mio. Jahre alte) oder rezente Bewegungen an bzw. nahe der Erdoberfläche.
 - Erdbebenaktivität durch die Verteilung von historischen oder instrumentell ermittelten Erdbeben.
- c) Strukturelle Beziehungen zu einer Störung mit den Merkmalen a) oder b), bei der eine Bewegung der einen, eine Bewegung der anderen an oder nahe der Erdoberfläche verursacht.

Wenn nun Störungen mit einigen der von a) bis c) angegebenen Merkmalen existieren, sind weitere Untersuchungen über den Grad der Aktivität anzustellen:

- ob Bewegungen wiederkehrender Natur an oder nahe der Erdoberfläche innerhalb der letzten 500 000 Jahre auftraten und ob die „Triggerung“ von weiteren Bewegungen einsetzen kann,
- weiters soll die strukturelle Verwandtschaft zu einer bekannten Störung und deren Fähigkeit Bewegungen auf eine andere an oder nahe der Erdoberfläche zu übertragen, untersucht werden,

- den Querverlauf der Störungszone kartieren,
- Spannungsmessungen quer zur Störungszone und
- instrumentelle Beobachtung der Bebenaktivität an der Verwerfungszone durchführen.

Zuletzt ist der Grad der Aktivität und die Natur der möglichen Gefahr zu klären und ob eine geeignete ingenieurmäßige Lösung dazu existiert.

7.3.5. Geologie des Gebietes, Bruchsysteme, Fundierung

Das Projektsgelände der Auburn-Sperre liegt im kristallinen Untergrund des Sierra Nevada-Orogens, hier durch metamorphe Gesteine vertreten (Ph. B. KING, 1976, S. 170 ff.). Das Gründungsgestein besteht aus Amphibolit mit weichen Schieferungsschichten und gering verbreiteten Metasedimenten. Einige Talkzonen von unterschiedlicher Mächtigkeit streichen etwa senkrecht zur Sperrachse und ergaben mit einigen Scher- und Störungsflächen äußerst stark variierende Gebirgskennwerte. Die Verformungsmoduli sind stark schwankend und lassen unterschiedliche Lastverteilung und Spannungskonzentration erwarten. Ein umfangreiches Erkundungsprogramm umfaßte: 8 km Schürfgänge, 6 km Erkundungsstollen, 5 Schrägschächte und 27 km Bohrkernkerne aus 300 Bohrungen sowie umfangreiche Labor- und in situ-Versuche. Schwächere Zonen im Gründungsgestein, Aushubtiefen und Vergüten der Gründungssohle wurden mittels FEM (= Finite Elemente Methode) untersucht und festgelegt, um akzeptable Spannungsverteilungen in der Gründungsfläche zu erhalten. Insgesamt kostete die geologische Vorerkundung und die Baugrundvergütung 110 Mio. Dollar oder 1,9 Mrd. Schilling. Mächtige Betonplomben bis zu 30 m Tiefe unter der Gründungssohle verdeutlichen die intensive Verwitterung mancher Abschnitte. Im Durchschnitt mußten etwa 30 m abgetragen werden, um in Zonen mit geringer Verwitterung zu gelangen (D. STEIN & B. MAIDL, 1980, S. 67 ff.).

Eine Konsolidierung der Gründungsfuge wurde im Anschluß daran bis in 10 m Tiefe vorgesehen, um Klüfte und lokale Auflockerungszonen endgültig zu verfestigen.

7.3.6. Berechnungsverfahren in Erdbebengebieten

Von den anderen wichtigen Lastfällen, wie z. B. „gefüllter“ oder „entleerter Speicher“ abgesehen, wird eine Bogensperre immer auch auf den Lastfall „Erdbeben“ untersucht.

Hat man in den frühen 50er Jahren noch quasi-statische Belastungen angesetzt, so werden heute diese Staumauern nach der Methode des Antwortspektrums und der Zeitverlaufsmethode berechnet. Es werden dabei alle in Frage kommenden Erdbeben, auch aus historischer Zeit, aber in allen Fällen jene mit der höchsten Magnitude der Untersuchung zugrunde gelegt. Das so ermittelte höchstmögliche Erdbeben mit einer entsprechenden Magnitude und Beschleunigung bildet nun die Grundlage für die statisch-dynamischen Standsicherheitsnachweise. Ein gewisses elastisches Verhalten und ein Dämpfungsfaktor der Staumauer wird ebenfalls angenommen.

Kurz einige Erläuterungen zum Antwortspektrumverfahren: Erdbebenwellen bringen vorwiegend vertikale und horizontale Bodenbewegungen, bei Bebenfortdauer kommt es auch noch zu Oberflächenwellen und komplizierten, gemischten Wellentypen. Es sind vor allem die horizontalen Belastungen, die, wie die Windlast, auf ein Sperrbauwerk einwirken.

Diese Antwortspektren sind abhängig von der regionalgeologisch-tektonischen Po-

sition des Bauvorhabens, dem Primärspannungszustand des Untergrundes, von der möglichen Bebenenergie, von den schwingungstechnischen Eigenschaften des Sperrentyps und zuletzt vom Grundungsgestein.

(Altes Berechnungsverfahren: eine Ersatzlast ($P = \frac{a}{g} \cdot W$) wird am Schwerpunkt eines Bauwerkes als statisch wirkende Horizontalkraft angesetzt, wobei

- a . . . die Bebenbeschleunigung,
- g . . . die Erdbeschleunigung und
- W . . . das Mauergericht darstellen.)

Bei Antwortspektren wird ein Modell eines Einmassenschwingers erstellt, das bei einer komplizierten seismischen Kraftfunktion, bei einer bestimmten Periode von Bebenwellen als Antwort einen bestimmten Maximalwert in der Verschiebung, Geschwindigkeit oder Beschleunigung ergibt. Eigenperiode und Dämpfung des Sperrentyps müssen möglichst genau bekannt sein.

In diesem Zusammenhang möchte ich noch darauf hinweisen, daß eine Reihe von nicht näher bekannten, energieverbrauchenden Vorgängen schlimme Folgen für Bauwerke abenden kann, wie das Auftreten von Mikrobrüchen, rheologischen Vorgängen und die Reibung zwischen verschiedenen Fundierungsabschnitten.

7.3.2. Konstruktion, Ausführungsdetails, Bebeninflüsse

Die Sperre weist an der größten Mauerhöhe 209 m auf und hat eine Kronenlänge von 1219 m. In einem weiten V-Tal konzipiert, verhält sich Kronenlänge zu -höhe wie 1 : 6.

Ein in der Nähe der Sperrenstelle befindliches Störungssystem, die Foothill-Störungen, verlaufen südlich der Stadt Oroville und konnten mit dem Erdbeben am Oroville-Damm 1975 in kausale Beziehung gesetzt werden.

Ursprünglich wurde der Bereich der Auburn-Bogenmauer aufgrund der geologischen Vorgeschichte mit seiner geringen Seismizität als inaktiv angesehen.

Diese Begleitstörungen des großen San-Andreas-Verwerfungssystems wurden aber bei einem Erdbeben am nahe gelegenen Oroville-Damm mit einer Magnitude von $M = 5,7$ aktiv und brachten die Erdbebensicherheit der längsten, doppelt gekrümmten Bogenstaumauer der Welt zur Diskussion.

Da nun die Stadt Sacramento bei einem Bruch der Staumauer unmittelbar bedroht wäre, wurden neuerlich die Entwurfskriterien mit einem Entwurfsbeben von $M = 6,5$ angenommen. Weiters wurden unter Annahme, daß durch den hohen Stauspiegel selbst ein Erdbeben ausgelöst werden könnte, Verschiebungen im Bereich der Gründungssohle von mindestens 125 mm in die Bemessung eingeführt. Der behördlich festgelegte Wert, welchen das Absperrbauwerk noch aufnehmen muß, wurde sogar auf 230 mm angesetzt. In Anbetracht der Erdbebenungewißheit im Bereich des vorhin genannten San-Andreas-Verwerfungssystems, also der Plattengrenze von Pazifischer und Nordamerikanischer Platte und der geforderten 230 mm Mauerbewegung wurde der Weiterbau am Auburn-Folsom-South-Projekt bis heute eingestellt.

7.4. Das Gibraltar-Projekt

7.4.1. Bauwerksart

Als wesentliche Erleichterung für den Transport- und Personenverkehr wurden bereits seit dem ausgehenden vorigen Jahrhundert mehrere Projekte für eine Verbindung des europäischen und afrikanischen Kontinentes ausgearbeitet.

Schon 1869 hat L. VALLENDEUIL einen Tunnelplan hierfür entworfen. 1959 ist dann von A. PEÑA BOUEF, einem spanischen Ingenieur, ein Projekt für eine Brücke vorgestellt worden. Ein auf dem Meeresgrund verankerter Tunnel, nur 15 m unter dem Wasserspiegel schwimmend, wurde von dem Spanier HERRERA in Erwägung gezogen.

7.4.2. Geographie, Bestimmung und Kosten

Welches Projekt auch immer ausgeführt werden wird, es muß einen submarinen Rücken, welcher sich ca. 12 km westlich von Tarifa und ca. 9 km östlich von Tanger in N-S-Richtung erstreckt, queren. Wie man auf Abb. 17 sehen kann, ist das nicht die kürzeste Verbindung zwischen Afrika und Europa, sondern beträgt nun 26 km, aber die größte Wassertiefe liegt hier bei „nur“ 350 m!

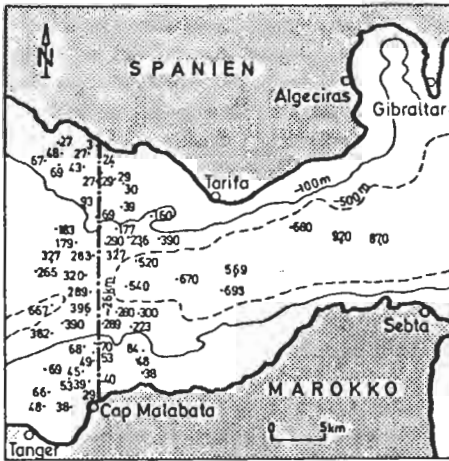


Abb.17: Projektierte Lage einer Brücken- oder Tunnelverbindung zwischen Westeuropa und Nordafrika (nach KABBAJ, 1979).

Mit dem Bau eines Tunnels oder einer Brücke an der Gibraltarmeenge würde eine durchgehende Straßenverbindung von Europa (Spanien) über Dakar und Lagos bis nach Mombasa (Kenia) geschaffen.

Die Kosten einer kontinentverbindenden Meereskreuzung würden, je nach Bauwerk und im Vergleich zum Messinaprojekt (siehe Kap. 7.1.), zwischen 50 und 100 Mrd. öS liegen.

7.4.3. Plattentektonische Aspekte, Erdbeben

Nach einer Arbeit von W. FRISCH (1977, S. 268, Abb. 2) über den westmediterranen Raum ist schon seit dem Jura die Laurasische Platte (Europa und Asien s. l.) von der Gondwana-Platte (Afrika s. l.) durch eine linksdrehende Blattverschiebung gewaltigen Ausmaßes getrennt worden. Diese verläuft nun, und das zeigen auch die vielen Erdbeben und Herdparameter, als eine Bruchzone aus dem westlichen Mittelmeer durch die Gibraltarstraße bis zu den Azoren, um sich dort in einem Tripelpunkt (s. D. Mc KENZIE, 1972, S. 114, Fig. 4) mit dem mittelatlantischen Rücken zu vereinen.

Als Azoren-Gibraltar-Bruchzone bezeichnen A. LOPEZ ARROYO & A. UDÍAS (1972, S. 699 ff.) den Verlauf von markanten Erdbebeneignissen in dieser Region. Im Gegensatz zur Darstellung von W. FRISCH (1977), nämlich einer Linksseitenverschiebung, gelangen nun beide vorhin genannten Autoren auf Grund von Herdflächenlösungen zu der Auffassung, daß es sich heute um eine rechtsdrehende Blattverschiebung handeln muß und abschnittsweise eine Überschiebungstendenz der Spanischen Halbinsel gegenüber Nordafrika bei Gibraltar vorherrscht.

G. SCHNEIDER (1975, S. 162 ff.) zeigt, daß im Erdbebengebiet des westlichen Mittelmeeres Erdbebenlinien ca. parallel zur Küste des Mittelmeeres verlaufen und

als Horizontalverschiebungen Flachbeben mit Magnituden bis $M = 6,5$ hervorrufen können. Mit einem etwa nach NW gerichteten Vektor bewegt sich außerdem Nordafrika mit 2–3 cm/a gegen West-Europa.

Die komplizierten Bruchmuster in der sogenannten Alboranischen See (s. Abb. 18) zeigen in der Gibraltar-Straße miozäne bis quartäre Störungen, hier in Form eines ENE–WSW verlaufenden Grabenbruches.

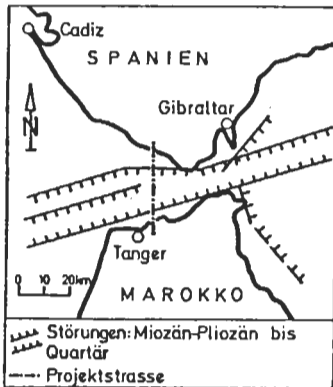


Abb. 18:
Bruchanordnung und „Gaben“-Ränder in der Straße von Gibraltar (nach RIOS, 1978, verändert umgezeichnet).

A. PEÑA BOEUF hatte nun schon 1962 eine ausführende Studie über die Meeresenge von Gibraltar vorgelegt, aus der hervorgeht, daß diese Grabenbildungen sehr wohl existieren und für das unruhige Relief des Meeresgrundes verantwortlich sind. Was die Bildung der Gibraltarstraße betrifft, so ist auch das Umbiegen der Betsichen Kordillere und des Rif-Gebirges mit einem Aufreißen an der Atlantikseite (= Zugzone des Orogens) und einem gegenläufigen Vergenzcharakter als Ursache nach J. ANDRIEUX et al. (1971) denkbar.

7.4.4. Geologie des Projektgebietes, Bruchsysteme, Auffahrung und Fundierung

Die Ansteckpunkte eines Tunnels oder die Widerlager für eine Brückenquerung kämen in oberjurassischen bis eoänen Flysch-Gesteinen zu liegen (s. M. DURAND-DELAGA, 1978, S. 171).

Bestimmendes Strukturelement (s. Abb. 19) ist eine geologisch recht gut fundierte Blattverschiebung. Nach J. M. RIOS (1978, S. 48 ff.) beträgt die horizontale Verschiebungswerte, gemessen an Juravorkommen zu beiden Seiten der Gibraltarstraße, etwa 20 km.

Nach der Ansicht von A. PEÑA BOEUF muß man in der Gibraltarstraße, neben den als Staffelbrüche ausgebildeten Grabenrändern, auch noch mit Querstörungen, also N–S-Störungen rechnen, welche in ihrer Lage schwer zu beurteilen sind, aber mit großer Sicherheit einen ständigen Gesteinswechsel nach sich ziehen werden. Die Sprunghöhe der vermuteten Staffelbrüche wird jeweils mit mindestens 100 m angenommen. Betrachtet man ein Profil zwischen Marokko und Spanien (Abb. 20), so weisen die vor- wie auch nach-oligozänen Bewegungsvektoren, gerade in der Gibraltar-Straße, nach NW- bzw. W. Insgesamt ist die Hauptbewegungsrichtung des Afrikanischen Blocks, nach einem geophysikalischen Modell ermittelt, durch eine Reihe von steilen Aufschiebungen auf den westeuropäischen Block geprägt.

7.4.4.1. Tunnellösung

Oftmaliger Gesteins- bzw. Gebirgswechsel würde große Ausbruchs- und Vortriebsprobleme bedingen, wie auch die aktive Seismik in der Gibraltar-Enge für eine steife Tunnelröhre eine ständige Gefahr darstellt.

Enorme Schwierigkeiten dürfte auch der Wasserzutritt verursachen, welcher mit 45 bis 50 bar, je nach Tiefenlage der Röhre, auftreten würde.

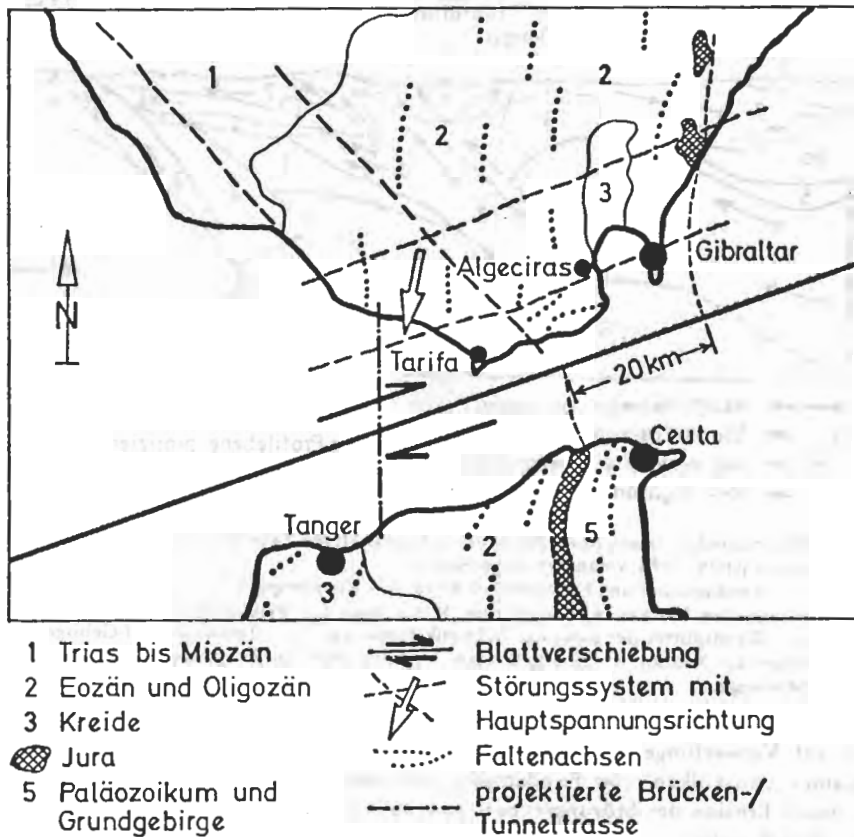


Abb. 19: Großstrukturen in der Gibraltar-Meerenge (nach RIOS, 1978, verändert umgezeichnet).

Die vorhin genannten Querstörungen erhöhen durch das lange schleifende Schneiden eines potentiellen Zerrüttungsstreifens mit der Tunnelachse außerdem die Wahrscheinlichkeit von Mehrausbrüchen. Die Richtung der größten Hauptspannung ist in der Gibraltarstraße nach L. ARROYO und A. UDIAS (1972, S. 717) N–NW gerichtet, was günstig für einen Tunnel wäre, da man nicht mit großen Verdrückungen in der Profilebene rechnen muß. Ist der Überlagerungsdruck, wohl durch Wasserlast und Gebirgsgewicht über der Tunnelfirste bereits groß, so muß man hier auch den sogenannten Überschiebungsdruck (J. STINI, 1950, S. 141 ff.) dazurechnen, der durch die Nordbewegung Afrikas ständig wirksam bleiben wird.

7.4.4.2. Brückenlösung

Wegen der zu erwartenden komplizierten Geologie und des N–S-Bruchsystemes ist vielfach eine Brücke vorgeschlagen worden. Die Pfeiler würden allesamt auf dem submarinen Rücken zwischen Spanien und Marokko (s. Abb. 17) zu fundieren sein. Allerdings wird es bei den Pfeilergründungen schwer, wenn nicht sogar unmöglich sein,

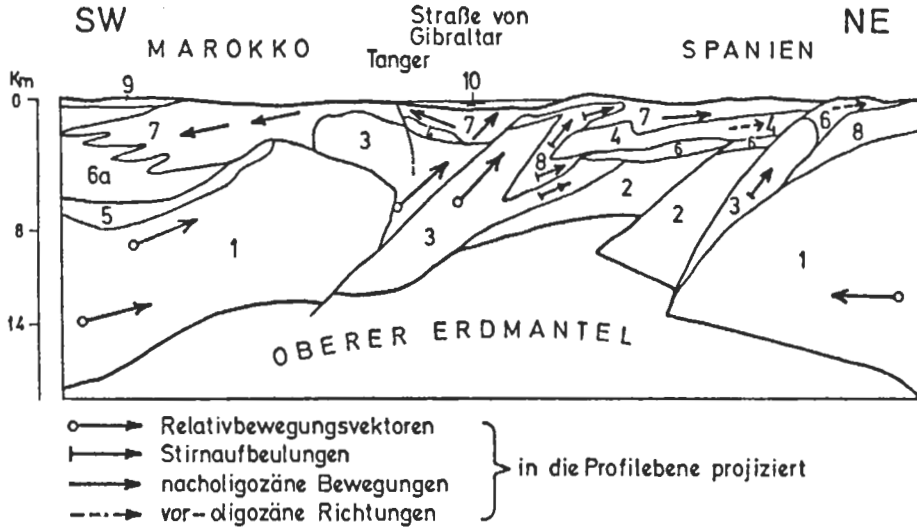


Abb. 20: Schematischer Querschnitt durch die Gibraltar-Straße zwischen Marokko und Spanien (nach RIOS, 1978, verändert umgezeichnet).

1 – Afrikanischer und Europäischer Block, 2 – Krustenspäne, 3 – Krustenspäne des afrikanischen Blockes, 4 – voreozäne Mantelteile, 5 – Paläozoikum und Mesozoikum, 6 – Randsplitter der externen Subbetik-Einheiten, 6 a – Tertiär des Rif-Gebirges, 7 – Oligozän–Miozän, 8 – Kristallinbasis der Sierra Nevada, 9 – jüngste Sedimente, 10 – Meerenge.

nicht auf Verwerfungen zu fundieren. Pfeilerhöhen von ca. 400 m würden durch langsames „Auskolken“ der Fundamente, hervorgerufen durch submarine Strömungen, durch Erosion der Störungszonen, eine enorme Gefährdung des Gesamtbauwerkes nach sich ziehen.

7.4.5. Konstruktion, Ausführungsdetails und Bebeeinflüsse

7.4.5.1. Tunnellösung

Die tatsächliche Länge eines Tunnelprojektes unter dem genannten submarinen Rücken, beträgt, wegen der Zufahrtsrampen mit 5 % Gefälle, etwa 32 km. Im tiefsten Punkt würde der Tunnel demnach ungefähr 500 m unter dem Meeresspiegel liegen. Ausgeführt werden würde heute wohl ein zweispuriger Straßentunnel nebst Eisenbahnverbindung.

Als ± starre Röhre bildet der Tunnel gegen Bebeeinwirkung, also gegen Verschiebungen quer zur Tunnelachse, eher eine geringe Sicherheit.

Bietet der Tunnel gegenüber den unterschiedlich hohen Meeresströmungsgeschwindigkeiten einen guten Schutz, so bilden der Wasserandrang und die Tunnelbelüftung nahezu unüberbietbare Schwierigkeiten.

Ein auf dem Meeresgrund aufgeständerter „schwimmender Tunnel“ scheidet höchstwahrscheinlich aus, da die Verankerung der Röhre bei diesen Tiefen sehr schwierig ist und der Wasserdruck sehr voluminöse Tunneldimensionen verlangt.

7.4.5.2. Brückenlösung

Von A. PEÑA BOEUF wurde 1962 eine Hängebrücke mit einer Länge von 26 km konzipiert. Die Brücke trägt Eisenbahn und Autobahn und würde ca. die Hälfte bis ein Drittel eines Tunnelprojektes kosten. Diese ist wohl elastischer gegen Bebeeinflüsse, hat aber mit den gegenläufigen Meeresströmungen zu kämpfen. An der Oberfläche verläuft die Strömung in W–E-Richtung und in 250–400 m Tiefe vom Mittelmeer in den Atlantik! Die „obere“ Bewegung ist die weitaus stärkere und steht im Verhältnis zur „unteren“ wie 8 : 1 (s. BRÜCKE und STRASSE, 1959). Die Windgeschwindigkeiten und die Bebeeinflüsse auf die Brücke könnten durch entsprechend hohes Gewicht, also durch die große Masse, kompensiert werden.

Die Hängebrücke muß hier aber als Mehrfeldbrücke erstellt werden, und zwar im tiefsten Abschnitt mit Pfeilerabständen von 2000 m, in den Randfeldern nur 1000 m.

Die Hauptprobleme sind allerdings nicht so sehr materialbedingter Natur, bei Stahlhängebrücken wären sogar Stützweiten bis 3000 m (!) möglich, sondern es sind vor allem Gründungsfragen!

So sollen vorgefertigte Stahlbetonpfeiler eingeschwommen, geflutet (etwa nach der Technik der Bohrplattformaufstellung bei off-shore-Bohrungen), abgesenkt und verankert werden, dies allerdings in nahezu 400 m Wassertiefe !!!

Von vier Modellpfeilern ausgehend und als Bojen ausgebildet, soll dann die felderweise Herstellung erfolgen.

Die Methode der offenen Senkkasten-Gründung von D. B. STEINMANN schon (1951) entworfen, könnte in modifizierter Form die Pfeilergründung bis zu Wassertiefen von 150 m durchaus ermöglichen.

8. Schlußbetrachtungen

In einer Arbeit von G. B. CARULLI (1980, S. 35 ff.) weist dieser ausdrücklich auf die Bedeutung der Neotektonik hin und analysiert an Hand einiger „neotektonischer“ Ereignisse die technische Geologie sowie die Erklärungsfindung dieser Vorgänge. Diese neue Disziplin wird vom Mentor der Ingenieurgeologie, L. MÜLLER, schon 1949 angeschnitten, da zur exakten Berechnung von Gebirgsdruck und Untergrundreaktionen stets die Eigenschaften und das Verhalten von geologischen Körpern zu bestimmen sind. Weiters schreibt dann L. MÜLLER, daß der Statiker im Bauwerk Spannungen ermittelt und sodann die Verformungen und Bruchgefahr betrachtet. Der tektonisch denkende Baugeologe muß jedoch aus bleibenden Formänderungen und dem Bruchzustand die Spannungszustände und deren Verteilungen ermitteln, um so das Kräftespiel in einem geologischen Körper beurteilen zu können.

9. Literatur

- ANDRIEUX, J. et al., 1971: Sur un modele explicatif de l'Arc de Gibraltar. – Earth Planet. Sci. Lett., 12(1971), 191–198, 6 fig., Amsterdam.
- ANONYM, 1959: Projekt Gibraltar-Meerengen-Straßentunnel. – Brücke und Straße, 5, 193–194, 1 Abb., Isernhagen.
- ARROYO, L. A. & UDIAS, A., 1972: Aftershock Sequence and Focal Parameters of the February 26, 1969, Earthquake of the Azores-Gibraltar Fracture Zone. – Bull. Seism. Soc. Amer., 62(3), 669–720, 11 figs., 6 tables, Berkeley.
- BLOT, C., 1971: Etudes sismologiques de Vulcano. – Cah. ORSTOM, Sér. géophys., No. 11, 32 S., Paris.

- BOLT, B. A., 1984: Erdbeben: eine Einführung. — XIII + 236 S., 78 Abb., Berlin (Springer).
- BRAUN, R., 1954: Die Meerenge von Messina und ihr Verkehrsproblem. — Stahlbau, 23 (6), S. 140, 3 Bilder, Berlin.
- CALDER, N., 1972: Erde — ruheloser Planet. — 247 S., zahlr. Abb. u. Farbfotos, Hamburg (Rowohlt).
- CARULLI, C. B., 1980: Neotectonics and Its Implications on Engineering Geology. — Rock Mech., Suppl. 10, 35–45, 8 figs. Wien.
- CHRIST, Th. A., 1903: Homers Odyssee 4. Aufl., 12. Gesang, 137–146. — 337 S., 16 Abb., 1 Titelbild, 1 Karte, Wien (Tempisky).
- CORNELIUS, H. P., 1941: Über einige zu wenig beachtete Gefahren für den Bau von Wasserkraftanlagen in den Alpen. — Deutsche Wasserwirtschaft, 36 (1941, H. 8), 386–388, Stuttgart.
- DEMME, W., 1978: Geologie im Kraftwerksbau. — Energie aus Schwarz und Weiß, 1978, 174–191, 7 Abb., 5 Skizzen, Wien–Berlin.
- DEWEY, J. F., 1983: Plattentektonik. — Spektrum d. Wiss., 26–38, 9 Bilder, [in:] SPEKTRUM DER WISSENSCHAFT (Hrsg.): Ozeane und Kontinente. — 248 S., zahlr. Bilder, Heidelberg (Spektrum d. Wissenschaft).
- DURAND-DELGA, M., 1978: Alpine Chaines of the Western Mediterranean (Betic Cordilleras and Maghrebides). — 163–225, 69 figs., [in:] LEMOINE, M. (Hrsg.): Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas. — XV + 584 p., 655 illustr., 2 colour maps, Amsterdam (Elsevier).
- DZIEWANSKI, J. et al., 1981: Ingenieurgeologische Untersuchungen für den Wasserbau im Fels. — 260 S., 110 Bilder, 40 Tab., Leipzig (VEB).
- FRISCH, W., 1977: Die Alpen im westmediterranen Orogen — eine plattentektonische Rekonstruktion. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24, 263–275, 5 Abb., Wien.
- GATTINGER, T. E., 1978: Aktuelle Krustenbewegungen in den Alpen und ihre Bedeutung für das Baugeschehen. — Rock Mech., Suppl. 6, 17–23, Wien.
- HAGEN, T., 1959: Vom Werden des höchsten Gebirges der Welt. — 111–112, 24 Fig., 15 Fotos [in:] HAGEN, T. et al.: Mount Everest. — 234 S., zahlr. Abb., Fotos u. Tab., Zürich (Orell Füssli).
- HERZOG, M., 1982: Das Projekt einer Hängebrücke über die Meerenge von Messina mit 3500 m Spannweite. — Stahlbau, 51 (2), 33–36, 7 Bilder, 1 Tab., Berlin.
- IAJACOPI, R., 1973: Earthquake Country. — 160 S., zahlr. Abb., California, Menlo Park (Lane Books).
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (eds.), 1979: Earthquakes and associated Topic in Relation to Nuclear Power Plant Siting. — Safety Ser., 50-SG-S1, 69 p., some tab. and diagr., Vienna (IAEA).
- KABBAJ, M., 1979: Crossing two continents via the Straits of Gibraltar. — Tunnels and Tunneling, 11 (7/8), 56–57, 3 Abb., London.
- KELLER, J., 1974: Petrology of some volcanic rock series of the Aeolian arc, southern Tyrrhenian Sea: calc-alkaline and shoshonitic associations. — Contr. Mineral. Petrol., 46, 27–49, Berlin.
- Mc KENZIE, D. P., 1970: Plate tectonics of the Mediterranean region. — Nature, 226, 234–243, 4 figs., London.
- , 1972: Active tectonics of the Mediterranean region. — Geophys. J. R. Astr. Soc., 30, 109–185, 38 figs., London.

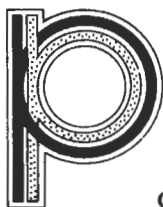
- KING, Ph. B., 1977: The Evolution of North America. Rev. Edition. – XVI + 197 S., 109 figs., 1 plate, Princeton, New Jersey (University Press).
- MORELLI, C., 1971: Physiography, gravity and magnetism of the Tyrrhenian Sea. – *Boll. Geofis. teor. appl.*, 12, 275–309, Trieste.
- MÜLLER, L., 1949: Technologie der Erdkruste. – *Geol. u. Bauwesen*, 17 (4), 97–108, 2 Textabb., Wien.
- , 1978: Der Felsbau, 3. Bd.: Tunnelbau. – XIII + 945 S., 612 Einzelabb., 50 Taf., Stuttgart (Enke).
- & LÖGTERS, G., 1974: Eine Rutschung am Rand eines geologischen Grabens. – *Rock Mech., Suppl.* 3, 53–67, 10 Abb., Wien.
- MÜLLER, ST., 1970: Man-Made Earthquakes. Ein Weg zum Verständnis natürlicher seismischer Aktivität. – *Geol. Rdsch.*, 59 (2), 792–805, 7 Abb., Stuttgart.
- NINKOVICH, D. & HAYS, J., 1972: Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 16, 331–345, Amsterdam.
- NOWROZZI, A. A., 1971: Seismo-tectonics of the Persian Plateau, Eastern Turkey, Caucasus, and Hindu-Kush Regions. – *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 61 (2), 317–341, 14 figs., Berkeley.
- , 1972: Focal Mechanism of Earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan, and Afghanistan and Plate Tectonics of the Middle East. – *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 62, 823–850, Berkeley.
- PEÑA BOEUF, A. D., 1962: El Paso de dos estrechos: Gibraltar y el canal de la Mancha. – *Rev. Obras Publicas*, 110 (2963), 155–165, 11 figs., Madrid.
- PFANNMÜLLER, F., 1971: Projekt einer Brücke über die Meerenge von Messina. – *Stahlbau*, 1971 (2), 60–62, 5 Bilder, Berlin.
- LE PICHON, X., FRANCHETAU, J. & BONNIN, J., 1973: Plate Tectonics, Developments in Geotectonics 6. – XII + 300 p., Amsterdam (Elsevier).
- RESCHER, O.-J., 1981: Geomechanische Modelluntersuchungen für die Gründung von Talsperren. – *Rock Mech.*, 14, 117–166, 25 Abb., Wien.
- RICHTER, Ch. F., 1935: An instrumental earthquake magnitude scale. – *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 25, 1–32, Berkeley.
- RIOS, J. M., 1978: The Mediterranean Coast of Spain and the Alboran Sea. – S. 1–65, 15 Abb., 3 Taf. [in:] NAIRN, A. E. M. et al.: The Ocean Basins and Margins. Volume 4B. The Western Mediterranean. – XIV + 447 S., many figs., New York (Plenum Press).
- ROEDER, D. & BÖGEL, H., 1978: Geodynamic Interpretation of the Alps. – S. 191–212, 6 Fig., [in:] CLOSS, H. et al. (eds.): Alps-Appenines-Hellenides. – XVIII + 620 S., 279 figs., 14 tabl., 5 foldouts, Stuttgart (Enke).
- SCHICK, R., 1977: Eine seismotektonische Bearbeitung des Erdbebens von Messina im Jahre 1908. – *Geol. Jb.*, E 11, 3–74, 25 Abb., 4 Tab., 1 Taf., Hannover.
- SCHNEIDER, G., 1975: Erdbeben. – VIII + 406 S., 100 Abb., 35 Tab., Stuttgart (Enke).
- , 1980: Naturkatastrophen. – X + 364 S., 190 Einzeldarst., 40 Tab., Stuttgart (Enke).
- SCHOBER, W., 1974: Damm auf 310 m Höhe geschüttet. – *VDI-Nachrichten (Bodenmechanik/Medizin)*, 19, 10. Mai 1974, S. 6, 5 Abb., 1 Tab., Düsseldorf.
- SENFTEL, E. & EXNER, CH., 1973: Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1973 (2), 209–234, 3 Abb., Wien.
- SHERARD, J. L., CLUFF, L. S. & ALLEN, C. R., 1974: Potentially active faults

- in dam foundations. – *Geotechnique*, 24 (3), 367–428, 47 figs., London.
- STEIN, D. & MAIDL, B., 1980: Erdbebengefahr verhindert den Weiterbau der längsten doppelt gekrümmten Bogenstaumauer der Welt am Auburn-Folsom-South-Projekt in Kalifornien. – *Rock Mech.*, Suppl. 10, 63–75, 8 Abb., Wien.
- STEINMANN, D. B., 1951: Der Entwurf einer Brücke von Italien nach Sizilien mit der größten Spannweite der Welt. – *Stahlbau*, 20 (3), 29–32, 3 Bilder, Berlin.
- STINI, J., 1926: Bewegungen der Erdkruste und Wasserbau. – *Die Wasserwirtschaft*, 7/8/11 u. 15, 179–183, 202–206, 286–289, 479–483, zahlr. Abb., Wien.
- , 1939: Die Gründung von Stauwerken und die Wahl der Baustelle. – *Geol. u. Bauwesen*, 11, 50–93, 21 Abb., Wien.
- , 1950: Tunnelbaugeologie. – VI + 366 S., 192 Textabb., Wien (Springer).
- , 1953: Verwerfungen und Talsperrenbau. – *Geol. u. Bauwesen*, 20(3), 152–166, 3 Abb., Wien.
- TECHNOPROMEXPORT MOSCOU [Hrsg.], 1977: Usine hydro électrique de Nourek. – 34 S., zahlr. Abb. u. Tab., Moskau.
- TOKSÖZ, N. M., 1983: Die Subduktion der Lithosphäre. – *Spektrum d. Wiss.*, 106–116, 10 Bilder [in:] *SPEKTRUM DER WISSENSCHAFT* (Hrsg.): Ozeane und Kontinente. – 248 S., zahlr. Bilder, Heidelberg (Spektrum d. Wissenschaft).
- TOSCANO, A. M., 1980: Postulate für die Kreuzung der Meerenge von Messina. – *Stahlbau*, 49 (2), 33–41, 16 Bilder, Berlin.
- TRIMMEL, J., 1981: Erdbeben in Niederösterreich. – *Wiss. Schriftenreihe Niederösterreich*, 51, 31 S., 4 Abb., 10 Tab., St. Pölten–Wien (NÖ-Verlag).
- WALKER, B., 1982: Der Planet Erde – Erdbeben. – 176 S., zahlr. Fotos u. Abb., Amsterdam (Time Life).
- WEGENER, A., 1929: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. – 4. Aufl., *Die Wissenschaft*, 66, X + 231 S., Braunschweig (Vieweg).
- WOHNLICH, M., 1984: Geotechnische Untersuchungen als Planungsgrundlage für große Talsperren. – *Baumaschine–Baugerät–Baustelle*, 1/84, 14–17, 10 Abb., Wien.

Zur Geologie des Bosruck-Autobahntunnels
(Pyhrnautobahn, Österreich)

von
W. NOWY & R. LEIN

mit
5 Abb., 8 Taf., 1 Beil.



Gedruckt mit Unterstützung der PYHRAUTOBAHN AG.

Anschriften der Verfasser:

Dr. Walter Nowy,
Max-Kahrer-Gasse 25, A-3400 Klosterneuburg

Dr. Richard Lein, Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien

Inhalt

Zusammenfassung	46
1. Vorwort	47
1.1. Zur Organisation der Arbeit	47
1.2. Einleitende Bemerkungen über den Bosruck-Autobahntunnel	47
2. Geologische Übersicht (LEIN)	49
2.1. Tektonische und paläogeographische Position der Bosruck-Scholle	49
2.2. Schichtfolge	56
2.2.1. Haselgebirge und Bellerophondolomit (O. Perm)	56
2.2.2. Werfener Schichten (Skyth)	57
2.2.3. Mitteltriadische Bankkalk-Entwicklung	57
2.2.4. Wetterstein- und Tisovec-Kalk (O. Ladin – O. Karn)	62
2.2.5. „Wurzener Kalk“, Plassenkalk und Schrambachschichten (O. Jura – U. Kreide)	63
2.2.6. Gosauformation (Oberkreide)	64
3. Baugeologische Beschreibung der aufgefahrenen Gesteinsserien und ihrer Eigenschaften (NOWY)	65
3.1. Gesteine der Gosauformation	65
3.2. Haselgebirge	65
3.3. Mittel- und obertriadische Kalk-/Dolomitfolge	68
3.3.1. Serie der Wettersteinkalk-/Tisovec-Kalk-Entwicklung und pelagische Bankkalke der Hallstätter Trias	68
3.3.2. Gutensteiner Kalk- und -Dolomitserie	69
3.3.3. Reichenhaller Serie	70
3.4. Werfener Schichten im Nordabschnitt	70
3.5. Mergel und Kalke des Neokom (Schrambachschichten)	71
3.6. Dolomit-Anhydritserie (? Bellerophondolomit)	71
3.7. Dolomit-Rauhackenserie der Gutensteiner Schichten im Südabschnitt	71
3.8. Werfener Schichten im Südabschnitt	73
4. Tonmineralogische Untersuchungen (NOWY)	75
5. Felsmechanische Kennwerte (NOWY)	76
5.1. Haselgebirge	77
5.2. Werfener Serie	78
6. Bergwässerhältnisse (NOWY)	79
7. Baugeologische Schlußbetrachtungen nach Ausbruch des Lüftungs- und Entwässerungsstollens (NOWY).	81
8. Literatur	83
8.1. Regionalgeologische Literatur	83
8.2. Geotechnische Literatur	85

Zusammenfassung

Dem Vollausbuch der Autobahnrohre des Bosrucktunnels eilte trotz der Nähe des im Jahre 1906 fertiggestellten Eisenbahntunnels ein Erkundungsstollen voraus. Ausschlaggebend für die damalige Entscheidung war, daß in der geologischen Prognose eine große Unsicherheit bezüglich der quantitativen Angabe der Gebirgswasser- und Gaszutritte sowie bezüglich der Abschätzung des Zerlegungsgrades der einzelnen Gesteinsserien bestand. Zusätzlich erwartete man sich vom Erkundungsstollen wesentliche Informationen über die Konsistenz und das geotechnische Ausbruchverhalten

des alpinen Haselgebirges, da entsprechende Quervergleiche mit Ausbruchsquerschnitten von Autobahntunneln fehlten.

Diese geologischen Informationen, die für die wirtschaftliche Anwendung der Neuen Österreichischen Tunnelbaumethode von großer Bedeutung sind, ermöglichten von geologischer Seite die Beantwortung eines Großteiles jener Fragen, welche den Ausbruch der Haupttunnelröhre betrafen.

Die untertägigen Aufschließungen des Bosruck-Autobahntunnels haben nicht nur eine detaillierte Einsicht über den Sedimentcharakter und den Schichtaufbau des Bosruck vermittelt, sondern zugleich die zuletzt vertretenen Vorstellungen über die großtektonische Zugehörigkeit dieses Berges bestätigt. Demnach stellt der Bosruck eine hochalpine Deckscholle dar, die sich aus zwei Stockwerken zusammensetzt.

Das höhere Stockwerk der Bosruck-Deckscholle erweist sich auf Grund seiner mittel- bis obertriadischen Seichtwasserkarbonate, in welche im Süden ein geringmächtiger Zug tieladischer Hallstätter Kalke eingeschaltet ist, als tektonisches Äquivalent des Dachsteinsüdrandes (Dachsteindecke).

Die Karbonatgesteine des oberen Stockwerkes werden diskordant von Haselgebirge und Werfener Schichten unterlagert; diese beiden Schichtglieder sind vermutlich Teil eines eingewickelten Hallstätter Deckenelementes.

1. Vorwort

1.1. Zur Organisation der Arbeit

Die vorliegende Arbeit ist aus zwei getrennten Untersuchungen hervorgegangen. Für den einen der beiden Autoren (LEIN) standen vor allem die regionalgeologisch bedeutsamen Fragen nach der stratigraphischen Gliederung und der tektonischen Zugehörigkeit der Bosruck-Deckscholle im Vordergrund. Die Behandlung dieser Problematik war Teil einer umfassenderen Untersuchung der Hallstätter Zone und ihres Rahmens.

Der Beitrag des zweiten Autors (NOWY) ist aus der praktischen Fragestellung der baugelogischen Planung, Betreuung und Dokumentation des Erkundungsstollens für den Bosruck-Autobahntunnel hervorgegangen.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist eine möglichst vielseitige Dokumentation der bloß kurz zugänglich gewesenen künstlichen Aufschlüsse des Sondierstollens. Die vorliegende Form einer gemeinsamen Publikation wurde deshalb gewählt, um das vorhandene Datenmaterial in seiner Gesamtheit einem möglichst großen, sowohl bautechnisch als auch geowissenschaftlich interessierten Personenkreis zugänglich zu machen.

1.2. Einleitende Bemerkungen über den Bosruck-Autobahntunnel

Auf jenem Abschnitt der Pyhrnautobahn, wo zwischen Windischgarsten (O.-Ö.) und Ardning bei Liezen (Stmk.) eine Untertunnelung des Alpennordkammes vorgesehen war, wurde 1978 mit dem vorausseilenden Bau eines zwischen den beiden projektierten Haupttunnelröhren verlaufenden Sondierstollens begonnen. Dieser Stollen sollte in weiterer Folge die Aufgaben der Lüftung und Entwässerung der Haupttunnelröhren übernehmen.

Die ersten Viertelabschnitte des Erkundungsstollens, die später für die Belüftung dienen sollten, wurden von beiden Seiten mit einem großen Ausbruchsquerschnitt

(ca. 30 m²) vorgetrieben. Das restliche Verbindungsstück wurde in einem Minimalprofil (ca. 10 m²) aufgeföhren.

Dem eigentlichen Vollausbuch wurde der Ausbruch der Umkehrplätze (Ausbruchsquerschnitt ca. 130 m²) und der vorgesehenen Lüftungsquerschläge vorgezogen. Die bei diesen Arbeiten erworbenen Erfahrungen sollten für eine bessere Abschätzung der für die Haupttunnelröhre benötigten Stützmaßnahmen genutzt werden.

Die mit Hilfe dieses Erkundungsprogrammes ermittelten geologischen und geotechnischen Daten bildeten die Grundlage für die Erstellung der für den Bau der Oströhre¹ des Haupttunnels nötigen Ausschreibungsunterlagen.

Inzwischen ist der Ausbruch des 5432 m langen Erkundungsstollens und der 5500 m langen östlichen Haupttunnelröhre abgeschlossen. In der vorliegenden Arbeit sind die wichtigsten baugologischen, tektonischen und stratigraphischen Erkenntnisse, welche der Untertagebau dieses Streckenabschnittes der Pyhrnautobahn erbracht hat, festgehalten.

Die Linienführung der Autobahntrasse war im wesentlichen von dem bereits 1901–1906 erbauten Eisenbahntunnel vorbestimmt. Das Wissen um die damals aufgetretenen enormen geologischen Schwierigkeiten² erzwang förmlich für den Autobahntunnel eine Trassenlinie, die nahe zum Eisenbahntunnel liegt. Ein solcher Trassenverlauf ließ nicht nur eine weitgehende Vorentwässerung und -entgasung des Gebirges durch den benachbarten Eisenbahntunnel erwarten, sondern er minderte zugleich die Möglichkeit, nicht prognostizierte Gesteinsserien aufzuföhren.

Diese Gesichtspunkte, sowie Gedanken des Umweltschutzes (welche zu einer abermaligen Änderung der Trasse im Südabschnitt führten), gaben schließlich einer Variante den Vorzug, bei welcher die Trasse zunächst (beginnend im Süden, westlich der Ortschaft Ardnng) auf den ersten 2000 Metern in nördlicher Richtung verläuft und anschließend der Richtung des bestehenden Eisenbahntunnels folgt (s. Abb. 2). Der Abstand zwischen der Haupttunnelröhre und dem Lüftungstunnel bzw. dem Entwässerungsstollen beträgt bei paralleler Linienführung im Mittel 40 Meter.

Unabhängig von den technischen Studien wurde 1977 – noch bevor das generelle Projekt vorlag – mit den geologischen Voruntersuchungen begonnen (W. NOWY, Büro für Baugeologie Dr. Wolfgang DEMMER). Dabei mußten die von BRANDECKER und HOMANN in den Jahren 1969–1973 erstellten geologischen Unterlagen überarbeitet und ergänzt³ werden.

Die für die Erstellung der Ausschreibungsunterlagen des Erkundungsstollens notwendigen geologischen Untersuchungen setzten sich zusammen aus einer Analyse sämtlicher greifbarer Aufzeichnungen des nahegelegenen Eisenbahntunnels und aus einer geologischen Neukartierung im Projektgebiet unter spezieller Berücksichtigung der Gefügekunde. Trotz der vom Bau des Eisenbahntunnels herrührenden sorgfältigen geologischen Dokumentation (GEYER 1907, HANNACK 1907) fehlt in der dies-

¹ Die Oströhre wurde im Sommer 1980 angeschlagen und Anfang des Jahres 1982 durchgeschlagen.

² Mehrere katastrophale Wassereintrüche (mit bis zu 1100 l/sec. und nachfolgendem Verbruch), sowie eine Methangasexplosion, die 16 Tote und mehrere Monate Baustillstand zur Folge hatte.

³ BRANDECKER und HOMANN waren in ihren Gutachten gezwungen, eine wesentlich globalere Zielsetzung zu verfolgen; eine detailliertere Bearbeitung war dagegen erst nach Vorlage einer konkreten Projektvariante möglich.

bezüglichen Literatur eine nähere Charakterisierung des Gefügehaltens. Gerade dieser ist aber für die Anwendung der neuen Österreichischen Tunnelbaumethode von größter Bedeutung.

Trotz der Nähe zum Eisenbahntunnel lag in der geologischen Prognose eine große Unsicherheit bezüglich der quantitativen Angabe der Gebirgswasser- und Gaszutritte sowie bezüglich der Abschätzung des Zerlegungsgrades der einzelnen Gesteinsserien. Vor allem sah man sich vor große Schwierigkeiten gestellt, die Konsistenz und das felsmechanische Verhalten des alpinen Haselgebirges von vornherein richtig einzuschätzen, da entsprechende Quervergleiche mit Ausbruchquerschnitten von ca. 110 m² fehlten.

Die folgende geologische Beschreibung (s. Kapitel 3) stützt sich sowohl auf die Auswertung der eben erwähnten zusammengetragenen und verarbeiteten Unterlagen, als auch auf die im Maßstab von 1 : 200 aufgenommenen Stollenbänder des Erkundungsstollens sowie auf die Ergebnisse punktueller Baustellenbesuche bei dem Vollausbruch der Oströhre.

2. Geologische Übersicht

Markant und landschaftsprägend thront der Bosruck deckschollenartig auf einer hauptsächlich aus Werfener Schiefen und Quarziten aufgebauten Unterlage, die dem Tirolikum der Werfener Schuppenzone angehört (s. Abb. 1). Die Deckscholle selbst zerfällt in einen aus mittel- bis obertriadischen Karbonatgesteinen aufgebauten starren Hauptkörper, der von einer mehrfach verschuppten Sockelzone unterlagert wird, in welcher Haselgebirge und Werfener Schichten dominieren. Diese bezüglich ihrer tektonischen Stellung mit Sicherheit hochalpine Basalschuppenzone kann entweder als ein vom Hauptkörper der Deckscholle abgesplitteter Span interpretiert werden, oder als ein nachträglich eingewickelter selbständiger Deckenrest südjuvavischer Herkunft. Vermutlich posteozen erfolgte Bewegungen im lokalen Bereich haben diesen Deckenbau nachträglich übersteilt und zusätzlich verschuppt.

Die Tunneltrasse (s. Abb. 3) verläuft von Süden nach Norden zunächst lange Zeit im Bereich des Tirolikums (Admonter Schuppenzone), tritt dann in die mehrfach verschuppte Basis der Bosruck-Deckscholle ein, quert den karbonatischen Hauptkörper der Deckscholle und gelangt schließlich abermals in die Basalschuppe.

2.1. Tektonische und paläogeographische Position der Bosruck-Scholle

Obwohl der Bosruck bereits frühzeitig als hochalpines Element erkannt wurde (KOBEL 1912:Taf. 8/1, HAHN 1913:446–447), ist seine detailliertere tektonische Zuordnung – ob hoch- oder tiefjuvavisch (bzw. ob nord- oder südjuvavisch) – bis heute umstritten.

Entweder deutet man den Bosruck, wie dies etwa TOLLMANN (zuletzt 1976 b: Taf. 4) getan hat, als Auslierscholle der Mürzalpendecke und damit als primäre Westfortsetzung der Haller Mauern, oder man leitet ihn weiter aus dem Süden vom Nordrand des südjuvavischen Hallstätter Kanals ab (SPENGLER 1959, LEIN 1976, 1981).

Während die detaillierten Aufnahmen des Eisenbahntunnels und die damit in Verbindung stehenden Obertageaufnahmen (GEYER 1907:Taf. 1–3) noch einen relativ einfachen Aufbau in Form einer zwar gestörten, doch in sich zusammenhängenden, vom Permoskyth bis in die Obertrias reichenden Schichtfolge nahelegten, wurden größere tektonische Komplikationen erst durch den von AMPFERER (1926, 1933) er-

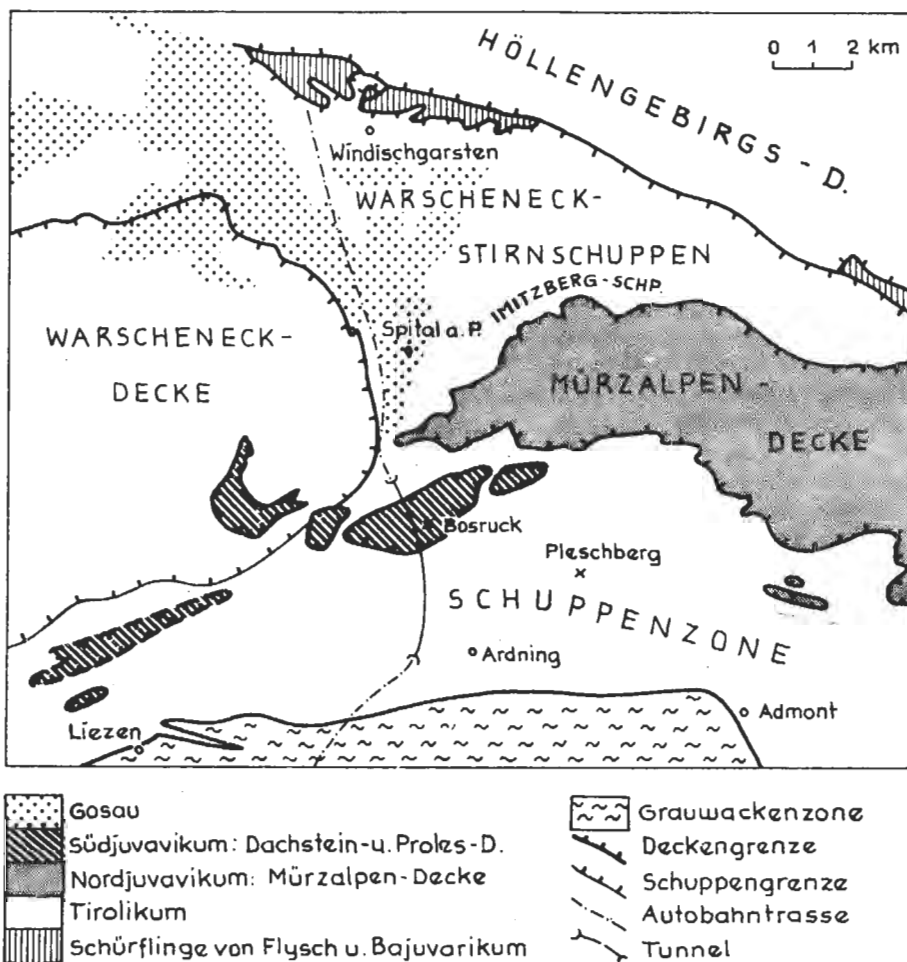


Abb. 1: Tektonische Skizze des Pyhrntales zwischen Ardning und Windischgarsten (Kartengrundlage: TOLLMANN 1976 b, verändert) mit dem Trassenverlauf der Pyhrn-Autobahn und der Lage des Bosruck-Tunnels.

brachten Nachweis von in der Basalzzone des Bosruckmassives steckenden Juraspänen belegt. Aus der Dokumentation des neuen Autobahntunnels (DEMNER & NOWY 1980 a, 1980 b) ergibt sich nun klar, daß der Bosruck, wie bereits erwähnt, in zwei tektonische Stockwerke zerfällt, nämlich in eine stark verschuppte Sockelzone, in welcher diese oberjurassischen bis unterkretazischen Schollen als randliche Zwischenschaltungen auftreten, und in einen diskordant darüber lagernden starren Hauptkörper, der tief in seine weiche Unterlage eingesunken ist.

Der karbonatische Hauptkörper der Deckscholle gleicht nicht nur in seinem Serienbestand (Gutensteiner Schichten, unterer Wettersteinkalk, ladinischer Hallstätter Kalk, Wetterstein-/Tisovec-Kalk), sondern auch hinsichtlich Mächtigkeit und fazieller Ausbildung der Schichtglieder in allen Einzelheiten Abfolgen vom Südrand

der Dachsteindecke (siehe Abschnitt 2.2.). Vor allem werden von uns die am Südfall des Bosruck auftretenden und nach Norden auskeilenden Hallstätter Kalk-Linsen als zwingendes Argument angesehen, den Hauptkörper der Deckscholle als östliche Auslierscholle der Dachsteindecke zu deuten und ihn paläogeographisch von einem nördlichen Randbereich des Hallstätter Troges abzuleiten. Wie auch TOLLMANN (1976 b:363) vermerkt hat, zeigt dagegen der Schichtbestand der Haller Mauern keine nennenswerten Analogien zur Schichtfolge der Bosruck-Deckscholle; für eine Herleitung der Deckscholle aus dem Bereich der Mürzaldecke liegen somit keine Anhaltspunkte vor.

Einige Schwierigkeiten bereitet zunächst die tektonische Deutung der *Basal-schuppe* in bezug auf die Frage, ob es sich dabei um einen vom Hauptkörper der Deckscholle abgesplitterten Span, oder um einen eingewickelten fremden Deckenrest handelt. Zwar stellten die ausgedehnten Haselgebirgsvorkommen am Fuße des Bosruck für SPENGLER (1959:227) ein gewichtiges Argument für eine Zuordnung der Schichtfolge dieses Bergstockes zur Salzbergfazies dar, doch ist zu bedenken, daß man auch an der Basis der Mürzaldecke Haselgebirge antrifft, welches zum Teil mit bedeutenden Gipskörpern (z. B. im Umkreis von Admont) verknüpft ist.

Für die Herleitung der zum größten Teil aus Haselgebirge aufgebauten und randlich mit Oberjurakalken vermengten Basalscholle des Bosruck bieten sich drei Möglichkeiten an. Demnach könnte man das Haselgebirge dieser basalen Einheit

- o von der Basis der Mürzaldecke beziehen,
- o es als das primär stratigraphisch Liegende¹ der Hangendeckscholle deuten,
- o oder es als ein von einem nordjuvavischen Deckenkörper (= Dachsteindecke) sekundär eingewickelt es südjuvavisches Element (= Hallstätter Decke) betrachten.

In die Diskussion um die tektonische Herleitung ist ferner auch die Frage nach der Art des Lagerungskontakes zwischen dem Haselgebirge und den Oberjurakarbonaten miteinzubeziehen.

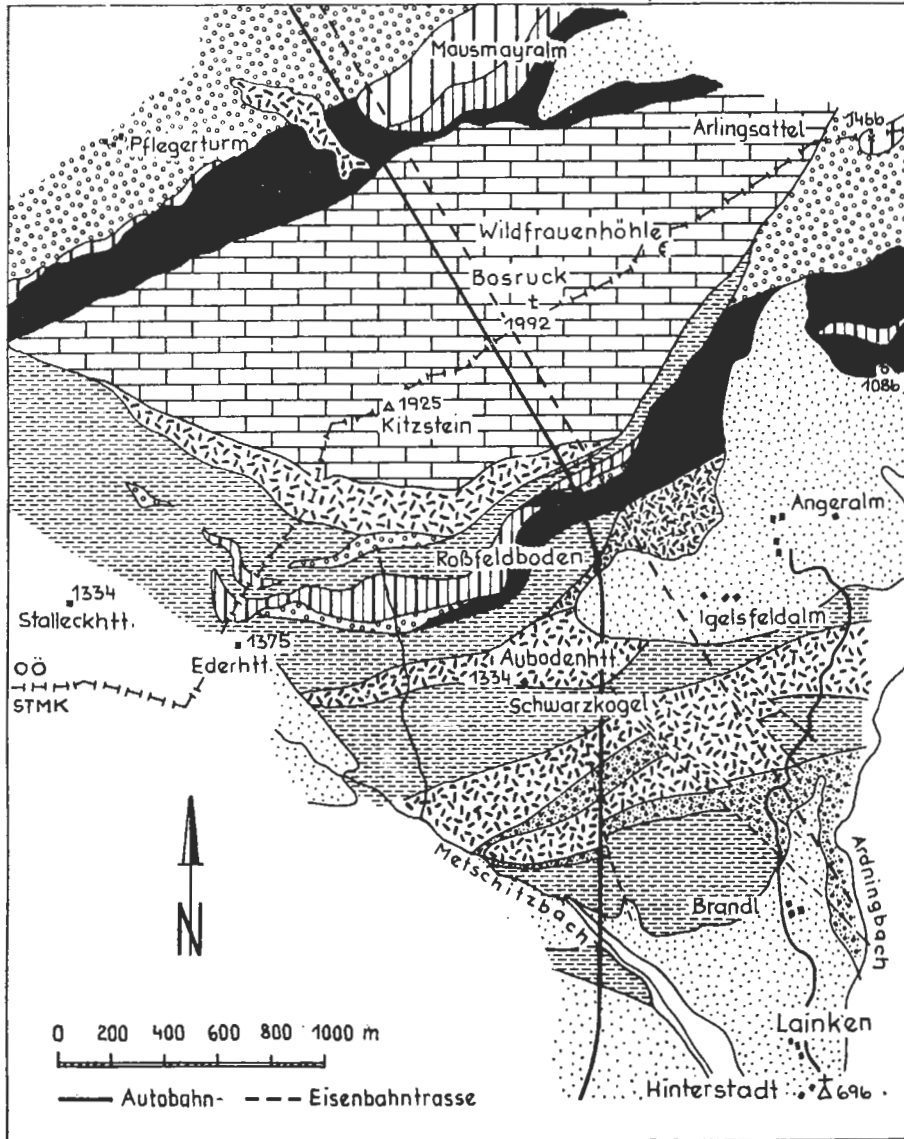
Im weiteren Umkreis vom Bosruck liegen an drei Stellen größere, hauptsächlich aus Haselgebirge und Werfener Schichten aufgebaute Körper vor, die zu den umgebenden Gesteinen diskordante Lagerungskontakte aufweisen und weiters mit Oberjurakarbonaten verknüpft sind. Diese hinsichtlich ihrer tektonischen Stellung teilweise umstrittenen Vorkommen dürfen als tektonische Analoga der Bosruck-Basisdeckscholle betrachtet werden.

Es handelt sich dabei um das breite Permoskythareal südöstlich von Windischgarsten sowie – mehr oder weniger in streichender Fortsetzung zum Bosruck gelegen – um die Wurzener Deckscholle und um den (vermutlich unter der weiten Gosauabdeckung zusammenhängenden) Haselgebirgszug zwischen Liezen und dem Pyhrnpaß.

Während die Wurzener Deckscholle seit HAHN (1913:451) hinsichtlich ihrer Deutung als Hallstätter Deckenrest unumstritten ist, hat das bei Windischgarsten gelegene Vorkommen unterschiedliche Zuordnungen erfahren.

Sowohl KOBER (1912:Taf. 8/1) als auch SPENGLER (1959:229–231) haben diesen ausgedehnten, sich mit Unterbrechungen bis zur Bergstein-Deckscholle bei Lainbach hinziehenden Streifen permoskythischer Gesteine zur Hallstätter Decke gerech-

¹ In diesem Fall wäre die heute bestehende Lagerungsdiskordanz zwischen den beiden lithologisch unterschiedlich aufgebauten (und dadurch unterschiedlich reagierenden) Stockwerken sekundärer Natur und somit das Ergebnis einer erst nach der Platznahme der Deckscholle erfolgten späteren Deformation.




Moränen


Gasau (O.Kreide)


Plassenkalk (O.Malm)


Bunte Malmkalke



Kalke u. Dolomite d. höheren Mitteltrias und Obertrias (Hallstätter Kalk u. Wetterstein-Tisovec-Kalk)



Kalke u. Dolomite d. tieferen Mitteltrias (Reichenhaller Rauhwacke, Gutensteiner Sch., U. Wettersteink.)



Werfener Schiefer (Permoskyth)



Werfener Quarzit (Permoskyth)



Haselgebirge (O. Perm)



Bellerophonadolomit (O. Perm)

 Deckengrenze

Abb. 2: Abgedeckte und stark vereinfachte geologische Kartenskizze des Bosruck und seiner Umgebung (nach W. NOWY).

net. Von PLÖCHINGER & PREY (1968:194) wurden dagegen diese Vorkommen als „ursprünglich normale Liegendschichtglieder der Haller Mauern“ gedeutet; TOLLMANN (1976 b:Taf. 4) hat sie schließlich als tirolische Elemente („Warscheneck-Stirnschuppe“) aufgefaßt¹.

Über die Zugehörigkeit der Gips- und Haselgebirgsvorkommen bei Liezen (Mosergraben etc.) besteht dagegen kein Zweifel, da die dortigen Gesteine zusammen mit Hallstätter Buntkalken auftreten (LEIN & POBER, in Vorbereitung).

Von den eben genannten Beispielen darf abgeleitet werden, daß auch die Bosruck-Basisschuppe mit hoher Wahrscheinlichkeit ein südjuvavisches Element darstellt, welches vermutlich durch Gleittransport in seine heutige Position gebracht wurde.

Der auf Haselgebirge und Werfener Schichten reduzierte Schichtumfang der Liegendscholle – eine bei Hallstätter Deckschollen öfters auftretende Erscheinung – darf als das Ergebnis einer unmittelbar vor dem Einsetzen des Gleitvorganges stattgefunden habenden divertikulativen Zerlegung einer ursprünglich kompletten Schichtfolge angesehen werden. Die Einwicklung der Liegenddeckscholle durch das Hangenelement dürfte unmittelbar nach deren Platznahme erfolgt sein.

Insgesamt betrachtet, zeigt der Bosruck in seinem Aufbau auffallende Analogien zu der ebenfalls aus zwei Stockwerken aufgebauten hochalpinen Student-Deckscholle in den Müritaler Alpen. Diese setzt sich aus einer aus Haselgebirge und Werfener Schiefer bestehenden und mit Hallstätter Buntkalken und Juragesteinen (Lias-Dogger) vermengten Sockelzone (= Brunntal-Deckscholle) und aus einem diskordant darüber folgenden, im wesentlichen aus Wettersteinkalk aufgebautem starren Hauptkörper zusammen, welcher den Plateaubereich des Berges einnimmt (= Student-Plateau-Deckscholle). Auch bei diesem Beispiel stellt die Sockelzone des genannten Berges eine von Nordjuvavikum eingewickelte südjuvavisches (= Hallstätter) Deckscholle dar.

Das Auftreten von Oberjuragesteinen innerhalb der Bosruck-Basisdeckscholle scheint im Widerspruch zu unserer obigen Deutung zu stehen, daß der basale südjuvavisches Deckenkörper bereits im tiefen Malm in seine heutige Position gebracht und

¹ Wir selbst können uns zwar keinesfalls der zuletzt genannten Version anschließen, sind aber auf unserer Abb. 1 vorbehaltlich der Interpretation von PLÖCHINGER & PREY bzw. TOLLMANN gefolgt, da ein eindeutiger Gegenbeweis zu diesen Vorstellungen zur Zeit noch aussteht.

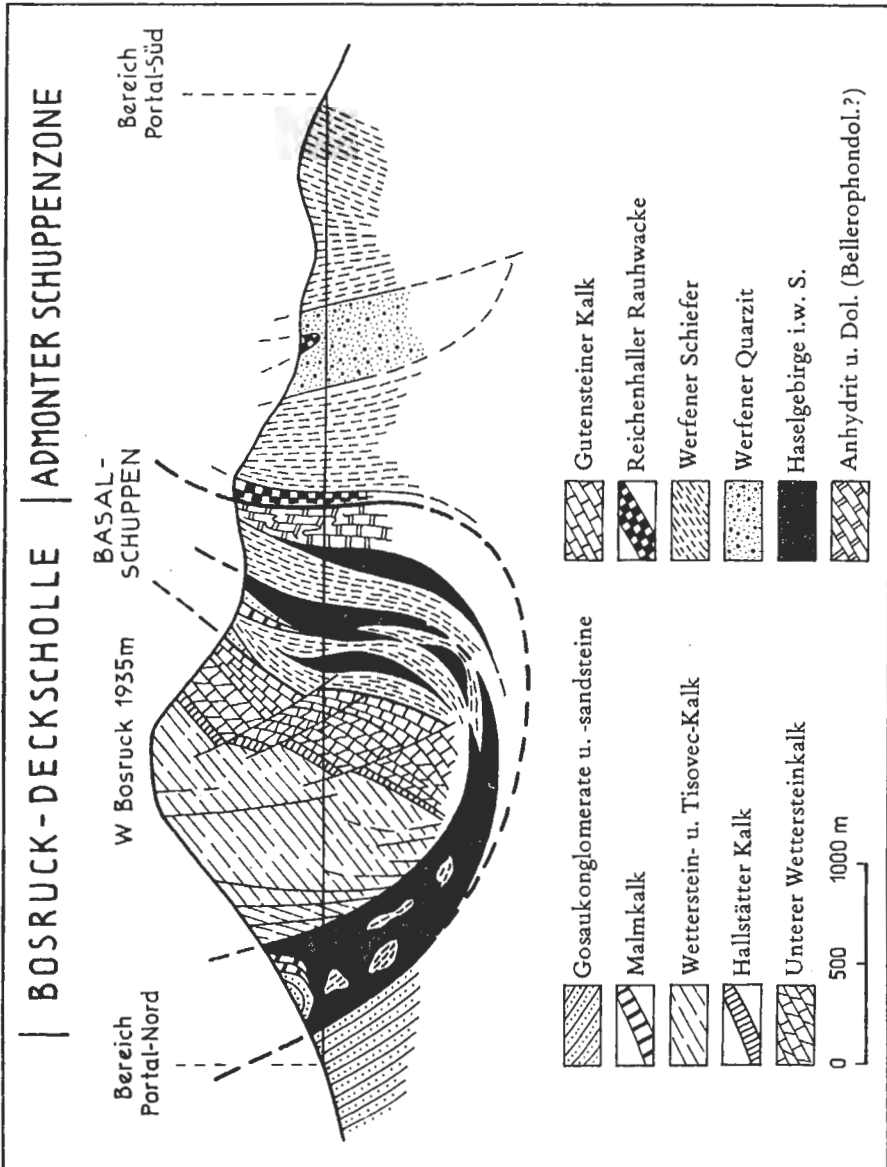


Abb. 3: Schematisierter Schnitt durch den Bosruck nahe der Tunneltrasse. Der Bosruck ruht deckschollenartig auf dem Tirolikum der Admonter Schuppenzone. Die Deckscholle selbst setzt sich aus einer mehrfach verschuppten Basis, die reich an Haselgebirge ist, und einem darin diskordant eingesunkenen karbonatischen Hauptkörper (höhere Mitteltrias bis Obertrias) zusammen. Die am Südabfall des Bosruck auftretenden und nach Norden auskeilenden Hallstätter Kalk-Linsen stellen ein gewichtiges Argument für die Ableitung der Deckscholle aus dem Randbereich der Hallstätter Zone dar.

unmittelbar darauf von der Hangendeckscholle eingewickelt worden wäre. Die Detailkartierung (s. Abb. 2) hat allerdings gezeigt, daß die Oberjurakarbonate ausschließlich auf den Rand der Basisdeckscholle beschränkt sind, im Inneren derselben dagegen nicht auftreten. Im Autobahntunnel selbst wurden jedenfalls keine oberjurassischen Gesteine angetroffen (s. Abb. 3).

Auf Grund dieses Sachverhaltes vermuten wir, daß die Oberjurakalke bald nach der Platznahme der Bosruckdeckschollen über beiden Deckenkörpern abgelagert wurden, jedoch auf Grund des vorgefundenen Reliefunterschiedes auf den Bereich der Basisdeckscholle konzentriert waren. Eine weitere Einengung des Alpenkörpers im Alttertiär scheint eine beträchtliche Verkürzung des tirolischen Untergrundes sowie der Basisdeckscholle mit sich gebracht zu haben, während die aus starren Karbonatgesteinen aufgebaute Hangendeckscholle im wesentlichen in ihrer ursprünglichen Dimension erhalten blieb. Dieses gesteinsbedingte unterschiedliche Deformationsverhalten der beiden Stockwerke führte sowohl im Nord- als auch im Südabschnitt zu einer Unterschiebung der Hangendeckscholle durch die Sockelränder samt ihrer auflagernden Oberjurahülle.

1962 haben KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN jene im Bereich des Gesäusehalbfensters sowie am Fuße der Haller Mauern auftretenden Oberjuraspäne, auf die erstmals AMPFERER hingewiesen hat, als aus dem Dach der Admonter Schuppenzone entnommene tektonische Schürflinge gedeutet und diese als wesentliches Argument für die Fernüberschiebungsnatur der sich darüber aufbauenden Mürzalpendecke ins Treffen geführt (TOLLMANN 1976 b: 267, 366). Die tektonische Gleichsetzung aller dieser zwischen dem Bosruck und dem Gesäusehalbfenster auftretenden Juraspäne dürfte für TOLLMANN (1976 b: Taf. 4) letztlich ausschlaggebend gewesen sein, auch das Karleck und den Bosruck trotz ihrer etwas anders gearteten faziellen Entwicklung der Mürzalpendecke zuzuordnen.

In der Zwischenzeit haben sich allerdings die „Jurashürflinge“ aus dem Randbereich des Gesäusehalbfensters (S Schildmauer) als karnisch erwiesen (DULLO 1979). Außerdem werden die früher dem tirolischen Inhalt des Gesäusehalbfensters zugeordnet gewesenen Dachsteinkalke des Himbeersteines und der Haindelmauer von uns heute als eingewickelte Teile der Mürzalpendecke betrachtet (LEIN & DULLO, in Vorbereitung). Damit aber ist das „Gesäusehalbfenster“ als ganzes sowie die Konzeption des jurassischen Schürflingsteppichs an der Basis der Mürzalpendecke gefallen. Die Deckennatur der Mürzalpendecke wird von diesen Änderungen allerdings nicht berührt.

Die beiden hochalpinen Deckschollen des Bosruckmassivs ruhen auf einer tektonisch stark ausgedünnten Unterlage, welche in ihrem stratigraphischen Umfang im wesentlichen auf permoskythische bis tiefmitteltriadische Schichtglieder beschränkt ist. Nach TOLLMANN (1976 b: Taf. 4, Taf. 7/Prof. 9), der bei seiner Interpretation den Kartierungsergebnissen von GEYER (1918) und AMPFERER (1933) folgte, besteht dieser dem Tirolikum zugehörige Sockel aus zwei Schuppen (Pleschberg- und Gstattmaier-Schuppe). Eine jüngst abgeschlossene Spezialkartierung der Admonter Schuppenzone im Raum von Ardning (HESS 1981) hat einen noch komplizierteren Aufbau enthüllt.

Nach dieser Kartierung, der eine detaillierte lithologische Unterteilung der Werfener Schichten zugrundeliegt, gliedert sich das Tirolikum in dem bearbeiteten Abschnitt in insgesamt vier Hauptschuppenkörper (Pleschberg-, Gstattmaier-, Bacher- und Schwarzkogel-Schuppe), die ihrerseits wiederum in kleinere Teilschuppen zerfallen. Die laterale Ausdehnung dieser Schuppen ist allerdings gering, denn bereits unmittelbar westlich des Pleschberges keilen die basalen Hauptschuppenkörper aus und werden dort, am Fuße des Bosruckmassivs, von der Schwarzkogel-Schuppe ersetzt.

Von HESS (1981:Beil. 2, Beil. 3/Prof. 1–3) wurde allerdings auch noch jener, nördlich des Schwarzkogels gelegene Streifen, der sich vom Roßfeldboden über die Angeralm bis zum Warteck erstreckt, zur Schwarzkogel-Schuppe gezählt. Diese Zuordnung trifft nicht zu, denn dieser Teil gehört bereits zur Bosruck-Basisdeckscholle.

Die gewaltig dimensionierte tektonische Materialanschoppung der Admonter Schuppenzone soll – in Analogie zur Werfener Schuppenzone – das Ergebnis eines nordvergenten Tauchfaltenbaues darstellen (HESS 1981:148). Wenn dies zutrifft und nicht ein junger südvergenter Schuppenbau vorliegt, dann müßte die Anlage der Admonter Schuppenzone bereits vor dem Eintreffen der hochalpinen Deckschollen – also v o r m a l m i s c h – fertig vorgelegen haben. Daß dies tatsächlich der Fall gewesen sein dürfte, belegen zahlreiche analoge Beobachtungen aus anderen Teilen der Hallstätter Zone.

Als ungelöstes Problem verbleibt die Frage nach dem weiteren Schicksal der sicher nicht geringmächtigen karbonatischen Hangendschichtglieder der heute weitgehend auf ihre permoskythische Basis reduzierten Schuppen der Admonter Schuppenzone.

2.2. Schichtfolge

2.2.1. Haselgebirge und Bellerophondolomit (O. Perm)

H a s e l g e b i r g e wurde in größerer Mächtigkeit vor allem im Nordabschnitt der Bosruck-Basisdeckscholle angetroffen (Station N 152 – 1068 m; s. Abschnitt 3.2.). In diesem Bereich lag es auf weite Erstreckung in seiner typischen „pseudokonglomeratischen“ Ausbildung vor (s. Taf. 1/Fig. 1).

Im Hangenden des Haselgebirges wurde an einer Stelle (Station N 330 – 347 m) eine mit ihrer Unterlage eindeutig sedimentär verknüpfte B r e k z i e aufgeschlossen. Diese Brekzie, die stellenweise eine deutliche Gradierung aufweist (s. Taf. 1/ Fig. 2), ist aus Dolomitkomponenten (Bellerophondolomit ?) zusammengesetzt; diese sind von einer tonigen Matrix umgeben.

Im Südteil der Basisdeckscholle trat dagegen neben einigen stark ausgedünnten Haselgebirgszügen ein massiger, schlierenartig von Gips- und Anhydritlagen durchzogener dunkler Dolomitkomplex auf, der vermutlich dem B e l l e r o p h o n d o l o m i t zuzuordnen ist.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß in der Bosruck-Basisdeckscholle eine für die Hallstätter Zone typische Zechsteinentwicklung vorliegt. Besonders sei in diesem Zusammenhang auf den Bellerophondolomit verwiesen, der nicht nur lithologisch, sondern auch hinsichtlich seiner tektonischen Position, ein echtes Analogon jener im Tagbau von Wienern mit Gipsen wechsellagernden oberpermischen Dolomite darstellt, auf die erstmals TOLLMANN (1960:69, 1964:Abb. 1) hingewiesen hat.

Von besonderer Bedeutung erscheint uns auch die Dolomitbrekzie im Hangenden des Haselgebirges, denn sie belegt eine größere Sedimentationsunterbrechung im Oberperm.

Daß im Oberperm eine mit einer größeren Sedimentationsumstellung verbundene Schichtlücke vorliegen müsse, ist wiederholt von verschiedener Seite vertreten worden – zuletzt von NIEDER-MAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982:41, Abb. 2) in Zusammenhang einer Neugliederung der permoskythischen Basisschichten des Drauzuges. Inwiefern in den klastischen Abfolgen der tirolischen Basis des Bosruckmassivs ähnliche Verhältnisse vorliegen, kann nicht schlüssig beantwortet werden. Zumindest könnte unseres Erachtens zwischen dem alpinen Verrucano in Form der grobklastischen „Saalberg-Schichtenfolge“ (HESS & ROSSNER 1984:Abb. 2) und der darüber folgenden feinklastischen Serie im Liegenden der „Pleschberg Quarzite“, welche vermutlich bereits dem Skyth angehört, eine Schichtlücke vorliegen. Ein deutlich sichtbarer Beleg für eine derartige, länger anhaltende Sedimentationsunterbrechung ist allerdings derzeit nicht bekannt (HESS, briefl. Mitt.).

2.2.2. Werfener Schichten (Skyth)

Die im Autobahntunnel angetroffenen Werfener Schichten gehören zum überwiegenden Teil dem höchsten Element der Admonter Schuppenzone, der Schwarzkogel-schuppe, an (vom Südportal bis zur Station S 2023 m). Werfener Schichten der Bos-ruck-Basisdeckscholle sind nur in zwei relativ kurzen Streckenabschnitten (S 2542–S 2706 m sowie auf einer kurzen Strecke im Nordbaulos) aufgeschlossen, besitzen aber obertags eine wesentlich größere Verbreitung (vor allem am Bosruck-Westabfall).

Bei den im Tunnel aufgefahrenen Werfener Schichten handelt es sich um überwie-gend grüngrau gefärbte, glimmerführende dünn-schichtige Siltsteine und Tonschiefer (detailliertere Beschreibung s. Kapitel 3.4. und 3.8.). Bereichsweise sind dieser fein-körnigen Serie gröbere Quarzitlagen zwischengeschaltet. Über dieser rein siliziklasti-schen Serie folgt ein dünnes, nur wenige Meter mächtiges Band grau gefärbter Kalke, die stellenweise reich an Wühlbauten sind (s. Taf. 2/ Fig. 1). Ein weiteres Charakteri-stikum der Werfener Kalke sind Oolithlagen.

Graue Kalkarenite sind siliziklastisch beeinflusste Karbonate, die darüber folgen, sind bereits den Reichenhaller Schichten zuzuordnen. Sie weisen die für jenes Niveau charakteristische Bivalvenfauna auf, die man u. a. entlang des Touristensteiges, der vom Pyhrnpaß zum Kitzstein emporführt, bei SH. 1380 m und 1550 m (Verdoppe-lung durch Schuppung!) antrifft.

Die vor allem im Bereich der Admonter Schuppenzone im Hangenden der Werfe-ner Schichten zu größerer Mächtigkeit anschwellenden *R a u h w a c k e l a g e n* sind ebenfalls dem Niveau der Reichenhaller Schichten zuzuordnen.

2.2.3. Mitteltriadische Bankkalk-Entwicklung

Gutensteiner Schichten

Die Gesamtmächtigkeit dieser nur im Nordbaulos aufgeschlossenen Serie, welche sich überwiegend aus tiefschwarzen bis dunkelgrauen, dünnplattigen Kalken zusam-mensetzt, beträgt ca. 200 m (Detailbeschreibung s. Kapitel 3.3.2.).

Gegen das Hangende zu werden die Kalke deutlich dickbankig und etwas heller. Makroskopisch, aber vor allem auch mikrofaziell, entsprechen diese dickbankigen Karbonate vollkommen den Annaberger Schichten. Im Anschliff zeigen die Kalke eine bereits makroskopisch deutlich erkennbare Hell-Dunkel-Bänderung im mm-Ber-eich (2–5 mm). Die hellen Lagen erweisen sich im Mikroskop als biogenfreie Mikri-te.

Diesem sterilen Autochthonsediment, welches einem etwas tieferen Stillwasser-bebereich zugeordnet werden kann, sind rhythmisch biogenreiche Lagen zwischenge-schaltet (Biomikrite und Biopeldismikrite bis Pelsparite). Gradierte Pelletlagen bele-gen die Fremdherkunft dieses Sedimentanteiles. Aus den biogenreichen Lagen konn-te die folgende (stratigraphisch allerdings wenig aussagekräftige) Foraminiferenfauna bestimmt werden (Probe A 131, Station N 1770 m; det. W. PILLER):

Ammodiscus sp.

Glomospira tenuifistula HO

Glomospirella sp.

Vermutlich hat dieses Schichtpaket eine beträchtliche Mächtigkeitsreduktion durch Drucklösung erfahren. Diese ging vor allem von den durch den rhythmischen Sedi-mentwechsel vorgegebenen Materialgrenzen aus.

Bänderkalk- und Brekzienserie

Über den Annaberger Schichten folgen zunächst 20–30 m mächtige blaugraue (bräunlich anwitternde) feingebänderte Kalke.

Bei dieser Serie handelt es sich um einen aus mm-starken gradierten Karbonatdetrituslagen zusammengesetzten Rhythmit (s. Taf. 5/Fig. 2). Der in seiner Zusammensetzung überaus uniforme Karbonatsand ist stark rekristallisiert und frei von Biogenen. Das den gradierten Karbonatsilt- bis -sandlagen zwischengeschaltete pelitische Autochthonsediment (zumeist nur ein sehr dünner Film!) führt Conodonten, welche eine Einstufung ins tiefe Ladin ermöglichen (Probe A 135, Station N 1635 m; det. L. KRYSZYN):

<i>Gladigondolella tethydis</i> (HUCKR.)	(s)
<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(h)
<i>Gondolella pseudolonga</i> KOVACS, KOZUR & MIETTO	(s)

Im Hangenden der Bänderkalke folgt ein auffallender *Brekzienhorizont*. Die Brekzie weist eine polymikte Zusammensetzung auf; ihre Komponenten (ausschließlich mitteltriadische Karbonatgesteine) sind eckig und erreichen Größen bis 50 cm (s. Taf. 3/Fig. 2). Der Matrixanteil (in Form grünlichgrauer Pelite) nimmt von unten nach oben zu, die Komponentengröße dagegen ab. Die im Hangendebereich zumeist sehr gut zugerundeten hellen Karbonatkomponenten sind ausnahmslos grobkörnig rekristallisiert.

Genetische Deutung der Bänderkalk- und Brekzienserie: Um die Wende Anis/Ladin erfolgte in den Nördlichen Kalkalpen eine tiefgreifende Umstellung der paläogeographischen Zonierung. Diese geodynamische Zäsur kündigt sich bereits in den Annaberger Schichten an, deren Karbonaturbidite als Hinweis einer beginnenden Absenkung des Meeresspiegels angesehen werden können.

Infolge einer fortschreitenden Spiegelabsenkung dürften ausgedehnte Bereiche der Seichtwasserplattformen trockengefallen und der Verkarstung ausgesetzt gewesen sein. Die sterilen Karbonatsande der Bänderkalkserie werden von uns als Abtragungsprodukte gedeutet, die von Emerisionszonen stammen dürften.

Vermutlich sind Bodenunruhen, die im Bereich der durch Karsteinwirkung übersteilten Kliffbereiche Bergstürze auslösten, für die Bildung der Grobbrekzie verantwortlich. Die Komponenten der Brekzienserie, wie auch die in einer mergeligen Matrix steckenden Cipitkalk-ähnlichen Blöcke im Hangenden derselben, zeigen durchgehend auffallende Kennzeichen subaerischer Exposition.

Unterer Wettersteinkalk

Über der Bänderkalk- und Brekzienserie folgen helle, dickbankige Seichtwasserkarbonate, die zunächst, als gesicherte stratigraphische Anhaltspunkte noch fehlten, fälschlicherweise von uns als „Steinalmkalk“ ausgeschieden wurden. Erst Einstufungen durch Conodonten im Hangenden und Liegenden dieser Serie legten für diese ein tiefladinisches Alter nahe.

Der Untere Wettersteinkalk wird ca. 100 m mächtig.

Hallstätter Kalk (Ladin)

Den wandbildenden Formationen des Unteren Wettersteinkalkes und des Wetterstein-/Tisovec-Kalkes, welcher den Bosruck-Gipfel aufbaut, ist im Bereich der Südabdachung dieses Bergmassives ein schmales, maximal 30 m mächtiges Band aus ladinischen Hallstätter Kalken zwischengeschaltet. Es handelt sich dabei um gut geschichtete, welligflächige, überwiegend graue (nur lokal – von Drucksuturen ausgehend – gelblich bis rötlich gefärbte) leicht kieselige Kalke mit Hornsteinen.

Am besten ist diese Abfolge entlang der Kammhöhe des Kitzsteines aufgeschlossen. Der markierte Weg schneidet sie dort ab SH. 1750 m aufwärts an. Im weiteren Verlauf verliert diese Serie gegen Osten an Höhe. Im Bereich der Bosrucksüdwände tritt sie schließlich als schmales rasenbestandenes Band morphologisch deutlich hervor. In diesem gut aufgeschlossenen, jedoch schwer begehbaren Terrain wurde ein Detailprofil aufgenommen (s. Abb. 4).

Gegen W und N keilt der Hallstätterkalk schließlich aus. Auf einer lateralen Distanz von etwa einem Kilometer reduziert sich seine Gesamtmächtigkeit von 25–30 m im Bereich der Bosrucksüdwände auf wenige Meter im Bereich der Tunneltrasse (Station N 1395 m).

An der Basis der Hallstätter Kalke ist im Bereich des Kitzsteines ein bis mehrere Dezimeter mächtiger Echinodermenschuttkalk-Horizont ausgebildet, der die beginnende Eintiefung des Ablagerungsraumes dokumentiert.

Den Abschluß der Hallstätter Entwicklung bildet ein auffallender, wenige Meter mächtiger Horizont mit mehreren, den Karbonatgesteinen zwischengeschalteten grünen Tonschieferlagen. Diese zumeist leicht kieseligen „grünen Lagen“ (Bankmächtigkeit max. 20 cm), welche von uns als *Tuffite* gedeutet werden, sind vermutlich genetisch und zeitlich äquivalent mit ähnlichen Vorkommen im Bereich des östlichen Kalkalpensüdrandes (Schneeberg, Schneevalm, Hochschwab, Gesäuse).

Gut aufgeschlossen war dieser Horizont im Autobahntunnel bei Station N 1390 m; obertags ist dagegen dieses Niveau nur in Form von Lesesteinen (Probe L 184) dokumentiert.

E i n s t u f u n g : Bereits von GEYER (1907:12) wurde diese Abfolge mit Einschaltungen mitteltriadischer Hallstätter Kalke am Fuße der Dachsteinsüdwand und auf der Südseite des Stoderzinken verglichen und als mit diesen lithologisch und zeitlich äquivalent erkannt.

Auf Grund einer kleinen, vom Südabfall des Kitzsteines stammenden Brachiopodenfauna (GEYER, l.c.:11) wurde damals für diese Serie ein anisches bis tiefaladinisches Alter vermutet. Die nun vorliegenden Conodontenfaunen legen ein unter- bis tiefoberladinisches Alter nahe.

Mit Hilfe von Conodontenfaunen (det. L. KRYSZYN) konnte am SE-Abfall des Kitzsteines für die zwischen SH. 1670 m und 1710 m auftretenden Hallstätter Kalke ein stratigraphischer Umfang von Fassin bis tiefes Langobard nachgewiesen werden.

Profil Kitzstein-Südostabfall (s. Abb. 4), Reihenfolge der angeführten Conodontenproben (det. L. KRYSZYN) vom Hangenden ins Liegende:

L 183: <i>Gladigondolella</i> sp.	(4 x)
<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(18 x)
Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	
L 177: <i>Gladigondolella</i> sp.	(12 x)
<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(53 x)
Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	
L 176: <i>Gladigondolella</i> sp.	(5 x)
<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(24 x)
Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	
L 175: <i>Gladigondolella</i> sp.	(ss)
<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(h)
Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	
L 181: <i>Gladigondolella</i> sp.	(5 x)

	<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(12 x)
	Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	
L 179:	<i>Gladigondolella</i> sp.	(3 x)
	<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(11 x)
	<i>Gondolella transit</i> a KOZUR & MOSTLER	(9 x)
	Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	
L 178:	<i>Gladigondolella</i> sp.	(1 x)
	<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(10 x)
	<i>Gondolella transit</i> a KOZUR & MOSTLER	(20 x)
	Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	

Einen ähnlichen stratigraphischen Umfang wiesen auch die im Autobahntunnel angetroffenen geringmächtigen Hallstätter Kalke auf.

Probe A 132, Station N 1395 m:

	<i>Gladigondolella tethydis</i> (HUCKR.)	(20 x)
	<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(12 x)
	<i>Neospathodus</i> sp.	
	Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	

Einem etwas höheren, eindeutig oberladinischen Niveau gehören dagegen die westlich des Kitzsteines am Weg bei SH. 1800 m anstehenden Hallstätter Kalke an. Diese führen u. a. (Probe A 787; det. B. GRUBER)

Daonella lomelli (WISSMANN)

und eine für das höhere Ladin charakteristische Conodontenfauna (Probe A 788; det. L. KRYSZYN):

	<i>Gladigondolella tethydis</i> (HUCKR.)	(h)
	<i>Gondolella</i> cf. <i>excelsa</i> (MOSHER)	(ss)
	<i>Gondolella inclinata</i> KOVACS	(s)
	Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	

Lithologie: Im Gegensatz zu den bunten mitteltriadischen Hallstätter Kalken am Südrand des Dachsteinmassivs sind die Hallstätter Kalke des Bosruck-Südabfalles makroskopisch eher untypisch entwickelt. Wohl handelt es sich bei ihnen um gut geschichtete feinkörnige Kalke, doch sind sie vornehmlich grau gefärbt (obertags z.B. auch gelblich bis bräunlich verfärbt). Mikrofaziell sind sie allerdings völlig ident mit den bekannten mitteltriadischen Hallstätter Kalken.

Es handelt sich dabei überwiegend um feinkörnige Grain- und Mudstones (Biopel-sparite, seltener Biomikrite) deren ursprüngliches Anlagerungsgefüge durch Bioturbation völlig überprägt worden ist. An Biogenen überwiegen kalzitisierte Radiolariengehäuse (ϕ 80–100 μ m) und dünne Lamellibranchiatenschalen.

Vereinzelt sind im Profil (s. Abb. 4: Probe L 180) hellgrüne Kieselkalke entwickelt, die sich u.d.M. als reine Spiculite erweisen.

In Plattformnähe, wo die Hallstätter Kalke ausdünnen (= Aufschlüsse im Tunnel), ändert sich merklich das Spektrum der Bioklasten (s. Taf. 7/Fig. 2). An Stelle der Radiolarien und Filamente dominiert in diesem Bereich ein röhrenförmiges Mikroproblematikum, welches entfernte Ähnlichkeiten mit Tubiphytes besitzt, jedoch andere Dimensionen aufweist.

Die vielfach im makroskopischen Bereich gegebene lithologische Variabilität ladinischer Kalke in Hallstätter Fazies hat die Entstehung unzähliger Lokalnamen begünstigt. Diesbezügliche Bei-

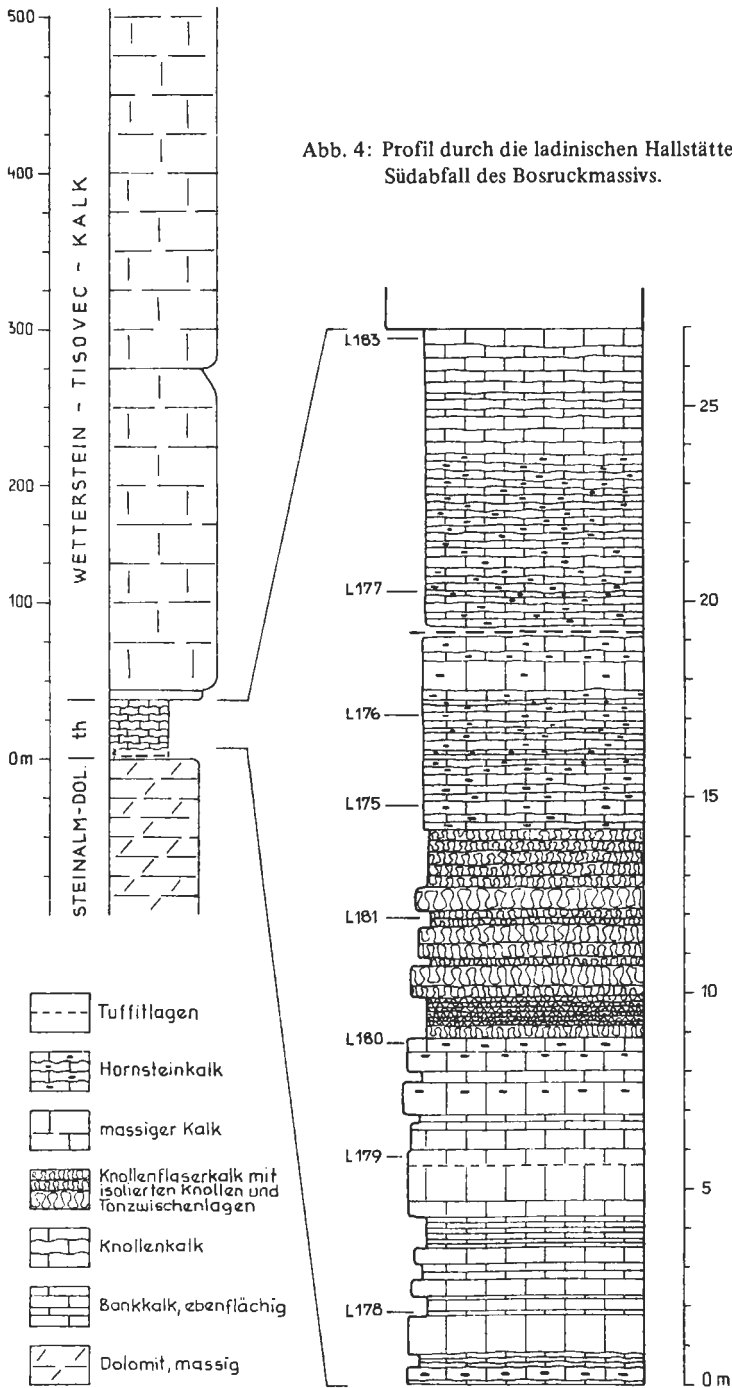


Abb. 4: Profil durch die ladinischen Hallstätter Kalke am Südabfall des Bosruckmassivs.

spiele aus allerjüngster Zeit sind u.a. der „Nadaska Limestone“ von KOVACS (1980) und der „Dachensteinkalk“ von PLÖCHINGER (1981:16, 106).

Trotz ihrer lithologischen Vielfalt können alle diese Gesteine – angefangen bei den für die Hallstätter Entwicklung besonders kennzeichnenden Beckenablagerungen des Grauvioletten – und des Graugelben Bankkalkes (sensu KRYSZYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1971) bis hin zu den plattformrandnäheren Varietäten – e i n und d e m s e l b e n Mikrofaziestyp zugeordnet werden (sie sind dabei zugleich mikrofazial klar unterscheidbar von anderen zeitgleichen Beckenablagerungen).

Grundausrüstung aller genannten ladinischen Hallstätter-Kalk-Varietäten ist ein mehr oder weniger gut durchwaschenes feinkörniges Sediment mit einem beträchtlichen pelagischen Biogenanteil (Radiolarien, Doanellenschalen). Auf Grund dieser einheitlichen Mikrofazies sollte – selbst im lokalen Bereich – auf Lokalnamen bewußt verzichtet werden und generell nur der Terminus „ladinischer Hallstätter Kalk“ Anwendung finden. Sollte aber für diese Gesteine ein eigener Seriennamen benötigt werden, dann wäre der Begriff „Hüpfinger Kalk“ (BITTNER 1886:101) zu reaktivieren.

Der am Süd- und Westabfall des Kitzsteines auftretende Hallstätter Kalk wird stellenweise engständig (im Abstand weniger cm) von mit fibrösen Kalzitcement verfüllten D e h n u n g s f u g e n durchsetzt (s. Taf. 6/Fig. 1). Die Entstehung dieser ss-parallel angeordneten Spalten muß bereits frühdiagenetisch erfolgt sein, als das Sediment zwar schon weitgehend lithifiziert war, jedoch noch plastisch zu reagieren vermochte. Diese durch Dehnungstektonik erfolgte Zerlegung des Gesteines in einem frühdiagenetischen Zustand hat bereichsweise die Entstehung monomiktter Brekzienlagen mit gutem „Fitting“ bedingt und in weiterer Folge zur Bildung von Mass-Flow-Brekzien geführt.

Die beschriebene Spaltenbildung und bankinterne Brekzierung steht in einem engen Zusammenhang mit der im tieferen Ladin erfolgten Absenkung des Hallstätter Beckens. Jene Subsidenzunterschiede, die sich durch die Eintiefung des Beckens gegenüber den angrenzenden stabilen Plattformrändern ergaben, wurden mit Hilfe von Großflexuren überbrückt. Im Bereich der abgesenkten Plattformränder kam es dabei vielfach zur Bildung von Internbrekzien.

Dieses Phänomen wurde von RICHTER & FÜCHTBAUER (1981) bzw. FÜCHTBAUER & RICHTER (1983) an Hand von Beispielen aus dem Mesozoikum von Hydra eingehend erläutert.

Auch im Randbereich der Hallstätter Zone sind diese Erscheinungen weit verbreitet; über sie wird demnächst in anderem Rahmen noch ausführlich zu berichten sein.

2.2.4. Wetterstein- und Tisovec-Kalk (O. Ladin – O. Karn)

Der Gipfelbereich des Bosruckmassivs wird von hellen, massigen Riff- und Riffschuttkalken aufgebaut. Am besten sind diese am Kammweg zwischen Kitzstein und Bosruckgipfel bzw. entlang des vom Arlingsattel zur Wildfrauenhöhle führenden Steiges aufgeschlossen.

Das gut durchwaschene Sediment (überwiegend Rud- und Framestones, nur untergeordnet Floatstones) ist reich an Biogenen, wobei die Kalkschwämme eindeutig dominieren (daneben noch Hydrozoen, div. Problematika, turmförmige Gastropoden etc.).

Die Riffauna, die eine für das Zeitintervall Oberladin bis Oberkarn kennzeichnende Zusammensetzung aufweist, wird zur Zeit einer detaillierten Bearbeitung unterzogen. In größerem Umfang konnten einstweilen folgende Schwämme (det. W. C. DULLO) festgestellt werden:

Cryptocoelia zitteli STEINMANN

Cryptocoelia wurmi SENOWBARI-DARYAN & DULLO

Cystothalamia bavarica OTT

Dictyocoelia manon MÜNSTER

E i n s t u f u n g : Ähnlich wie in anderen Teilen des Nordjuvavikums mit einer in weitgehend gleicher Entwicklung ohne Unterbrechung von der Mittel- in die Obertrias hinaufreichenden Seichtwasserkarbonat-Sedimentation besteht auch für die Gipfelkalke des Bosruck die Schwierigkeit einer exakten Umgrenzung ihres stratigraphischen Umfangs. Die Riffauna bietet diesbezüglich nur ungenügende Anhaltspunkte.

Ohne Zweifel ist der größte Teil dieser Serie karnisch; allerdings besteht die Möglichkeit, daß ihr Hangendanteil ins Nor hinaufreicht. Einen diesbezüglichen Hinweis liefern die von GEYER (1907:12–13) vom westlichen Vorgipfel des Kitzsteines erwähnten Spalten mit Halobienbrut, die vermutlich ein tiefnorisches Alter besitzen dürften.

2.2.5. „Wurzener Kalk“, Plassenkalk und Schrambachschichten (O. Jura–U. Kreide)

Rings um den Bosruck findet man an mehreren Stellen Reste der ursprünglich geschlossenen Jurabedeckung. Von der Gesamtschichtfolge dieses Zeitabschnittes sind allerdings – bedingt durch die seit der Mittelkreide in mehreren Phasen erfolgte Einengung des Untergrundes – nur Fragmente erhalten geblieben, wobei besonders die basalen Profilanteile fehlen.

Diese Kenntnislücke läßt sich jedoch überbrücken durch die Einbeziehung der in der weiteren Umgebung des Bosruckmassives befindlichen Oberjuravorkommen der Wurzer Alm, des Raucher Schobers und des Schafkogels (beide SE Windischgarsten) sowie weiterer verstreuter Aufschlüsse im Gesäuse.

Sowohl im Bereich der Wurzer Alm, als auch im Windischgarstener Raum wird die Oberjuraabfolge von dem *R u h p o l d i n g e r R a d i o l a r i t* bzw. von vermutlich altersäquivalenten radiolarienführenden Kieselschiefer eingeleitet. In der Umgebung des Gipsbruches nächst der Hintersteiner Alm (SW Pyhrnpaß) ist dem Radiolarit basal eine monomikte Brekzie zwischengeschaltet, deren cm- bis dm-große eckige Komponenten aus norisch-rhätischem Dachsteinkalk¹ bestehen.

Über dem Radiolaritniveau erfolgt eine fazielle Differenzierung der Schichtfolge: Während man im Bereich des Pyhrnpasses in diesem stratigraphischen Niveau Gesteine einer plattformrandnahen Beckenentwicklung antrifft, für welche PLÖCHINGER & PREY (1968:194) die Bezeichnung „*W u r z e n e r K a l k*“ vorgeschlagen haben, findet man im Gesäuse zeitgleich dazu Buntkalke vom Typus des Haselbergkalles².

Im Hangenden der von FENNINGER & HOLZER (1972:120) als Äquivalente der Oberalmer Schichten gedeuteten „Wurzener Kalke“ folgt, in kleinen wandbildenden Stufen rings um den Bosruck erschlossen, der massige helle *P l a s s e n k a l k*.

Proben aus dem Bereich nördlich bzw. nordöstlich der Fuchsalm (E Pyhrnpaß) belegen ein mittel- bis obermalmisches Alter der Plassenkalke (det. T. STEIGER, München):

¹ Das Alter der Komponenten ist u. a. mikrofaunistisch abgesichert durch *Triasina hantkeni* MAJZON. Die Brekzie selbst ist vermutlich genetisch ident mit jener von CORNELIUS (1945) eingehend beschriebenen Radiolarit-Brekzie, welche am N-Abhang des Grimmings aufgeschlossen ist.

Die Komponenten der Brekzie sind in beiden Fällen aus dem Stirnbereich von im tiefen Malm eingeglitteten Schollen zu beziehen.

² Diese tiefmalmischen Buntkalke überdecken teilweise den Grenzverlauf zwischen der Mürzalpedecke und den auf ihrem Rücken liegenden Deckschollen. Die Buntkalke verschweißen die Deckschollen sedimentär mit deren Untergrund; der Zeitpunkt des Eingleitens dieser Schollen kann somit zeitlich sehr genau eingeeengt werden.

- A 622: *Clypeina jurassica* FAVRE & RICHARD
Salpingoporella pygmaea (GÜMBEL)
 A 622 a: *Salpingoporella pygmaea* (GÜMBEL)
Cayeuxia sp.

Zu einem stratigraphisch identen Ergebnis gelangten bereits FENNINGER & HOLZER (l. c., 121) bei ihrer Untersuchung der Plassenkalke der Wurzer Alm. Auf der geologischen Karte von GEYER (1918) ist dagegen der Zug von Plassenkalken an der Bosruck-Westflanke (Fuchsalm etc.) noch als Dachsteinriffkalk ausgeschieden.

Ablagerungen der Unterkreide sind aus der Umgebung des Bosruck obertags nicht bekannt. Umso größer war die Überraschung, als beim Tunnelvortrieb ca. 80 m mächtige Fleckenmergel angefahren wurden (s. Kap. 3.5.), die – trotz Fehlens gesicherter faunistischer Belege – auf Grund ihrer typischen lithologischen und mikrofaziellen Ausbildung eindeutig als *S c h r a m b a c h s c h i c h t e n* angesprochen werden können.

2.2.6. Gosauformation

In geschlossener Verbreitung treten die Gosauablagerungen vor allem im Westen und Nordwesten des Bosruckmassivs auf. Die Qualität der Aufschlüsse ist allerdings mäßig – zusammenhängende Profile fehlen.

Aus diesem Grund ist es für die Interpretation dieser Abfolge nötig, die nahe gelegenen und lithologisch sehr ähnlich ausgebildeten Gosauablagerungen von Wörschach, welche erst unlängst durch POBER eine Neubearbeitung erfahren haben, in die folgenden Betrachtungen miteinzubeziehen.

Die Basis der Gosauablagerungen bildet ein schlecht sortiertes *G r u n d k o n - g l o m e r a t*, welches fast ausschließlich aus kalkalpinem Material zusammengesetzt ist.

Als Komponenten überwiegen kantige Plassen- und Tressensteinkalke; weiters sind am Aufbau zentimetergroße zugerundete dunkle Kieselkalke, helle Dolomite unbestimmten Alters sowie rote Feinsandsteine (Werfener Schichten) beteiligt. Rote Pelite (z. T. kalkig) bilden die Matrix.

Im Raum Wörschach wurden diese Sedimente von POBER (1983:130) als überwiegend limnisch-brackische Ablagerungen eines Schwemmfächers gedeutet.

Weitere Glieder der Gosau von Wörschach, wie die „Unteren grauen Mergel und Sandsteine“ sowie ein in Korngröße, Matrixgehalt und Komponentenzusammensetzung abweichender Konglomerattyp im Hangenden sind aus der Umgebung des Bosruck nicht bekannt.

Gut aufgeschlossen sind dagegen in weiterer Folge die flyschoid entwickelten „*S c h i c h t e n i n N i e r e n t a l e r F a z i e s*“.

Diese setzen sich aus rotviolett bis grün gefärbten gradierten Feinsandsteinen zusammen, denen stellenweise matrixreiche Konglomeratlagen (bis mehrere Meter mächtig) zwischengeschaltet sein können.

Als Komponenten (ϕ bis 20 cm) überwiegen in diesen Konglomeraten aufgearbeitete Sandsteine und bunte Tonschiefer der Gosau sowie gut gerundete Oberalmerkalke; in geringem Umfang sind auch schwarze Tonschieferbrocken (Karn?) beteiligt.

Unserem Versuch, aus dieser turbiditischen Sandstein–Mergel-Folge, die besonders im Bereich des Pyhrnsattels entlang der Straße gut aufgeschlossen ist, stratigraphisch verwertbare Mikrofossilien zu gewinnen, war leider kein Erfolg beschieden. Nach den Ergebnissen von POBER (1982:132) aus dem Bereich von Wörschach darf jedoch vermutet werden, daß diese Serie ins tiefere Campan zu stellen ist.

Höhere Anteil der Gosau fehlen.

3. Baugeologische Beschreibung der aufgefahrene Gesteinsserien und ihrer Eigenschaften

In den folgenden Kapiteln soll über die petrographischen und gefügekundlichen Eigenschaften der im Tunnel angetroffenen Gesteinsserien berichtet werden. Die Beschreibung erfolgt in der Reihenfolge ihres Auftretens vom Nordportal an, wobei die Baustationierung, wie sie im jeweiligen Nord- bzw. Süd-Baualschnitt des Richtstollens verwendet wurde (siehe Beil. 1), beibehalten wird. Die Länge des Nordbaualschnittes betrug 2702 m, jene des Südabschnittes 2706 m.

3.1. Gesteine der Gosauformation

Nach Durchörterung von mehreren Zehnermetern Hang- und Murenmaterial wurden im alpinen Haselgebirge eingeklemmte bzw. eingeschuppte Gosauschollen angetroffen. Die petrographische Zusammensetzung der Gosaugesteine ist mannigfaltig. Neben Basiskonglomeraten mit bis metergroßen kalkalpinen Komponenten und eingeschalteten feinkonglomeratischen bis sandigen Lagen treten bevorzugt rötlich bis bräunlich gefärbte Mergel und mergelreiche Kalke auf. Der Verformungsgrad ist bei diesen Gesteinen besonders hoch, wobei die Hauptzerlegung primär entlang der steilstehenden, mehr oder weniger E-W-streichenden Schichtflächen bzw. der dazu senkrecht verlaufenden Bewegungsflächen erfolgte. Eingeschuppte Haselgebirgsfetzen und -schlieren sowie mehrere Meter dicke Anhydritlagen geben bereits in diesem kurzen Abschnitt Einblick in das Ausmaß intensivster tektonischer Verformung.

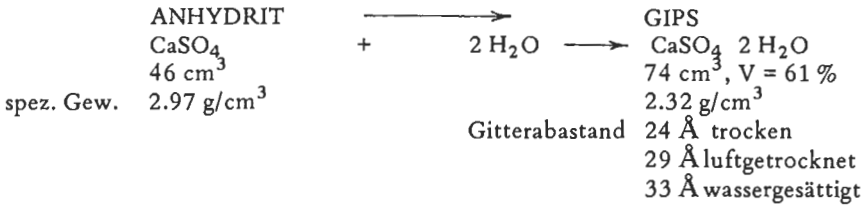
3.2. Haselgebirge

Bis zum Antreffen der mittel- bis obertriadischen Kalke und Dolomite durchörtert der Erkundungsstollen die Basis der alpinen Trias, die hier in Form von Haselgebirge vorliegt. Diese, auf eine Erstreckung von 920 m Länge aufgeschlossene (Station N 152 – 1068 m), wahrscheinlich tektonisch angeschoppte permoskythische Serie ist hier nach ihrem sedimentären und strukturellen Habitus als Pseudokonglomerat anzusprechen (s. Taf. 1/ Fig. 1). Dieses vermutlich aus wiederholter Aufarbeitung und Resedimentation hervorgegangene Gestein besteht aus einer tonig bis feinsandig zerriebenen Grundmasse, die sich aus den Hauptmineralien Chlorit, Glimmer und Quarz, sowie aus den Nebengemengteilen Anhydrit, Gips, Magnesit, Feldspat und Salz zusammensetzt. Salz, meist in Form von Blättersalz, ist nur bereichsweise anzutreffen; bevorzugt ummantelt es einzelne eingebettete Komponenten, oder es wird von ihm die Grundmasse – ähnlich wie bei Gips – netzartig durchädert.

In dieser Grundmasse sind deutlich gerundete und in ihrer Größe variierende Gesteinskomponenten und -schollen eingebettet, die aus Siltstein, Quarzit und Tonschiefer der Werfener Schichten, sowie aus Dolomit, Gemengen von Dolomit und Anhydrit, Mergelton, Ton und Anhydrit- bzw. Gipsschollen bestehen.

Die unangenehme Eigenschaft dieser fein zerriebenen und von Gips- und Anhydrit-ärdchen durchzogenen Grundmasse besteht darin, daß unter bestimmten Voraussetzungen¹⁾ bereits durch Änderungen des Porenwassergehaltes oder der Luftfeuchtigkeit Quellvorgänge ausgelöst werden können, die eine wesentliche Oberflächenvergrößerung zur Folge haben.

1) Steuernde Faktoren sind u. a.: Art der Verteilung in der Grundmasse bzw. Korngröße des Anhydrites, Eh- und pH-Bedingungen, Wassertemperaturen, Aggressivität der Wässer.



Das proportionale Ansteigen der Quellfähigkeit und besonders die Eigenschaft, sich unter Druck bruchlos zu verformen, verursacht nicht nur Verfaltungen im Gebirge, sondern kann bei guter Einbettung im umgebenden Fels zur Konservierung großer Spannungen führen. Diese werden bei jeder Störung des gegenwärtigen Gleichgewichtes aktiviert, wobei es nur im „ausgelaugten“ Haselgebirge zu sofort wahrnehmbaren Gebirgsdruckerscheinungen kommt, während sich das „trockene“ Haselgebirge bei der Hohlraumherstellung scheinbar standfest verhält. Diese Erfahrung wurde auch beim Vortrieb des Sohlstollens für den Eisenbahntunnel gemacht. Dort verhielt sich das Haselgebirge zunächst mehr oder weniger standfest und ließ Vortriebsleistungen von 6,2 m/Tag zu. Die Gebirgsreaktionen wurden erst nach längerer Zeit spürbar und erfordern bis heute eine Verstärkung der Ausbauten.

Hauptsächlich wurde auf dem beschriebenen Streckenabschnitt „trockenes“ Haselgebirge angefahren. Abweichungen von der Normalentwicklung des Haselgebirges, wie sie bei der wechselnden Sedimentations- und Verformungsgeschichte zu erwarten sind, blieben auf kurze Abschnitte begrenzt.

Liegend einer weit über 10 m³ großen Dolomit-Anhydritscholle wurde beispielsweise eine kaum verfestigte *Einschüttungsbrekzie* (siehe Taf. 1/Fig. 2) angefahren, die sich aus gradiert geschichteten Dolomitbruchstücken zusammensetzte, welche in einer tonigen Grundmasse eingebettet waren (Stationsbereich N 330–347 m). Dünne Brekzienlagen, zerbrochene Siltsandsteine und Tonschiefer, sowie mylonitisierete Tonschieferstreifen (Stationsbereich N 840–860 m) waren zusätzlich als *Fremdgesteinseinschaltungen* vorzufinden.

Während das Haselgebirge als mehr oder weniger dicht galt und auch im wesentlichen trocken angefahren werden konnte, waren an den Grenzflächen solcher Fremdgesteinseinschaltungen oft *Wasserzutritte* zu verzeichnen (Stationen N 185 m, N 212 m, N 305–340 m, N 690 m, N 773 m, N 837–865 m). Das sich sonst unmittelbar nach dem Ausbruch als scheinbar standfest verhaltende Haselgebirge zeigte in solchen Teilabschnitten sein von zahlreichen anderen Untertagebauten bekanntes ungünstiges geotechnisches Verhalten.

Grundsätzlich läßt sich das Haselgebirge in *zwei* nicht exakt abgrenzbare, sondern fließend ineinander übergehende *Bereiche* einteilen. Diese Einteilung beruht, neben der hauptsächlich geologisch-strukturellen Unterscheidungsmöglichkeit, auch auf dem beim Ausbruch des Gebirges gewonnenen Verformungsverhalten (einschließlich seines Verformungsverhaltens über einen Zeitraum von ca. einem Jahr).

Bis in den Bereich der Stollenstation N 600 m liegt, die Fremdgesteinseinschaltungen ausgenommen, ein *scheinbar „homogen-isotropes“ Gebirge* vor. Es ist im wesentlichen frei von Trennflächen und läßt keine bevorzugte Einregelung von Mineralaggregaten oder eingebetteten Komponenten erkennen.

Bei Abnahme des Tonanteiles und der Eigenfeuchtigkeit ist ab einer fließenden Grenze eine Zunahme der Festigkeit (Gebirgs- und Gesteinsfestigkeit) erkennbar. Vereinzelte, fasergipsgefüllte Trennflächen durchziehen das Gebirge. Deutlich läßt

sich, vorerst kaum feststellbar, eine Zunahme anisotroper Strukturen registrieren. Auf den letzten 200 m vor der Grenze zum Tisovec-Kalk liegt ein bereits schwach geschiefertes, in weiterer Folge sogar sehr deutlich geschiefertes „anisotropes“ Haselgebirge mit eingeregelter Mineralaggregation und Komponenten vor. Die räumliche Stellung dieser Schieferungsflächen verläuft \pm parallel zur Grenze zwischen dem Haselgebirge und den an steilen Bewegungsflächen abtauchenden Tisovec-Kalken. Die Schieferungsflächen sind sowohl senkrecht zur tektonischen als auch zur gravitativen Haupteinspannungsrichtung angelegt.

Die genannte grundsätzliche strukturelle Verschiedenartigkeit des Haselgebirges scheint sich auch im Verformungsverhalten des Gebirges, unmittelbar nach Ausbruch und bei längerer Beobachtungsdauer, sowie unter Berücksichtigung der zunehmenden Überlagerungshöhe (Station N 600 ca. 300 m, Station N 1000 ca. 500 m), auszudrücken.

Aus den ausgewerteten Verformungsmessungen im Lüftungstunnel (Ausbruchsquerschnitt mit Sohlgewölbe 36 m^2) ließ sich ableiten, daß im anisotropen Haselgebirgsabschnitt größere Anfangsdeformationen und damit auch größere Gesamtkonvergenzen, die vertikalen Deformationen miteinbezogen, vorliegen. Diese Gesamtdeformationsbeträge des sich bruchlos verformenden Gebirges sind jedoch, mit Ausnahme einzelner spezifischer Bereiche, gering (Gesamtkonvergenzen um 30–50 mm). Während die Standfestigkeit des Haselgebirges unmittelbar nach dem Ausbruch ausgereicht war, liegt in beiden strukturell differenzierten Haselgebirgsabschnitten nach einer Beobachtungsdauer von derzeit zwei Jahren im Lüftungstunnel noch immer keine endgültige Stabilisierung des Gebirges vor. Die monatlichen Gesamtkonvergenzen betragen, bis zum Einbau des Innenbetonringes beim Lüftungstunnel, bei steigendem Druckaufbau durchschnittlich 1–3 mm. Dies führte im Lüftungstunnel zu unterschiedlich starken Zerstörungen der bewehrten Spritzbetonschale. Davon verschont blieb bis jetzt lediglich der erste Abschnitt zwischen Station 152–200 m.

Unabhängig von dieser nur das „Haselgebirge im engeren Sinn“ betreffenden strukturellen Einteilung in „isotrop“ und „anisotrop“, zeigt sich, daß es in Haselgebirgsstrecken mit einem hohen Anteil eingeschalteter, stark zerbrochener Tonschiefer (z. B. Stationsbereich N 430–460 m) zeitlich früher zur Ausbildung von Scherrissen in der Spritzbetonschale kam, als in Haselgebirgsstrecken ohne Fremdgesteinseinschlüsse (Haselgebirge i.e.S.).

Die erwähnte verschiedenartige Strukturierung der Haselgebirgsabschnitte sowie das daraus resultierende unterschiedliche Gebirgsverhalten, welches im Lüftungstunnel zu beobachten war, legten eine Berücksichtigung dieser Einflußfaktoren für eine Abschätzung der Stützmaßnahmen für den Ausbruchsquerschnitt der Oströhre nahe. Im Vollausbruchsquerschnitt wurden nun von vornherein, abhängig vom zu erwartenden verschiedenartigen Gebirgsverhalten des Haselgebirges, zwei Gebirgsgüteklassen (IV a und V a) festgelegt (entsprechend der Definition in den technischen Vertragsbedingungen der Ausschreibungsunterlagen für den Vollausbruch des Bosrucktunnels).

Das im Bereich der Werfener Schieferserie auf eine Länge von 90 m bzw. 15 m und 50 m eingeschuppte Haselgebirge liegt als stark verfestigtes, tonarmes und nicht mehr so deutlich in Grundmasse und Einschlußkomponenten differenzierbares Gebirge vor. Die Gesteinszusammensetzung scheint mehr dem umgebenden Gesteinsbestand, nämlich dem Werfener Siltsandstein, angepaßt zu sein; Fremdeinschlüsse, wie Gips-, Anhydrit- oder Dolomitschollen, sind nicht vorhanden. Der Übergang zu den

Werfener Schiefen beginnt mit einer Zunahme der Schollengröße, wobei diese sich nach und nach zu einem „geschlossenen“ Gesteinsverband vereinigen. Diese Randzonen werden spinnwebartig von feinen, mm-dicken tonigen Bewegungsflächen durchzogen und weisen einen bereits den Werfener Schichten angeglichenen Zerlegungsgrad auf.

Gegenüber dem deutlich geschichteten und in Richtung der Haupttrennflächen zerlegten Gesteinsverband der Werfener Schiefer liegt in diesem Haselgebirgsabschnitt ein von Trennflächen mehr oder weniger freies Gebirge vor. Nur vereinzelt auftreffende Absonderungsflächen und Kleinbereiche, in denen meist fingernagel- bis faustgroße dicke Schollenkomponenten eingeregelt sind, kennzeichnen diesen Gebirgstyp.

G a s z u s i c k e r u n g e n wurden im Haselgebirge zwar registriert (Stationsbereich N 213, N 221, N 250, N 264, N 294, N 315, N 944, N 948, N 955, N 995 sowie N 2610 m), doch waren die Konzentrationen sehr gering und nur direkt beim Bohrlochmund meßbar.

3.3. Mittel- und obertriadische Kalk-/Dolomitfolge

Nach Durchörterung der Haselgebirgsstrecke wurde nach Antreffen einzelner, noch im Haselgebirge eingebetteter Kalk- und Dolomitschollen auf Station N 1068 m, der mächtige Riffkalkstock des Bosruck erreicht. Diese 1200 m lange, mittel- bis obertriadische Entwicklung konnte aufgrund ihrer lithofaziellen Entwicklung in verschiedene, stratigraphisch einstuftbare Serien gegliedert werden (s. Abschnitt 2.2.). Unabhängig von dieser lithostratigraphischen Gliederung ließen sich in Abhängigkeit gefügekundlicher sowie lithologisch-struktureller Ausbildungsunterschiede drei charakteristische T e i l a b s c h n i t t e mit ähnlichem felsmechanischen Verhalten abgrenzen:

- A. Tisovec-Kalk bzw. -Dolomit, Wettersteinkalke bzw. -dolomite, pelagischer Bankkalk mit tuffitischen Lagen (incl. ladinischer Hallstätter Kalk), Steinalmkalk bzw. -dolomit
- B. Gutensteiner Kalk bzw. -Dolomit
- C. Basisentwicklung der Gutensteiner Serie
(Reichenhaller Schichten in dolomitisch, sandig-rahwackiger Entwicklung).

3.3.1. Serie der Wettersteinkalk-/Tisovec-Kalk-Entwicklung und pelagische Bankkalke der Hallstätter Trias

Der in diese drei Abschnitte differenzierbare Komplex erstreckt sich bis zu der Gutensteiner Entwicklung bei Stollenstation N 1770 m. Die stratigraphisch oberste Einheit, die T i s o v e c - W e t t e r s t e i n k a l k - bzw. - d o l o m i t f o l g e erfaßt den Abschnitt bis zum Lüftungstunnelende. Diese helle, monoton gefärbte Riffkalkserie wird in diesem Bereich von einem nur farblich wechselnden Bankkalk abgelöst, dessen Gesamtschichtmächtigkeit 30 m beträgt. Liegend dieser charakteristischen Kalkfolge folgt ein Horizont mit dunkelgrün bis graugrün gefärbten t u f f i t i s c h e n L a g e n die in Form von cm- bis dm-mächtigen schichtparallelen, weichschiefrigen Einschaltungen vorliegen.

Unterlagert wird diese Serie von dem U n t e r e n W e t t e r s t e i n k a l k. Die lithofazielle Entwicklung dieses Abschnittes variiert stark, wobei Kalke des zentralen Riffbereiches mit Rückriffkarbonaten, Riffschuttkalken, Schollenkalken monomiktischer und polymiktischer Zusammensetzung sowie mit intraformationalen Brekzienkalklagen wechseln.

Die Vielfalt an geologisch-faziellen Ausbildungscharakterien verursachte im wesentlichen weder eine Änderung des gefügekundlichen Inventars noch eine entscheidende Änderung des geotechnischen Verhaltens in dem beschriebenen Gebirgsabschnitt.

Charakteristisch für diesen 700 m langen Streckenabschnitt ist (ausgenommen der Übergangsbereich vom Haselgebirge zum Wettersteinkalk und Bankkalkabschnitt) die mehr oder weniger massive und nur von einzelnen Absonderungsflächen durchzogene Ausbildung. Neben der vorgegebenen Anisotropie entlang der Schichtung erfolgt die Hauptzerlegung des Gebirges entlang steilstehender, angenähert NE—SW-streichender Trennflächen. Die meist cm- bis dm-weit klaffenden, unverfüllten Klüfte brachten beim Auffahren des Hohlraumes stets einen vermehrten Wasserzudrang. Trennflächen anderer räumlicher Stellung, meist \pm stollenachsenparallel streichend, sowie flache Bewegungsbahnen treten deutlich zurück.

Dagegen liegt im Übergangsbereich des Haselgebirges zur Bosruckscholle innerhalb der ersten 50 m ein stark zerbrochener und zerhackter dolomitischer Abschnitt vor. Mehrere cm- breite, tonig bis schluffig verfüllte, aber auch unverfüllte, steilstehende und E—W-ausgerichtete Risse n Klüfte zerlegen das Gebirge.

Entlang dieser teilweise verkarsteten Klufthohlräume erfolgten Wassereintrüche mit bis zu 280 l/sec. Bei dem weiteren Vortrieb verteilte sich die zutretende Wassermenge in ihrer Gesamtheit auf einen Abschnitt von ca. 40 m (bis Station N 1106 m).

Der dolomitische Gesteinsbestand war so intensiv von Kleinklüften und Haarrissen durchsetzt, daß er wie eine tektonische Brekzie aussah. Abschnittsweise war das nach dem Abschlag vorliegende Schuttermaterial nur von feinkörniger bis sandiger Zusammensetzung. Mit zunehmender Entfernung von der Kontaktzone zum Haselgebirge erhöhte sich die Verbandsfestigkeit und ging dann fließend in den massigen, nur mehr von Kleinklüften durchsetzten Typ des Wettersteinkalkes über.

3.3.2. Gutensteiner Kalk- und -Dolomitserie

Diese, stratigraphisch der unteren Mitteltrias zugehörenden, dunkelgrau bis schwarzgrau gefärbten Gesteine, sind durch ihre markante, dünnplattige bis dünnsschichtige Ausbildung gekennzeichnet. Kalzitadern durchziehen netzartig die leicht bituminösen Kalke, wobei die Durchädung gegen das stratigraphisch Liegende zunimmt. Anfänglich treten brekziöse Lagen nur in kleinen Bereichen auf, die gegen das Liegende zunehmen und ab Stollenstation N 1945 m sogar dominieren. Es liegt ab diesem Bereich ein kleinwürfelig zerbrochener, kalkiger oder abschnittsweise dolomitischer Bruchstückverband vor, der von einer kalzitischen Masse verkittet wird. Die bestehende Verbandsfestigkeit wird durch die gute Verkittung kaum beeinträchtigt, eine diesbezügliche Ausnahme stellen die Einschaltungen einzelner weichschiefriger toniger Lagen im Bereich Station N 1790 m dar.

Die Hauptzerlegung der Gutensteiner Kalke erfolgt im ersten Abschnitt (bis Station N 1930 m) mehr oder weniger allein nach der Schichtung, wobei die Schichtmächtigkeit zwischen 3—5 cm schwankt. Neben den E—W-streichenden und mittelsteil bis steil gegen Norden einfallenden Schichtflächen treten senkrecht dazu streichende Kleinklüfte auf.

Durch das zusätzliche Auftreten von cm-mächtigen, tonig bis feinsandigen Verfüllungen entlang der Schichtflächen kam es ab Station N 1930 m zu einer wesentlichen Verschlechterung der Ausbruchs- und auch Standfestigkeitsverhältnisse. Diese Klüftverfüllungen, die vorerst nur entlang der Schichtflächen anzutreffen sind, zeigen sich in der anschließenden Strecke auch bei Klüften anderer räumlicher Stel-

lung. Die zunehmenden Einschaltungen dieser Verfüllungen (siehe tonmineralogische Analysen Kap. 4), führten zur Ausbildung von Kluftkörpern, die von diesen Trennflächen begrenzt werden. Der Verschnitt von Schichtung, stollenachsenparallel verlaufenden Trennflächen sowie flachen Begrenzungsflächen bedingt Kluftkörperblöcke in der Größe bis zu mehreren m^3 ; diese führten infolge Eingleitgefahr auch schon in dem kleinen Profilquerschnitt zu einer Beeinträchtigung des Vortriebes. Bei weiterer Zunahme toniger bis feinsandiger Einschaltungen sowie Erhöhung des Zerlegungsgrades der Kalke und Dolomite leitet diese Entwicklung nahtlos zur Basisserie der Gutensteiner Kalke, namentlich den Reichenhaller Schichten, über.

3.3.3. Reichenhaller Serie

Die Reichenhaller Schichten – eine rauhwackig-sandig-kalkig-dolomitische Serie – stellen die Basis der karbonatischen Triasabfolge dar. Ohne deutlich erkennbare Grenzen heben sie sich durch Zunahme sandiger Einschaltungen und durch Hinzutreten von sandigen Mergelkalken, dolomitischen Kalken sowie Rauhwacken fließend von der kalkig entwickelten Gutensteiner Serie ab. Die stark zerbrochenen und zerhackten, teilweise chemisch zersetzten Gesteine, die nur mehr bereichsweise in ihrem ursprünglichen Verband erhalten sind, wechseln mit schwach verkitteten Dolomitbrekzien und sandig-schluffigem Dolomitgrus. In den sandig-grusigen Lagen, die von tonigen Bändern durchzogen sind, stecken auch die zellig-porig aussehenden Rauhwacken sowie Gipschollen.

In der brekziösen bis sandigen Entwicklung, die größtenteils einen mangelnden bis kohäsionslosen Gesteinszusammenhalt aufweist, tritt die Bedeutung einzelner Klüfte oder Trennflächen weitgehend zurück. Trotz der sehr geringen Verbandsfestigkeit spannte sich das Gebirge aber nach dem Ausbruch in dem kleineren Querschnitt noch gut. Allerdings trat hier auch kein Bergwasser auf.

3.4. Werfener Schichten im Nordabschnitt

Der letzte Abschnitt im Entwässerungsstollen des Nordbaulos liegt – von tektonischen Einschüppungen, wie Neokom und Haselgebirgsschürflingen abgesehen – in den Werfener Schiefen.

Eingeleitet wird diese Serie durch mittelgrau gefärbte, dünn schichtige Schiefer, die anschließend in stark zerlegte und bereichsweise tonig zersetzte, rötlich-violett gefärbte Tonschiefer übergehen.

Die Einschaltungen sandsteinreicher und quarzitischer Lagen leisten in diesem 160 m langen Abschnitt kaum einen wesentlichen Beitrag zur Verbesserung der sehr geringen Verbandsfestigkeit.

Die durch die Lithologie bereits vorgegebene geringe Verbandsfestigkeit wird durch die ungünstige räumliche Stellung der Schichtflächen zur Stollenachse noch weiter vermindert. Die bereichsweise intensivst geschieferten Gesteine streichen – mit einem steilen Einfallen der Schichtflächen nach Osten – mehr oder weniger parallel zur Vortriebsachse. Der hohe Zerlegungsgrad und die kleinbrüchige Ausbildung bei den rötlich-violett gefärbten Tonschiefern erforderte bereits bei dem Minimalausbruchprofil sofort nach dem Ausbruch das Einbringen von Stützmitteln.

Im zweiten Abschnitt der Werfener Serie bis zur Nordbaulogrenze bewirkte die zur Vortriebsachse veränderte Streichrichtung der Schichtflächen und die silt- bis sandsteinreichere Ausbildung der Schichten eine wesentliche Verbesserung der Ausbruchbedingungen. Die Schichten streichen hier mehr oder weniger senkrecht zur

Stollenachse, bei mittelsteilem bis steilem Einfallen nach Norden. Eine Verminderung der Verbandsfestigkeit rufen nur die in Meterabschnitten eingeschalteten, rötlich-violetten Tonschiefer hervor, sowie die vereinzelt, fasergipsbelegten E–W-streichenden, steil südfallenden Bewegungsflächen.

3.5. Mergel und Kalke des Neokom (Schrambachschichten)

Auf einer Streckenlänge von 80 m sind in den Werfener Schiefern neben dem Haselgebirge auch schwarzgrau gefärbte Mergel und rötlich bis braun gefärbte geschichtete Kalke eingeschuppt, welche vermutlich der unteren Kreide (Neokom) zuzuordnen sind. Es dominieren dichte kalkige Mergel bis Tonmergel, während die meist kalzitgeäderten bunten, leicht wellig geschichteten Kalke nur auf eine Länge von 12 m anzutreffen sind.

Die Standfestigkeit des ausgebrochenen Gebirges war gut, doch stellten sich bereits im kleinen Profilquerschnitt im Gefolge des Spannungsumlagerungsprozesses nach kurzer Zeit Auflockerungserscheinungen ein, die besonders im Bereich der Mergel auftraten.

3.6. Dolomit-Anhydritserie (? Bellerophonolomit)

Dem Abschnitt der Werfener Schiefer sowie den aus Haselgebirge und Schrambachschichten zusammengesetzten Schollen folgte im Südabschnitt eine in ihrem Ausbruchverhalten problemlose Serie von Dolomit und Anhydrit.

Der in verschiedenen Grautönen wechselnde, massige Dolomit wird schlierenartig von hellgrau bis schmutzigweiß gefärbten Anhydrit- und Gipslagen durchzogen. Die anhydritischen Einschaltungen erfolgen in Form mm- bis cm-starker rhythmischer Wechsellagerungen. In dm-breiten, unregelmäßig und schlierig verfalteten Lagen können vereinzelt Dolomitbruchstücke schwimmen. Zerlegt wird dieser Gebirgsabschnitt nur von Trennflächen geringer Erstreckungslänge, die in geschlossener und unverfüllter Ausbildung vorliegen. Nur in einzelnen Teilabschnitten liegt eine engscharige Durchtrennung entlang stollenachsenparalleler Klüfte vor.

Die Standfestigkeit des ausgebrochenen Gebirges war ausgezeichnet, doch zeigten sich im Zuge des Spannungsumlagerungsprozesses schon im kleinen Profilquerschnitt im Verschnittbereich von Ulme und Kämpfer Auflockerungserscheinungen. Entlang diesen im Gebirge vorgegebenen Schwächestellen kam es zur Öffnung und zur schalenförmigen Loslösung einzelner, handtellergroßer Gesteinsscheiben.

3.7. Dolomit-/Rauhwackenserie der Gutensteiner Schichten im Südabschnitt

Die intensive tektonische Deformation im Bereich von Station S 2273–2023 m hatte bedeutende Ausbrucherschwernisse zur Folge.

In diesem Abschnitt trat die bereits vom Nordabschnitt bekannte (s. Kapitel 3.3.3.) tektonisch stark zerscherte und teilweise chemisch zersetzte Gesteinsserie aus brekziösem bis grusigem Dolomit auf. Begleitende Gesteine sind Rauhwackenschollen und Tonschieferlinsen der Werfener Schichten.

Abschnitte von stark zerhackten und kleinwürfelig zerbrochenen Dolomiten, die in ihrem Verband zwar noch erhalten, aber von Quarz durchzogen sind, wechseln mit schwach verkitteten Dolomitbrekzien und sandigem bis tonigem Dolomitgrus. In diesen sandig-grusigen Dolomitlagen, die von ocker bis gelbfarbenen, tonig-schluffigen Bändern durchzogen sind, stecken stark zerbrochene und zersetzte Dolomit- und Gips-

bruchstücke von unterschiedlicher Größe. Diese Lagen sind meist ein bis mehrere Dezimeter dick, können aber auch mehrere Meter mächtig werden.

Neben diesen Ausbildungsformen liegen aber auch Lagen von gelblich gefärbten, sandigen Rauhdecken vor, die wahrscheinlich aus Dolomitsandsteinen hervorgegangen sind. Die mittelgrauen, grobkörnigen, zum Teil löchrigten Dolomite mit sandig abreibender Oberfläche und stumpfen Bruchkanten leiten dann über zu den dolomitischen, schwammig-porig aussehenden Rauhdecken. Die mehrere mm-bis cm-großen Hohlräume der Dolomite und Rauhdecken sind mit einem feinen Kalzitkristallrasen überzogen bzw. „durchtränkt“.

Außer diesen dolomitischen bis rauhdeckig ausgebildeten Gesteinen sind noch tektonische Einschaltungen von gelblichbraun gefärbten, schieferigen Mergeln der Werfener Schichten anzutreffen, die ebenfalls nahtlos in sandig zersetzte Lagen übergehen können.

Einzelne, vor allem am Beginn der Serie angetroffene, m-mächtige, mylonitische Tonschieferlagen, sowie die auf einem ca. 20 m langen Streckenabschnitt aufgeschlossenen rötlichviolett gefärbten Tonschiefer, sind ebenfalls der Werfener Schichtfolge zuzuordnen. Den Beginn dieses petrographisch stark wechselnden Abschnittes bildet ein mehrere m-breites Gips-Anhydritband mit eingepackten Bruchstücken von grünen und grauen Werfener Schiefen.

Die Bedeutung einzelner Trennflächen tritt in den Zonen mit Einschaltungen dieser durch ihren mangelnden bis kohäsionslosen Gesteinszusammenhalt gekennzeichneten, brekziösen bis sandigen Lagen zurück.

Trotz der sehr geringen Verbandsfestigkeit verspannen sich diese zumeist zwischen Rauhdecken und Dolomiten eingeschalteten grusigen Lagen in dem kleinen Querschnitt nach dem Ausbruch in Abhängigkeit von ihrem räumlichen Streichen relativ gut.

Während nach dem Übergang von den Werfener Schiefen zu den Dolomiten das generelle NE-SW-Schichtstreichen beibehalten wurde, änderte sich dieses ab Station S 2100 m sukzessive; danach erfolgte der Vortrieb im Bereich der nächsten 50 m mehr oder weniger im Streichen der Schichten (s. zusammenfassendes Gefügediagramm im Geologischen Längenschnitt; Beil. 1). Nachdem bei Station S 2097 m ein senkrecht zur Vortriebsrichtung verlaufender Hohlraum in der Größe von 150 m³ angetroffen worden war, welcher sich als nicht nur auf die sandig-brekziösen Lagen beschränkt erwies, wurden auch im folgenden Streckenabschnitt – bedingt durch das Verbleiben in einer 1–2 m breiten, sandigen bis brekziösen Gesteinsabfolge – noch weitere Hohlräume von unterschiedlicher Größe aufgeföhren.

Bis auf den 20 m hohen, domartig ausgebildeten Hohlraum im Bereich von Station S 2268–2271 m, bei dessen Aufföhren das tonig verkittete, dolomitische Bruchmaterial breiartig in das Stollenprofil floß, waren die Hohlräume stets so situiert, daß der Ausbruchsquerschnitt des Entwässerungsstollens jeweils „leere“ Höhlen vorfand, die mit relativ geringen Schwierigkeiten durchörtert werden konnten.

Die bereichsweisen starken Verwitterungs- und Zersetzungserscheinungen, wie auch die Anlage der eben erwähnten Hohlräume und der bis zu mehreren Dezimeter breiten offenen, ausgekolkten Kluftspalten ist auf die Anwesenheit einst gewaltiger Bergwassermengen zurückzuführen.

Der hier bereits in unmittelbarer Nähe verlaufende Eisenbahntunnel bewirkte jedoch schon eine vollkommene Drainagierung in diesem Gebirgsabschnitt. Entlang dieses gesamten Bereiches sind nur an einigen Stellen Tropfwasserzutritte zu verzeichnen (Station S 2023, S 2030, S 2050–2055, S 2270 m).

3.8. Werfener Schichten im Südabschnitt

Die Gesteine der Werfener Serie, denen wir bereits innerhalb des Nordabschnittes auf kurzer Distanz begegnet sind, überwiegen im Streckenabschnitt des Südbauloses vom Portal bis zur Stollenstation S 2023 m und auf den letzten 150 Metern von der Station S 2542 m bis zum Erreichen der Baulosgrenze bei S 2706 m.

Die Serie setzt sich aus feinkörnigen bis dichten Tonschiefern verschiedener Farbe sowie aus Fein- bis Mittelsiltschiefern und Siltsteinen zusammen. Siltsteine und Quarzite sind stets als Einschaltungen anzutreffen, können aber auch abschnittsweise dominieren. Diese Ausbildungstypen herrschen bei relativ großer Einförmigkeit vor. Der Übergang dieser petrographisch meist nur geringfügig variierenden Gesteinstypen erfolgt fließend. In Abhängigkeit von der mineralogischen Zusammensetzung ist mitunter eine rhythmische Wechsellagerung (in der Dimension weniger Zentimeter bis Dezimeter) und eine wechselnde Färbung der Gesteine gegeben.

Charakteristisch sind vor allem Einschaltungen von rötlichbraun gefärbten Tonschiefern innerhalb dieser überwiegend grüngrau gefärbten Serie. Stellenweise liegt auch eine dünnsschichtige Wechsellagerung dieser beiden verschieden gefärbten Gesteinstypen vor. Begleitet werden die Tonschiefer stets von zwischengeschalteten, dünnen Gipsbändern, -zeilen, -knollen und -knauern, welche meist fleischrotfarben (selten weißlichgrau) gefärbt sind.

Die fließend ineinander übergehenden, nur petrographisch gering variierenden Gesteinstypen berühren jedoch die tunneltechnischen Aspekte kaum. Das Ausbruchverhalten des Gebirges wird vielmehr durch den bereichsweise unterschiedlichen Zerlegungsgrad, die Kluftdichte, die Kluftfüllungen sowie die Änderung der räumlichen Stellung des Gefüges bestimmt. Danach läßt sich die Werfener Serie in drei Gebirgstypen gliedern.

Die Unterteilung wurde bevorzugt in Abhängigkeit von gefügekundlichen Aspekten und nur untergeordnet auch nach petrographischen Gesichtspunkten erstellt. Diese Typeneinteilung stimmt jedoch nicht mit der im beiliegenden Längenschnitt ausgewiesenen Gebirgsstärkeklassenverteilung überein, zumal die technischen Auswirkungen in dem verhältnismäßig kleinen Ausbruchquerschnitt gering waren. Für den Vollausbuch zeigten sich jedoch schon wesentlich markantere technische Auswirkungen beim Durchörteren der drei unterschiedlichen Gebirgstypen.

Gesteinstyp A umfaßt die Bereiche des Erkundungstollens von Station S 0–920 m und S 1430–2023 m,

Gebirgstyp B jene von Station S 920–1160 m und die Teilabschnitte, in welchen die Werfener Schichten im Bereich von Station S 2542–2706 m auftreten und

Gebirgstyp C die Strecke zwischen Station S 1160–1430 m.

Im Bereich des Gebirgstypes A sind vorwiegend Tonschiefer und Fein- bis Mittelsiltsteine anzutreffen. Einschaltungen von Siltsandsteinen und quarzitischen Lagen können vorkommen. Die Bedeutung für das ausbruchstechnische Verhalten des Gebirges in diesem Abschnitt liegt im Zusammenspiel der einzelnen Kluftgruppen und deren stets wechselnder Intensität. Auf weite Bereiche, sowohl im Lüftungstunnel als auch im Entwässerungstollen, stellen die Schieferungsflächen das dominierende Trennflächensystem dar. Hinzu kommen NW–SE-streichende und in ihren Fallwerten stark streuende Trennflächen sehr flacher bis söhligiger und steilstehender Stellung. Während die Kluftabstände der Schieferungsflächen im Dezimeterbereich schwanken, erfolgt die Zerlegung nach den übrigen Trennflächen weit-

maschiger. Auf weiten Bereichen herrscht eine blockige Zerlegung vor. Trotz des Vorhandenseins toniger Kluffüllungen sowie mehrerer Dezimeter breiter, mylonitisierter Störungstreifen gab es (sofern sie im trockenen Zustand vorlagen), selbst bei einem Ausbruchquerschnitt von 110 m^2 kaum eine Beeinträchtigung des Ausbruchsverhaltens.

Welche festigkeitsmindernden Auswirkungen der Gebirgstyp A bei mehr oder weniger gleichen gefügekundlichen und petrographischen Bedingungen im Falle von flächenmäßig zutretendem Bergwasser haben kann, zeigte sich im Bereich der ersten 250 m im Lüftungstunnel und im Vollausbruch. Trotz geringer Überlagerung ergaben sich aufgrund der hohen Durchnässung des Gebirges Ausbruchbedingungen, die ein hohes Maß an technischer Mobilität erforderten.

Die hohen Kluffzahlen, in Verbindung mit der erhöhten Wirksamkeit der wassergesättigten, tonig verfüllten Trenn- und Gleitflächen, verursachten eine wesentlich größere Teilbeweglichkeit der blockig zerlegten Kluffkörper. Die hinzutretenden dm- bis m-breiten Mylonitstreifen verminderten in diesem Abschnitt zusätzlich die Gebirgsfestigkeit. Wiederholt traten unmittelbar nach dem Abschlag örtliche Verbandsauflockerungen auf, die bis zu domartigen Mehrausbrüchen im First- und Kämpferbereich führen konnten.

Im Entwässerungsstollen war eine geringfügige Abweichung der petrographischen Zusammensetzung gegenüber dem im Lüftungstunnel aufgefahrenen Gesteinsverband erkennbar. Es dominieren hier Fein- bis Mittelsiltsteine; dagegen treten Tonschiefer anteilmäßig zurück. Der petrographisch eher monotone Gesteinsbestand wird nur von einzelnen sandreicheren Lagen oder von mit Tonhäutchen umflossenen Quarzknotenschiefern unterbrochen.

Im überwiegenden Teil des Entwässerungsstollens dominiert die blockige Zerlegung. Kennzeichnend für die Schichtflächen im Bereich der Werfener Serie ist ihre große Lagetreue. Sie streichen NE–SW, bei steilem Einfallen in Richtung N–S. Nur im Bereich Station S 1810–1900 m ließen vereinzelt auftretende Schichtabsonderungsflächen den Großfaltenbau erkennen.

Die vermehrte Einschaltung von stark plastisch deformierten Quarzlagen, -bändern und -knollen innerhalb der Tonschiefer kündigte den Übergang zur Dolomit-Rauhwakenserie an.

Der Grad der Zerlegung erhöhte sich deutlich und führte bis zur Mylonitisierung einzelner Tonschieferlagen. Ein ca. ein Meter breiter, wassergesättigter Tonschiefer-Mylonitstreifen im Bereich der Station S 2022–2023 m bildete den Abschluß der Werfener Schichten. Aber auch noch auf den weiteren Vortriebsmetern – bereits im Dolomit-Rauhwacken-Abschnitt – waren immer wieder zerriebene und mylonitisierete Tonschiefer der Werfener Serie eingeschuppt.

Im Bereich der Station S 920–1160 m und in Teilbereichen der Station S 2542–2706 ist der Gebirgstyp B anzutreffen, der durch eine entlang der Schichtung erfolgende engständige Durchtrennung des Gebirges charakterisiert ist. Diese stellt das vorherrschende gefügekundliche Element in jenem hauptsächlich von Tonschiefern aufgebauten Abschnitt dar.

Die vorteilhafte räumliche Lage der Schichtflächen zur Tunnelachse (s. Gefügediagramm Beil. 1) begünstigte jedoch das felsmechanische Verhalten des Gebirges beim Ausbruch. Trotz dieses Umstandes war aber in einzelnen Bereichen der Ulmen des Lüftungstunnels eine Überschreitung der einachsialen Gebirgsdruckfestigkeit erkennbar.

Die von Station S 2542–2558 m, S 2572–2578 m und von S 2635 bis zur Baugrenze aufgefahrene Werfener Schichten sind die letzten Schichtglieder der basalen Schuppenzone vor dem Antreffen der rein karbonatisch entwickelten Bosruckscholle.

In dieser stark tektonisch geprägten Übergangszone treten die Werfener Schichten in Wechselfolge mit Haselgebirge und neokomen Kalkschiefern (die bereits dem Nordbaulos zugehören) auf. Der Übergang der Werfener Schiefer zu den eingeschuppten Haselgebirgsschollen erfolgt fließend: Die Zerlegung der Tonschiefer nimmt zu und setzt sich bis zur Schollenbildung fort.

Der tektonische Einengungsprozeß bewirkt jedoch in diesen Zonen eine gewisse Verfestigung der Gesteinsverbandes. Sonst liegen die Werfener Schiefer in einer plattigen bis dünnplattigen Ausbildung vor und fallen mittelsteil nach Norden ein.

Die Hauptzerlegung der Gesteine erfolgt vorwiegend entlang einer durch Materialinhomogenitäten (Wechsel tonreicher und sandsteinreicher Lagen) vorgezeichneten Schichtung. Eine weitere Zerlegung bedingen fasergipsbelegte E–W-streichende, steil nach Süden einfallende Klüfte.

Der Gebirgstyp C umfaßt die überwiegend von Station S 1160–1430 m auftretenden Quarzite und Quarzitschiefer, die in einer ausgeprägt plattigen bis dickplattigen (Kluftzahl $K = 5-10$), abschnittsweise auch dünnplattigen Ausbildung ($K = 20-30$) anzutreffen sind. Die Gesteine in diesem Abschnitt sind durch eine hohe Verbandsfestigkeit und Gesteinshärte gekennzeichnet. Neben der gegenüber der Schichtung deutlich zurücktretenden Klüftung wirken sich aber die schichtflächenparallel eingeschalteten, bis mm dicken Fasergipsbänder festigkeitsmindernd aus.

4. Tonmineralogische Untersuchungen

Die tonmineralogischen Analysen sollten außer der mineralogischen Zusammensetzung des Haselgebirges vor allem die Frage klären, ob quellende Tonminerale vorhanden sind.

In diese Analysen wurden noch Proben von Fremdgesteinseinschaltungen im Haselgebirge, wie Werfener Siltsandsteine und mylonitisierte Tonschiefer, miteinbezogen. Dies erschien deshalb wichtig, weil im Lüftungstunnel gerade im Bereich solcher Gesteine die größten Bewegungen und Zerstörungen der Spritzbetonschale auftraten. Ferner wurden auch von den tonig-schluffigen Kluftfüllungen in den Gutensteiner Kalken und von tonig verfüllten Störungstreifen innerhalb der Werfener Serie des Südabschnittes tonmineralogische Analysen gemacht.

Die Untersuchungen wurden am Institut für Bodenforschung und Baugeologie der Universität für Bodenkultur von den Herren Professoren Dr. G. RIEDMÜLLER und Dr. B. SCHWAIGHOFER durchgeführt.

Der Mineralbestand der drei Haselgebirgsproben aus dem Abschnitt Station N 160, N 200 und N 309 m besteht überwiegend aus Gips, Glimmer und Chlorit. In geringer Menge sind Quarz, Feldspat und Magnesit vorhanden.

Bei der Haselgebirgsprobe der Station N 958 m, des tonärmeren, verfestigten Typs, überwiegen die Schichtsilikate Glimmer und Chlorit. Als weiterer Hauptgemengteil fand sich Anhydrit; untergeordnet traten die Minerale Quarz und Magnesit auf.

Die tonmineralogischen Analysen dieser vier Haselgebirgsproben in den Fraktionen $< 20 \mu$ und $< 2 \mu$ erbrachten keinen Nachweis über das Vorhandensein von quellfähigen Tonmineralien.

Ein baueologisch wichtiges Kriterium stellt auch der bereits makroskopisch auffallende, durchaus hohe Gehalt an Gips dar, der das Gestein vorwiegend im ersten Haselgebirgsabschnitt fein verteilt durchhädert. Besonders die auftretende, selektiv wirkende leichte Löslichkeit des Gesteines, sowie die verminderten Festigkeitseigenschaften und die Betonaggressivität sulfathaltiger Wässer (Station N 838 m: Sulfatgehalt 350 mg/l) dürften als Folgen des hohen Gipsgehaltes angesehen werden.

Die im Zusammenhang damit an zwei Gesteinsproben (Station N 200 m und N 309 m) durchgeführte geotechnische Prüfung der Wasserempfindlichkeit ergab bei einer Probe die Beurteilung „schwach wasserempfindlich Klasse -2“¹; die Prüfung der zweiten Probe erbrachte „wasserempfindlich Klasse -3/1“².

Bei zwei zusätzlichen Analysen von Fremdgesteinseinschaltungen – einem stark zerbrochenen Werfener Siltsandstein (Station N 455 m) und einem mylonitisierten Tonschiefer (Station N 837 m) – konnten ebenfalls keine quellfähigen Tonminerale nachgewiesen werden. Die Kluftbesteige führen jedoch nachweisbar Gips sowie Spuren (allerdings nur geschmacklich nachweisbar) von Salz.

Die an der Basis der Gutensteiner Kalke beginnenden, tonig-feinsandigen Kluftverfüllungen (Station N 2077 m) enthalten fast ausschließlich Dolomit. In der Fraktion $< 2 \mu$ konnten neben den Tonmineralien Illit/Glimmer auch Spuren quellfähiger, regelmäßiger Mixed Layer Minerale (Montmorillonit/Illit) gefunden werden.

Im Abschnitt der Werfener Schiefer wurden bereichsweise bis zu mehrere Dezimeter breite, tonig verfüllte Kluft- und Zerrüttungsstreifen angetroffen. Zur Klärung, ob diese Kluftfüllungen quellende Tonminerale beinhalten, wurden an zwei charakteristischen Stellen (Station S 285 und S 808 m) ebenfalls Proben entnommen.

Die tonmineralogische Analyse dieser Proben erbrachte keinen Nachweis über das Vorhandensein von quellfähigen Tonmineralien. Der Gesamtmineralbestand setzt sich aus den Hauptgemengteilen Chlorit und Glimmer/Illit und den Nebengemengteilen Quarz und Feldspat zusammen. Das prozentuelle Verhältnis der Schichtsilikate Illit : Chlorit beträgt in beiden Fällen für die Korngrößen $< 20 \mu$ und $< 2 \mu$ angenähert 70 : 30.

5. Felsmechanische Kennwerte

Um für den größeren Ausbruchsquerschnitt der Oströhre zu einer besseren Abschätzung des felsmechanischen Gebirgsverhaltens zu kommen, wurden zusätzlich zu den damals im Erkundungsstollen gewonnenen Werten der Gebirgsverformung (mit Konvergenz-, Extensometer- und Meßbankermessungen und tangentialen und radialen Druckmessungen) von Bohrkernen und Handstücken V- und E-Modul- sowie Druck- und Scherfestigkeitsbestimmungen durchgeführt.

Die Proben, an denen die Druckfestigkeit, der E- und der Verformungsmodul für die Laststufen 0.5 – 2.0 – 0.5 N/mm² ermittelt wurden³, entstammen dem Haselgebirge sowie Gesteinen der Werfener Serie.

¹ Definition „schwach wasserempfindliche Klasse -2“: Nach 24 Stunden Einlage der Probe in reines Wasser zeigt bloß die Oberfläche Auflösungen und Risse.

² Definition „schwach wasserempfindliche Klasse -3/1“: Die Probe ist nach 24-stündiger Einlage zerfallen; ihr Massenverlust beträgt 5 %.

Die erwähnten Untersuchungen wurden am Institut für Geotechnik und Verkehrsbau, Bodenmechanik und Grundbau von Herrn Prof. Dipl. Ing. Dr. D. PREGL durchgeführt.

³ Durchgeführt von der Materialprüfstelle Strass unter der Leitung von Herrn Dipl.-Ing. Dr. H. HUBER.

5.1. Haselgebirge

Probe, Station	V-Modul (N/mm ²)	E-Modul (N/mm ²)	Druckfestigkeit (N/mm ²)
374	—	—	2.0
390 linker Ulm	8860	4900	2.8
390 rechter Ulm	22600	22600	25.3
400	7100	20000	13.8
480	3100	4500	5.6

Um eine Abschätzung des Einflusses der Eigenfeuchte auf die Scherfestigkeit des Haselgebirges zu bekommen, wurden zusätzliche Scherversuche mit konstanter Normlast von 1.0 N/mm² nach verschieden langer Wasserlagerung durchgeführt.

Probe, Station 570	Wasserlagerung der Probe	Eigenfeuchte %	Scherfestigkeit (N/mm ²)
	naturfeucht	4.2	2.1
2	naturfeucht	4.7	1.8
3	2 Tage	6.5	1.8
4	2 Tage	6.2	2.0
5	4 Tage	7.1	1.1
6	4 Tage	7.4	1.6

Die Versuche ergaben, daß sich die Scherfestigkeit trotz Zunahme der Eigenfeuchte nach einer Wasserlagerung von 2 bzw. 4 Tagen nur relativ gering verminderte. Dabei zeigte die Scherfläche eine Durchfeuchtung von etwa 50 %.

In Ergänzung zu diesen Untersuchungen wurden von Herrn W. WOLFF im Rahmen einer Diplomarbeit am Geologischen Institut der Technischen Universität Wien auch direkt an der Baustelle Scherversuche an Haselgebirgsproben gemacht. Sie sollten mittels eines zur Verfügung gestellten Schergerätes zusätzliche Gesteinsdaten und felsmechanische Informationen liefern.

Die graphisch dargestellten Werte, die vom „isotropen“ Haselgebirge ermittelt wurden, kommen in einem relativ gering streuenden Band zu liegen und nehmen einen Scherwinkel von ungefähr $\varphi = 30^\circ$ ein. Es zeigt sich, daß die Scherfestigkeit der Proben trotz Zunahme der Eigenfeuchte nach Wasserlagerung von 24–30 Stunden nur geringfügig verändert wurde. Im Gegensatz zu den Ergebnissen von Dr. HUBER war bei allen Proben die Eindringtiefe des Wassers sehr gering (1–3 mm). Die Ergebnisse der felsmechanischen Scherversuche konnten die aus den geotechnischen Ergebnissen von PREGL nachgewiesene Wasserempfindlichkeit des Haselgebirges (s. Kap. 4) nicht bestätigen.

Dieses aberrante Verhalten könnte dadurch erklärbar sein, daß sich die für den Scherversuch notwendigen Probekörper beim Schneid- oder Bohrvorgang mit einem feinen Tonfilm überziehen, der in weiterer Folge – zumindest innerhalb dieser kurzen Zeitspanne – bei Wasserlagerung das Eindringen von ruhendem Wasser verhindert.

Die Ergebnisse von den Proben des „anisotropen“ Haselgebirgstypes und des geschieferten Haselgebirges (= Wechsellagerung zwischen Anhydrit und Haselgebirge) weisen trotz eines größeren Winkels auf keine wesentlich erhöhte Kohäsion hin.

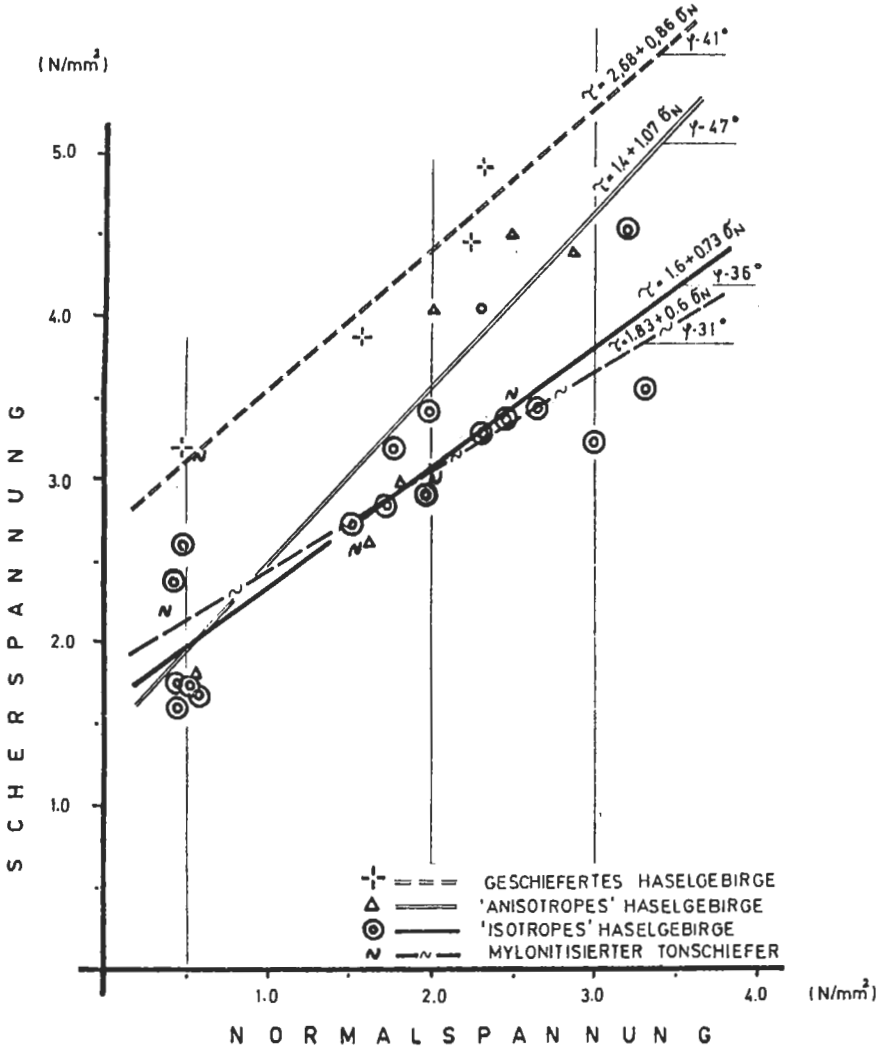
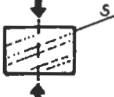


Abb. 5: Ergebnisse der Gesteinsscherversuche (durchgeführt an der Baustelle von W. WOLFF).

5.2. Werfener Serie

Die Proben aus dem Bereich der Werfener Schiefer entsprechen Siltsteinen mit zwischengeschalteten Lagen von Siltsandsteinen und Quarziten. Die Klüfte sind z. T. mit auskristallisiertem Flußspat verheilt.

Bohrkern:	Beanspruchungsrichtung	Verformungs-Modul (N/mm ²)	E-Modul (N/mm ²)	Druckfestigkeit (N/mm ²)
Probe 1		19700	1800	81.0
Probe 8		15400	19500	40.6
Probe 10		30300	37800	41.2

Von den ebenfalls in der Werfener Serie vorkommenden, rötlich-violett gefärbten Tonschiefer-Siltsteinen, die stets durch einen höheren Zerlegungsgrad gekennzeichnet sind, ergaben die an Handstücken ermittelten Werte eine Scherfestigkeit von annähernd 2.2 N/mm² und einen Reibungswinkel von 61°.

Die mit Hilfe eines Schergerätes durchgeführten Scherversuche an den Quarziten zeigten in ihren Werten einen sehr hohen Streuungsgrad, der durch die stets eingeschalteten, fasergipsgefüllten Trennflächen verursacht wurde.

6. Bergwasserverhältnisse

Die beim Bau des Eisenbahntunnels durch katastrophale Karstwassereinträge verursachten Schwierigkeiten waren in erster Linie dafür ausschlaggebend, daß man sich zu einem Erkundungsstollen außerhalb des Tunnelhauptquerschnittes entschied. Damit durfte man sich eine Vorentwässerung und Vorentgasung des umliegenden Gebirgsraumes erhoffen.

Während im Abschnitt des Haselgebirges mit größeren Wasserzutritten kaum zu rechnen war, galt das Interesse vor allem der Kalk- und Dolomitfolge mit ihren ausgezeichneten Wasserwegen. Durch die Nähe des bestehenden Eisenbahntunnels durfte man wesentlich reduzierte Wassermengen, als sie beim Bau des Eisenbahntunnels zutraten, erwarten.

Im Erkundungsstollen konnte der Haselgebirgsabschnitt, von kurzen Bereichen abgesehen, trocken aufgefahren werden. Die meist nur tropfenden und leicht rinnenden Zutritte erfolgten stets an den Grenzflächen größerer Fremdgesteinsschollen, wie etwa im Fall der Dolomit-Anhydritschollen und der Tonschiefer, sowie entlang dolomitischer Brekzienlagen. Die einzige Ausnahme bildete eine dolomitische Einschüttungsbrekzie, welche sich bei Station N 335 – N 345 m im Liegenden einer Dolomit-Anhydritscholle flach erstreckte. Sie brachte einen stark salzhaltigen Wasserandrang (Chloridgehalt von 14.580 mg/l) von vorerst 3 l/sec., der sich aber auch nach „Auswaschung“ eines m³ großen Hohlraumes in der Zuflußmenge reduzierte und jetzt nur mehr Tropfwasser liefert.

Bei Station N 1068 m des Erkundungsstollens erfolgte an der Grenze zwischen dem Haselgebirge und dem Karbonatkörper der Bosruckscholle der erwartete Wasser-einbruch. Aus einer mehreren Dezimeter breiten, tonig-schluffig verfüllten Spalte, hinter der steilstehenden, glatten, mehr oder weniger ortsbreustparallelen Grenzfläche drang Wasser in den Lüftungstunnel ein – zunächst unter hohem Druck 140 l/sec., in späterer Folge temporär bis 280 l/sec. Der Bereich mit Bergwasser, welches entlang von Kluftspalten und Karstschläuchen zutrat, erstreckte sich bis Station N 1106 m. Die Gesamtzuflußmenge reduzierte sich in diesem Streckenabschnitt nur langsam, aber stetig, und beträgt derzeit ca. 60 l/sec. Beim Auffahren der Haupttunnelröhre betrug der Wasserzutritt an der Übergangsstelle vom Haselgebirge zum Tisovec-Kalk ca. 40 l/sec., wobei sich der Wasserzutritt im benachbarten Lüftungstunnel zirka um diese Menge reduzierte.

Der starke Bergwasserzufluß beim Auffahren des Erkundungsstollens bei mehr oder weniger gleichbleibendem Wasseraustritt aus dem Eisenbahntunnel erbrachte die Erkenntnis, daß trotz des in unmittelbarer Nähe verlaufenden Eisenbahntunnels, ein neues, weitgehend abgeschlossenes Kluftwassersystem angezapft worden war. Das Vorhandensein solcher separierter Wasserschläuche mit möglicherweise auch eigenem Einzugsgebiet kann nur durch die nachträgliche Verfüllung offener Spalten und Karstschläuche mit Ton- und Schluffmaterial erklärt werden.

Der verbleibende Abschnitt der karbonatischen Serie erbrachte auf längeren Strecken flächenhafte Tropf- oder Rinnwasserzutritte und meist entlang der vereinzelt klaffenden Klüfte rinnende Wasserzuflüsse. Die Gesamtwasserzutrittsmenge betrug jedoch in der karbonatischen Serie nicht mehr als 5 l/sec.

Die an zwei Wasserzutrittsstellen im Haselgebirgsabschnitt durchgeführten chemischen Analysen des Bergwassers ergaben stark unterschiedliche Werte für den Chlorid- und Sulfatgehalt. Die im Stationsbereich N 330 – N 345 m zutretenden, stark salzigen Wässer wiesen einen enorm hohen Chloridgehalt von 14,580 mg/l und einen Sulfatgehalt von 860 mg/l auf, während die Tropfwässer im Abschnitt der mylonitisierten Tonschiefer einen Chloridgehalt von 1402 mg/l und einen Sulfatgehalt von 3501 mg/l aufwiesen.

Erwartungsgemäß hatten dagegen die im karbonatischen Abschnitt zutretenden Wässer sehr niedrige Chlorid- bzw. Sulfatgehalte. Diese lagen zwischen 1 bis 2 mg/l Chloridanteil und 20–32 mg/l Sulfatanteil.

Die im Rahmen der Scherversuche von Herrn Dr. W. WOLFF ermittelten Wassergehaltswerte der Haselgebirgsproben ermöglichten ebenfalls eine Zuordnung zu den zwei differenzierbaren Haselgebirgsbereichen. Während die aus dem Abschnitt des „isotropen“ Haselgebirges entnommenen Proben einen Eigenfeuchte von 9–16 % besitzen, weisen die des „anisotropen“ Haselgebirges nur einen Wassergehalt von 1,2 bis maximal 4,7 % auf.

Die katastrophalen Wassereinbrüche (bis 1100 l/sec.), welche sich beim Bau des Eisenbahntunnels im Südabschnitt ereignet hatten, waren an geologisch besonders prädestinierte Gesteinsserien gebunden – vor allem an die in den Werfener Schichten steckenden, zelligporigen *Rauhackebänder*. Diese Rauhackenbänder konnten im Zuge der Obertagekartierungen auch noch eindeutig über der neuen Tunneltrasse nachgewiesen werden. Somit waren beim Auffahren des Erkundungsstollens ebenfalls Wassereinbrüche, wenn auch in abgeschwächter Menge, zu erwarten. Der bereits einleitend erwähnte, komplizierte tektonische Bau im Südabschnitt verursachte jedoch ein unvermutetes Auskeilen des ersten, vom Eisenbahntunnel am weitesten entfernt liegenden Rauhackenbandes. Somit konnte der Erkundungsstollen und die Oströhre bis zur Station S 2023 m ohne Fremdgesteineinschaltung in der Werfener Serie vorgetrieben werden. Der befürchtete Wassereinbruch blieb dadurch aus. Die Gesteine der Werfener Serie konnten mehr oder weniger trocken und damit ohne wesentliche technische Schwierigkeiten aufgefahren werden (mit Ausnahme der ersten 250 m vom Südportal an und eines kurzen Teilstückes bei der Station S 525–528 m).

Wie stark der Einfluß von hinzutretendem Bergwasser bei Auffahren der sehr wasserempfindlichen Tonschiefer sein kann, zeigten die ersten 250 Stollenmeter. Das flächenhaft zutretende Bergwasser verschlechterte hier das Ausbruchverhalten um 2–3 Gebirgsstärkeklassen.

Die hohe Zerlegung des Gebirges, in Verbindung mit der erhöhten Wirksamkeit der tonig verfüllten, wassergesättigten Trenn- und Gleitflächen verursachte eine we-

sentlich höhere Teilbeweglichkeit der Klufkörper.

Örtliche Verbandsauflockerungen, die zum Eingleiten ganzer Schichtpakete sowie zu domartigen Überbrüchen, besonders im First- und Kämpferbereich, führten, waren die Folge.

Nach dem Auffahren der ersten trockenen Klufthohlräume und der bis zu 150 m³ großen Höhlen innerhalb der an die Werfener Schichten anschließenden Dolomit-Rauhwickenserie war es klar, daß dieser Gebirgsabschnitt bereits durch den naheliegenden Eisenbahntunnel völlig entwässert wurde. Die ausgespülten und ausgekolkten Hohlräume sowie die starken Verwitterungs- und Zersetzungserscheinungen an den Gesteinen sind Zeugen des ehemaligen Vorhandenseins gewaltiger Wassermengen. Heute sind in dieser Zone nur einzelne Tropfwasserzutritte entlang von wassergesättigten, tonig mylonitisierten Schieferbändern zu verzeichnen (Station S 2023, S 2030, S 2050, S 2272 m).

Chemische Analysen der zutretenden Wässer bei den Stationen N 20, N 65, N 72, N 152, N 209, N 252, N 256, N 525 m ergaben einen Chloridgehalt, der zwischen 2,3–17,1 mg/l schwankt und einen Sulfatgehalt von 195,6–1027 mg/l.

7. Baugelogeische Schlußbetrachtung nach Ausbruch des Lüftung- und Entwässerungsstollens

Das generelle Projekt des Bosruck-Autobahntunnels sah den vorauseilenden Bau eines zwischen den beiden Haupttunnelröhren liegenden **L ü f t u n g s t u n n e l s** und **E n t w ä s s e r u n g s s t o l l e n s** vor. Gemäß dieser Konzeption wurden die zwei Lüftungstunnel mit einem Ausbruchsquerschnitt von ca. 30 m² aufgefahren; der Ausbruch der verbleibenden Verbindungsstrecke durch den Entwässerungsstollen erfolgte im Minimalquerschnitt. Ausschlaggebend für die damalige Entscheidung, den durchgehenden Erkundungsstollen nicht innerhalb des Haupttunnelquerschnittes zu führen, war die Befürchtung, daß man mit ähnlichen Schwierigkeiten konfrontiert werden könnte, wie sie bei dem Bau des nahen Eisenbahntunnels aufgetreten waren. Durch den vorauseilenden Erkundungsstollen durfte man sich vor allem eine Vorentwässerung und -entgasung des umliegenden Gebirges erhoffen, und damit für den Bau der Haupttunnelröhre wesentlich günstigere Ausbruchsbedingungen. Man wollte alles unternehmen, um den seinerzeitigen Schwierigkeiten beim Bau des Eisenbahntunnels, welche durch katastrophale Wassereinbrüche, Hohlraumverbrüche und Gasexplosionen gekennzeichnet waren, zu entgehen. Zusätzlich erwartete man von dem Erkundungsstollen wesentliche Informationen über das gebirgsmechanische Verhalten des in seiner Ausbildung und Konsistenz stark schwankenden Haselgebirges. Neben diesen Aufgaben hatte der vorauseilende Stollen auch die Funktion der detaillierten geologischen, geotechnischen sowie felsmechanischen Erkundung.

Trotz der Nähe des geologisch gut erfaßten Eisenbahntunnels und einer eingehenden geologischen Obertagkartierung konnte erst der Erkundungsstollen Licht in den strukturellen Aufbau der Untergrundverhältnisse bringen, welche sich als tektonisch wesentlich komplizierter erwiesen, als ursprünglich angenommen worden war.

Entgegen den bisherigen Erfahrungen erwies sich das im Lüftungstunnel und im Haupttunnel auf eine Länge von 1000 m aufgefahrene **H a s e l g e b i r g e** beim Ausbruch aufgrund der günstigen und vor allem trockenen Bedingungen im überwiegenden Streckenabschnitt als mehr oder weniger problemlos. Nur entlang vereinzelter Abschnitte wich die Ausbildung vom „Normaltyp“ ab und bedingte dann erschwerte Ausbruchsbedingungen. In diesen Bereichen zeigte sich sofort, daß das Haselgebirge

durch den Kontakt mit Wasser seine sonst im trockenen Zustand vorhandenen günstigen Eigenschaften einbüßt.

Allerdings blieb auch nach dem Ausbruch der Haselgebirgsstrecke die bereits in der Prognose ausgedrückte Ungewißheit über das Langzeitverhalten bestehen. Obwohl in den untersuchten Proben keine quellfähigen Tonminerale angetroffen wurden, trat dennoch im Lüftungstunnel nach einer Beobachtungszeit von ca. zwei Jahren und im Haupttunnel nach ca. einjähriger Beobachtung keine völlige Stabilisierung der Haselgebirgsabschnitte ein.

Wie sich zeigte, liegt der Anhydrit im ersten Haselgebirgsabschnitt neben reichlichen Gipsschollen meist in Form massiger, von Gips ummantelter Schollen und Blöcke vor. Bei der tonmineralogischen Untersuchung dieser Proben konnte daher in der Grundmasse kein Anhydrit nachgewiesen werden.

Dieser erste Abschnitt des Haselgebirges steht offenbar noch unter dem Einfluß oberflächennaher Bedingungen (Gipsspiegel). Mit zunehmender schützender Überlagerung nimmt der Gipsanteil im Gebirge ab und der Anhydritanteil steigt. Dieser Trend wird u. a. durch das reichliche Vorhandensein von fein verteiltem Anhydrit, bei Fehlen von Gips, in Analysen aus dem Stationsbereich N 958 m bestätigt.

Durch die Schaffung eines Ungleichgewichtes im geochemisch und geotechnisch mehr oder weniger stabil eingestellten, unverritzten Gebirge (durch Umlagerung der Kräfte während des Spannungsumlagerungsprozesses, durch Änderung der Bergwasser- und Feuchtigkeitsverhältnisse sowie durch Änderung der Temperaturbedingungen) kann vor allem der fein in der Grundmasse verteilte Anhydrit leicht in Gips umgewandelt werden. In weiterer Folge kann die beobachtete, fortschreitende Hohlraumdeformation auftreten. Die auf große Streckenabschnitte fehlenden Wasserzutritte verzögern diese Vorgänge entlang der Ausbruchswände, schließen sie jedoch nicht aus, zumal zumindest das Gleichgewicht des Porenwasserdruckes erheblich gestört wurde.

Die restlichen Abschnitte des Lüftungstunnels und Haupttunnels im Nordabschnitt haben den prognostizierten geologischen Erwartungen entsprochen. Eine Ausnahme bildete nur die überraschend mächtige Entwicklung der rauhwackig-sandig-dolomitischen Folge an der Basis der Gutensteiner Kalke.

Ein wiederholter erhöhter Gebirgswasserandrang war im Nordabschnitt durch die nun großräumig wirksam gewordene Drainagierung des Gebirges nicht mehr gegeben. Im Bereich des Haselgebirges stieß man in der Oströhre in Verbindung mit Fremdgesteinseinschaltungen nur vereinzelt auf kleinere Wassersäcke und kleinere „Bläser“. Auch im Abschnitt der mittel- bis obertriadischen Karbonatfolge dürfte bereits die Entwässerung des umliegenden Gebirgsraumes sowie die Freilegung der tonig-schluffig verfüllten Klüfte eine Verflüchtigung allfälliger Ansammlungen von größeren Grubengasmengen bewirkt haben.

Im Südabschnitt verblieb der Erkundungsstollen und die Haupttunnelröhre größtenteils in Werfener Tonschiefern und Siltsteinen, innerhalb derer die Einschaltung anderer Schichtglieder unterblieb. Hier ergaben sich bei den überwiegend trockenen Gebirgsverhältnissen keine nennenswerten Ausbruchserschwerisse. Vor allem blieb das gefürchtete Rauhwackenband aus, bei dem mit großen Wassereinbrüchen zu rechnen gewesen wäre.

Die trockenen Gebirgsverhältnisse hielten auch in dem circa 250 m langen Folgestück nach den Werfener Schichten an. Hier treten zwar tektonisch stark zerlegte und chemisch zersetzte dolomitische Gesteine und sogar Rauhwacken und mylonitisierte Tonschiefer auf, doch blieben wenigstens Wassereinbrüche aus. Diese Serie wurde

nämlich bereits durch den Eisenbahntunnel vorentwässert. Trotz dieses enormen Vorteils in bezug auf das fehlende Bergwasser waren dennoch die Ausbruchsbedingungen in diesem Abschnitt für den bloß 10 m² großen Entwässerungsstollen sehr schwierig.

Somit lag im Südbaulos, die Anfangsstrecke und ein kurzes Stück von Station S 525 – S 528 m ausgenommen, ein mehr oder weniger trockenes Gebirge vor.

Die *S t a n d f e s t i g k e i t s v e r h ä l t n i s s e* waren, die ersten 250 m nach dem Südportal und der 250 m lange Abschnitt der Dolomit-Rauhackenserie ausgenommen, als gut zu bezeichnen.

Die über einen längeren Zeitraum verfolgten Konvergenzmessungen und die an einzelnen Hauptmeßquerschnitten installierten Meßanker, Extensometer sowie tangentialen und radialen Druckmeßgeber zeigten ein Abklingen der Bewegungen innerhalb weniger Tage nach dem Ausbruch und die Näherung des Gebirges in Richtung zu einem neuen Gleichgewichtszustand.

G a s z u s i c k e r u n g e n wurden nur im Bereich der Haselgebirgsstrecke und im Südbaulos auf Station S 417 m registriert. Die Konzentration der eingesickerten Gase war im vollen Ausbruchsquerschnitt des Lüftungstunnels nicht meßbar, sondern bloß unmittelbar am Bohrlochmund. Dabei handelte es sich um ein stark schwefelig riechendes, entflammbares Gas, welches sich in der Folge verflüchtigte. Eine genaue Analyse des Gases war wegen der mangelnden Konzentration nicht möglich.

Mit dem vorseilenden Bau des Lüftungstunnels und des Entwässerungsstollens und dem Ausbruch des Umkehrplatzes im Vollquerschnitt schuf man Voraussetzungen für die Einbringung der für die Detailplanung des Vollausbruches erforderlichen geologischen Daten.

Somit ermöglichte der Richtstollen nicht nur die Erstellung eines genauen Bildes über den gesamten petrographischen Bestand, sondern gewährte vor allem einen optimalen Einblick in das noch wichtigere Gefügeinventar.

Für den Ausbruch des großen Tunnelquerschnittes (Ausbruchsquerschnitt ca. 95–110 m²) stellte der Richtstollenvortrieb einen unschätzbaren Vorteil dar, denn man war rechtzeitig vor unliebsamen Überraschungen gewarnt und fand auch ein weitgehend entwässertes Gebirge vor. Angesichts der bei dem Eisenbahntunnel durch zahlreiche katastrophale Wassereinbrüche aufgetretenen geologischen Schwierigkeiten kann diese Tatsache gar nicht hoch genug bewertet werden. Zusätzlich ließen sich die offenen geologischen Fragen im wesentlichen klären; vor allem konnten auch Anhaltspunkte für das mutmaßliche Gebirgsverhalten im Ausbruchsquerschnitt der geplanten Haupttunnelröhre gefunden werden.

8. Literatur

8.1. Regionalgeologische Literatur

- AMPFERER, O., 1926: Fortschritte der geologischen Neuaufnahme von Blatt Admont und Hieflau. – Jb. Geol. B.-A., 76, 171–197, 22 Abb., Wien.
- , 1933: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1 : 75.000, Blatt Admont–Hieflau. – Wien (Geol. B.-A.).
- ANIWANDTER, E., 1954: Die Tektonik und Stratigraphie der östlichen Warscheneckgruppe und ihre Umrahmung. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 165 S., 17 Beil., Wien.
- BITTNER, A., 1886: Aus dem Ennsthaler Kalkhochgebirge. – Verh. Geol. R.-A., 1886, Nr. 4, 92–101, Wien.

- CORNELIUS, H. P., 1945: Zur Schichtfolge und Tektonik des Kammspitz-Grimmingzuges (Oberdonau–Steiermark). – Ber. R.-A. Bodenforsch. Wien, 1944, H. 5/8, 127–138, 2 Abb., Wien.
- DULLO, W. CH., 1979: Fazies und geologischer Rahmen der Dachsteinkalke (Obertrias) in den südwestlichen Gesäuse-Bergen (Steiermark). – Unveröff. Diplomarb. Inst. f. Paläont. Univ. Erlangen–Nürnberg, 197 S., 31 Abb., 8 Tab., 20 Taf., 6 Beil., 1 geol. Kt., Erlangen.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H. L., 1972: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 63 (1970), 52–141, 15 Abb., 1 Tab., 2 Beil., Taf. 1–19, Wien.
- FÜCHTBAUER, H. & RICHTER, D. K., 1983: Relations between fissures, internal breccias and mass flows during Triassic and earlier rifting periods. – Geol. Rundschau, 72, H. 1, 53–66, 4 Abb., Stuttgart.
- GEYER, G., 1907: Die Aufschließungen des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 82, 1–40, 3 Abb., Taf. 1–3, Wien.
- [In: VACEK, M. & GEYER, G.], 1916: Erläuterungen zur geologischen Karte . . . , 1:75.000, Blatt Liezen. – 58 S., Wien (Geol. R.-A.).
- [In: VACEK, M. & GEYER, G.], 1918: Geologische Spezialkarte von Österreich, 1:75.000, Blatt Liezen, Wien (Geol. R.-A.).
- HAHN, F. F., 1913: Grundzüge des Baues der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, II. Teil. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 6, 374–501, 6 Abb., Taf. 14–17, Wien.
- HESS, R., 1981: Zur Geologie der Admonter Schuppenzone im Raum Ardnig unter Berücksichtigung der Werfener Schichten. – Unveröff. Diplomarb. Inst. f. Geol. u. Miner. Univ. Erlangen, 169 S., 58 Abb., 2 Tab., 25 Taf., 4 Beil., Erlangen.
- & ROSSNER, R., 1984: Die Lithofazies der Salberg-Schichtenfolge (Permoskyth) im Bereich Liezen–Admont (Steiermark, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 30 (im Druck).
- HOLZER, H. L., 1978: Eine stratigraphische Tabelle der Malmvorkommen Österreichs (mit erläuternden Bemerkungen und einem Schichtnamenverzeichnis). – Schr.-R. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 4, 219–242, 2 Tab., Wien.
- KOBER, L., 1912: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 88, 345–396, 7 Abb., 2 Ktn., 1 Taf., Wien.
- KOVACS, S., 1980: Paleogeographical significance of the Triassic Hallstatt limestone facies in the North Alpine faciesregion. – Földtani Közleány, 110/3–4, 360–381, 5 Abb., Budapest.
- KRYSTYN, 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, 9 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- LEIN, R., 1976: Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 184, 197–235, 6 Abb., Wien.
- , 1981: Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Müritzalpen südlich von Mariazell (Steiermark). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 207–235, 4 Abb., 1 Taf., Beil. 12, Wien.

- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E., 1982: Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permo-skythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges. – Verh. Geol. B.-A., 1982, H. 2, 33–51, 2 Abb., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (ed), 1981: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1981: Blatt 76 Wiener Neustadt. – 118 S., 14 Abb., Wien (Geol. B.-A.).
- [In: BRIX, F. & PLÖCHINGER, B.], 1982: Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 76: Wiener Neustadt. – Wien (Geol. B.-A.).
- & PREY, S., 1968: Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raum Windischgarsten–St. Gallen. – Jb. Geol. B.-A., 111, H. 2, 175–211, 4 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wien.
- POBER, E., 1982: Zur lithofaziellen und stratigraphischen Gliederung der Wörschacher Gosau. – Die frühalpene Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpkt. S 15), H. 3 (= Jber. 1981), 157–161, Leoben.
- , 1983: Fazielle Aspekte der Schichtfolge der Wörschacher Gosau. – Die frühalpene Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpkt. S 15), H. 4 (= Jber. 1982), 129–134, Leoben.
- PREY, S., 1968: Bericht 1967 über geologische Untersuchungen auf den Blättern 98 (Liezen) und 99 (Rottenmann). – Verh. Geol. B.-A., 1968, H. 3, A40–A41, Wien.
- RICHTER, D. K. & FÜCHTBAUER, H., 1981: Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). – Z. dt. geol. Ges., 132, 451–501, 9 Abb., 5 Taf., Hannover.
- SPENGLER, E., 1959: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., 102, 193–312, Taf. 4, 5 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A., 1964: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1964, 270–299, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- , 1976 a: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 2, XVI + 580 S., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- , 1976 b: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Kalkalpen, und regionale Tektonik. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 3, IX + 449 S. 7 Taf., 130 Abb., Wien (Deuticke).

8.2. Geotechnische Literatur

- BLODING, M. J., 1906: Die Bauschwierigkeiten beim Bosrucktunnel. – Z. Österr. Ing.- u. Arch. Ver., 28, Nr. 25, 369–374, 3 Abb., Wien.
- BRANDECKER, H., 1973: Unveröffentlichter geotechnischer Bericht. – 40 S., 11 Beil., Salzburg.
- DEMME, W. & NOWY, W., 1978: Bosrucktunnel. – Unveröff. geol. Gutachten für den Erkundungsstollen, 29 S., 2 Abb., 10 Beil., Graz.
- , 1980 a: Bosrucktunnel/Süd-Vollausbruch. – Unveröff. geol. Gutachten, 19 S., 1 Taf., Korneuburg.
- , 1980 b: Bosrucktunnel/Nord-Vollausbruch. – Unveröff. geol. Gutachten, 23 S., 1 Taf., Korneuburg.
- GROB, H., 1972: Schwellendruck im Belchentunnel. – Veröff. Intern. Sympos. f. Untertagebau, 99–119, Luzern.

- GEYER G., 1907: s. 8.1.
- HANNACK, J., 1907: Bosrucktunnel. – Tunnelbau, 242–257, 8 Abb.
- KERN, K., 1981: Pyhrnautobahn-Bosrucktunnel Erkundungsstollen Nord. – Mayr-eder, 5, 26–28, 5 Abb., Wien.
- MAYRHOFER, H., 1955: Beiträge zur Kenntnis des alpinen Salzgebirges. – Z. dt. geol. Ges., 105, 4 Tl., 752–775, 4 Abb., 2 Taf., Hannover.
- Diverse unveröffentlichte Unterlagen der ÖSTERREICHISCHEN BUNDESBahn betreffend den in den Jahren 1901–06 angelegten Eisenbahntunnel und die nachfolgenden Sanierungsbauten.
- SCHAUBERGER, O., 1950: Gebirgsdruckerscheinungen im alpinen Haselgebirge. – Int. Fachtagung f. Gebirgsdruckfragen im Bergbau u. Tunnelbau, 8, 138–140, 10 Abb., Wien.
- , 1955: Zur Genese des alpinen Haselgebirges. – Z. dt. geol. Ges. 105, 4. Tl., 736–751, 2 Abb., 3 Taf., Hannover.
- SPAUN, G., 1968: Die geologischen Vorarbeiten und der Sondierstollen des Ennstalkraftwerkes Landl. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 18, 341–366, Taf. 9–10, 5 Tab., Wien.
- , 1974: Über die Ursachen von Sohlhebung in Tunneln des Gipskeupers. – Festschr. Leopold Müller-Salzburg zum 65. Geburtstag. – 245–260, 8 Abb., Karlsruhe.
- WALSER, P., 1980: Praktische Erfahrungen beim Herstellen des Sondierstollens Süd für den Bosruck-Straßentunnel. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. 126, H. 6, 238–242, 1 Abb., Wien.

Unveröff. Berichte von Analysen

- HUBER, H., 1979: Felsmechanische Versuche – Bosrucktunnel, Bericht PSM 231, Strass (Materialprüfstelle d. Tauernkraftwerke AG.).
- PREGL, D., 1979: Bestimmung der einachsialen Druckfestigkeit, des Wassergehaltes sowie der Wasserstabilität von Haselgebirgsproben, Bericht v. 22. 6. 1979, Wien (Inst. f. Geotechn. u. Verkehrsbau, Bodenmechanik u. Grundbau; Univ. f. Bodenkultur)
- RIEDMÜLLER, G. & SCHWAIGHOFER, B., 1979/80: Tonmineralogische Analysen, Berichte v. 26.6.1979, 22.10.1979, 4.2.1980, Wien (Inst. f. Bodenforsch. u. Bau-geol.; Univ. f. Bodenkultur).

Dank: Für die Bestimmung von Fossilien sind wir besonders den Herren W. CH. DULLO (Institut f. Paläont. Univ. Erlangen), Dr. B. GRUBER (Oberöstr. Landesmus. Linz), Doz. Dr. L. KRYSTYN, Dr. W. PILLER (beide Inst. f. Paläont. Univ. Wien) sowie Dr. T. STEIGER (Inst. f. Paläont. u. histor. Geol. Univ. München) zu Dank verpflichtet. Die Dünnschliffe zu dieser Arbeit verfertigt in bewährter Weise Herr LUMMER; die Abbildungen wurden von Herrn LEITNER gezeichnet, die Fotoarbeiten besorgte Herr NEUNER. Ihnen allen möchten wir für ihr Bemühen herzlich danken.

TAFEL 1



Fig. 1: Normal ausgebildetes Haselgebirge. In einer von dünnen Salz- und Gipsfäden durchzogenen Grundmasse (hell) sind gut gerundete Anhydritschollen (dunkel) eingebettet. Station N 176 m.

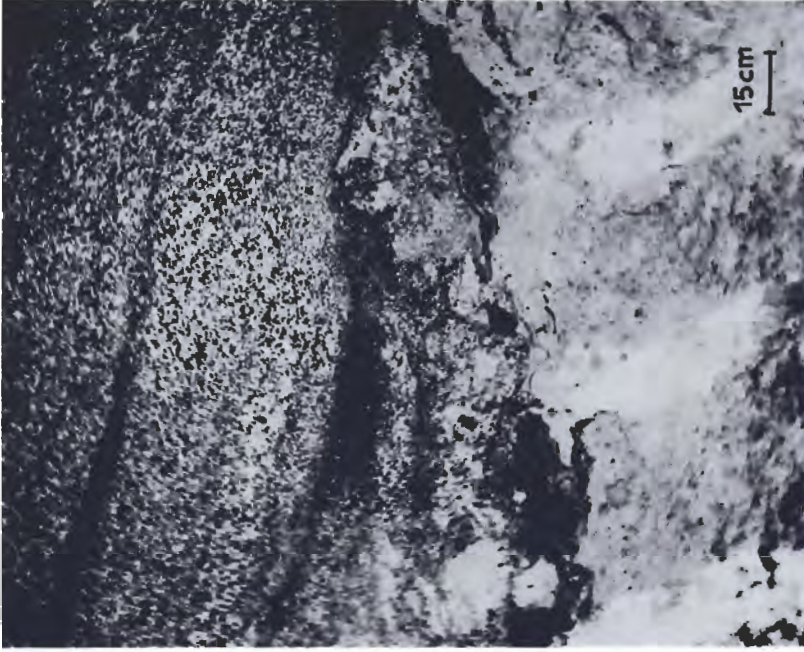


Fig. 2: Direkt über dem Haselgebirge (unten) folgt bei Station N 341 m eine deutlich gradierte Einschüttungsbrekzie. Sie setzt sich aus Dolomitbruchstücken zusammen, die in einer tonigen Matrix eingebettet sind. Der Lagerungskontakt zwischen der Brekzie und dem Haselgebirge ist eindeutig sedimentärer Natur.

TAFEL 2

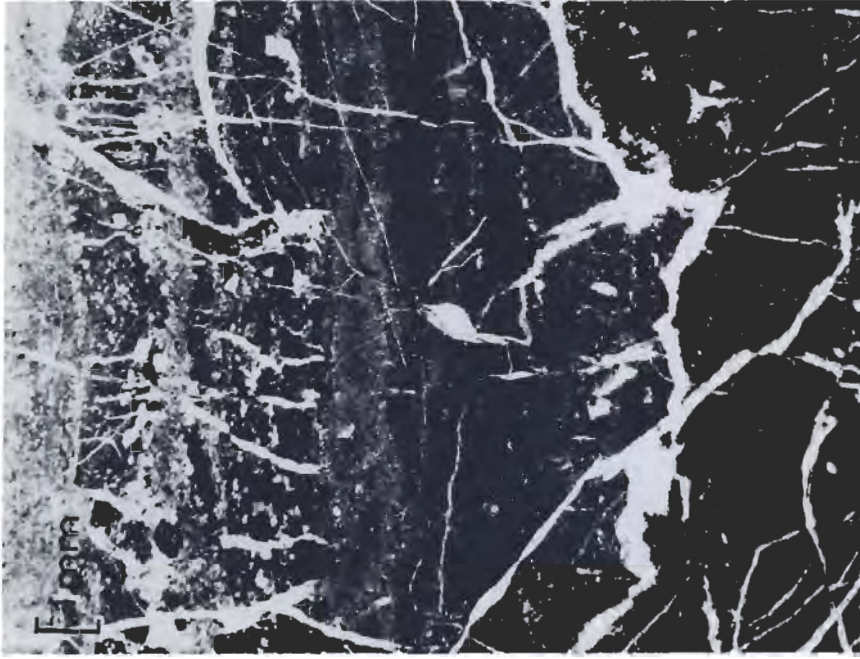


Fig. 2: Feinlamellierter Annaberger Kalk. Bosrucktunnel, Station N 1770 m, Probe A 131. Maßstabseiste \approx 1 mm.



Fig. 1: Bankerfläche einer Siltsteinlage aus dem Hangendabschnitt der Werfener Schichten mit Zeichen intensiver Sedimentdurchwühlung. Bosruck-Westflanke (Weg, SH, 1390 m), Probe A 786.

TAFEL 3



Fig. 2: Monomikte Grobbrezie an der Basis der Wettersteinkalk-Entwicklung mit Riffschuttalkkomponenten im Entwässerungsstollen N 1585 m.

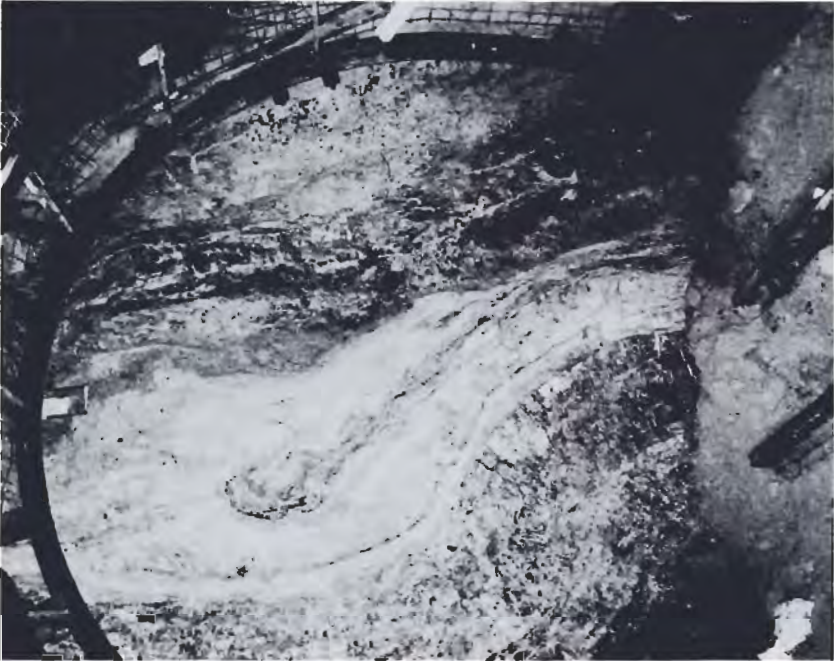


Fig. 1: Dolomit-/Rauhackerie (Reichenhaller Rauhackerie) bei Station S 2030 m; dm-mächtige Dolomitzüge wechseln mit tonig-schluffigen Zwischenlagen.

TAFEL 4

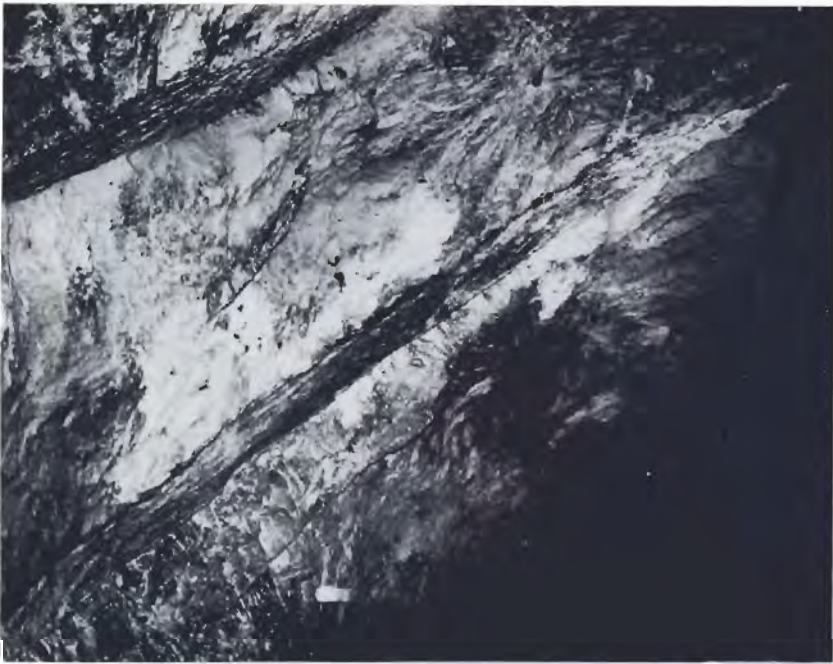


Fig. 1: Tuffitische Lagen im Liegenden des Bankkalkniveaus bei Station N 1495 m.

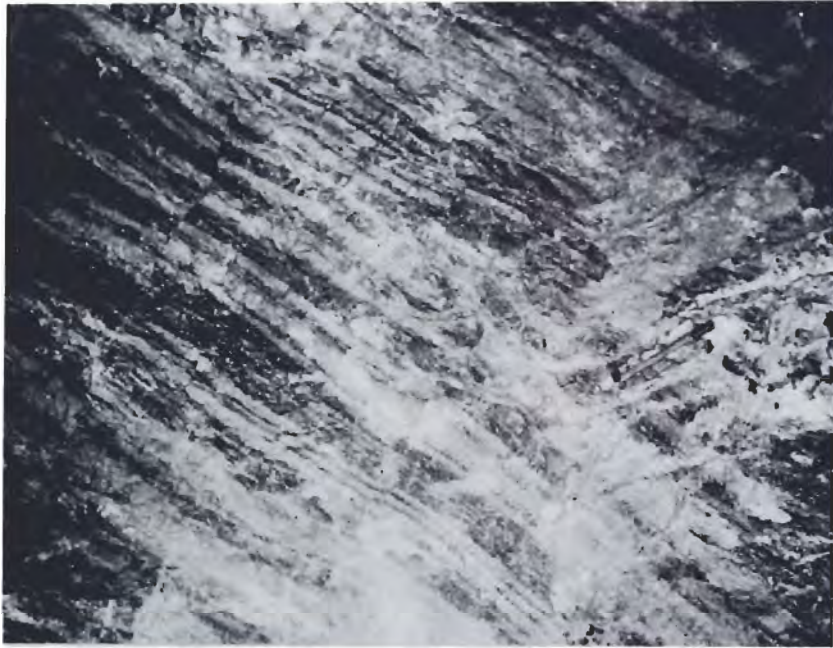


Fig. 2: Gebänderte Bankkalke liegend der Wettersteinkalk- bzw. Dolomitfolge bei Station N 1390 m.

TAFEL 5

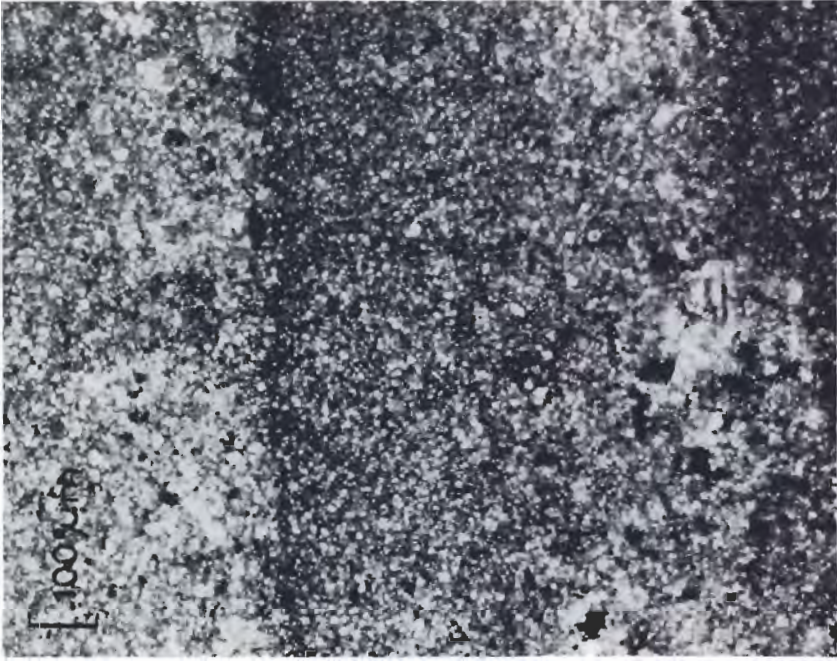


Fig. 2: Gradierete Karboatsitlage aus der „Bänderkalkserie“ (= Ausschnitt aus dem oberen Bildbereich der Taf. 5/ Fig. 1). Maßstabsleiste $\hat{=}$ 100µm.



Fig. 1: „Bänderkalkserie“ im Hangenden des Annaberger Kalkes. Bosrucktunnel, Station N 1635 m, Probe A 135. Maßstabsleiste $\hat{=}$ 1 cm.

TAFEL 6

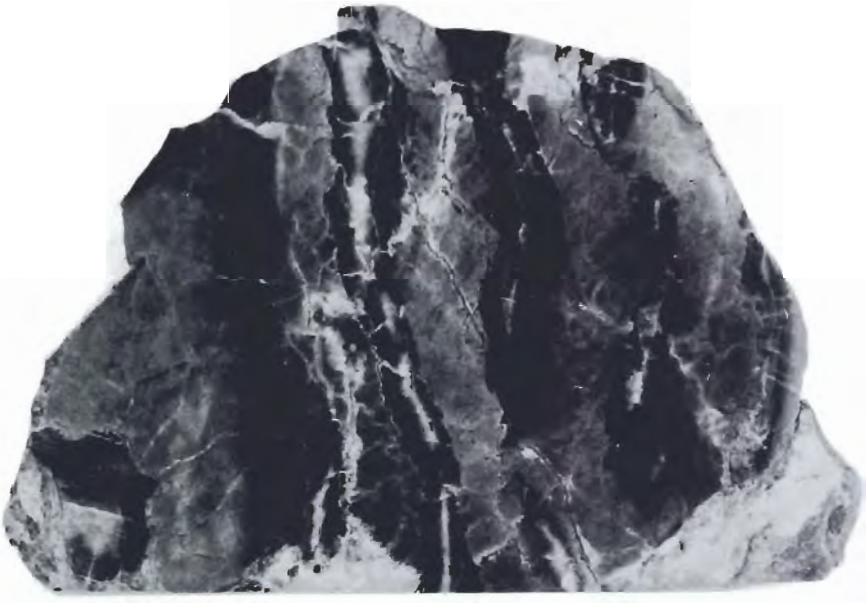


Fig. 1: Schichtparallele Dehnungsfugen („sheet-stromatactis“) in ladinischem Hallstätter Kalk. Die Füllung der Fugen besorgt ein fibröser Kalzitcement, der einen zonaren Aufbau zeigt (schwarze Kalzitapeten außen, helles Kalzitmosaik innen). Bostruck-Westseite, SH. 1750m, Probe A 789, Verkleinerung 0,5 x.



Fig. 2: Kollapsbrekzie mit Komponenten aus ladinischem Hallstätter Kalk. Bostruck-Westseite (selber Maßstab und selbe Lokalität wie Taf. 6/ Fig. 1). Zwischen der Ausbildung der Fig. 1 und jener der Fig. 2 gibt es mannigfaltige Übergänge.

TAFEL 7

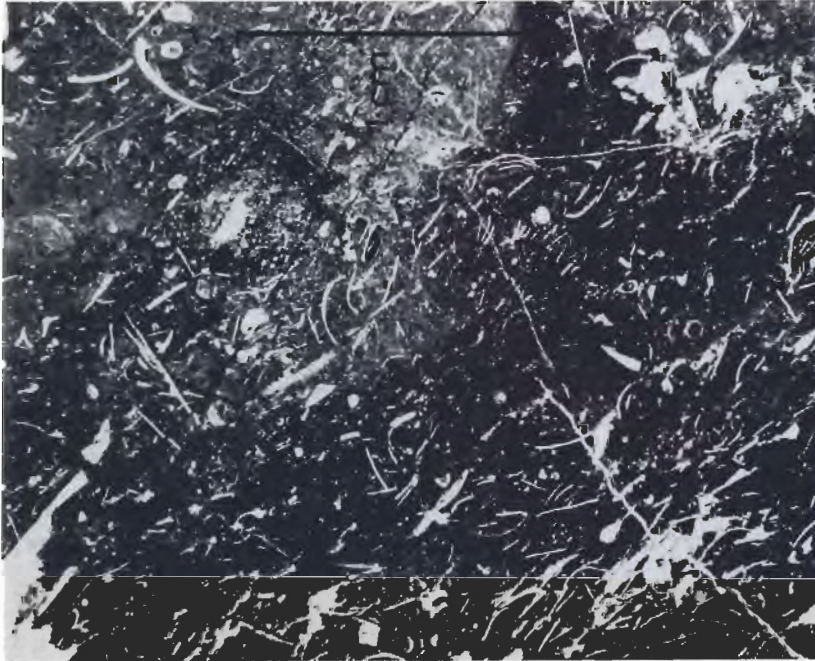


Fig. 1: Normalausbildung des ladinischen Hallstätter Kalkes (biomikritischer Mudstone). Entregelung des Gefüges durch Bioturbation. Bosruckwestflanke, SH, 1800m, Probe A 787. Vergrößerung ca. 4 x.

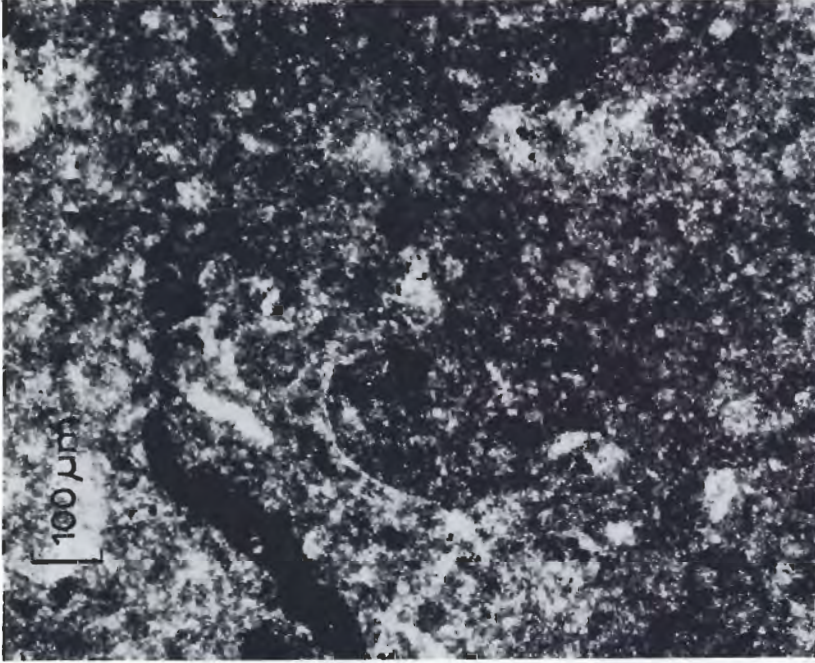


Fig. 2: Plattformrandnaher ladinischer Hallstätter Kalk (biopelagitischer Grainstone mit Daonellenschälchen und Foraminiferen). Bosruckturmcl, Station N 1395m, Probe A 132. Maßstabseise $\bar{=}$ 100µm.

TAFEL 8

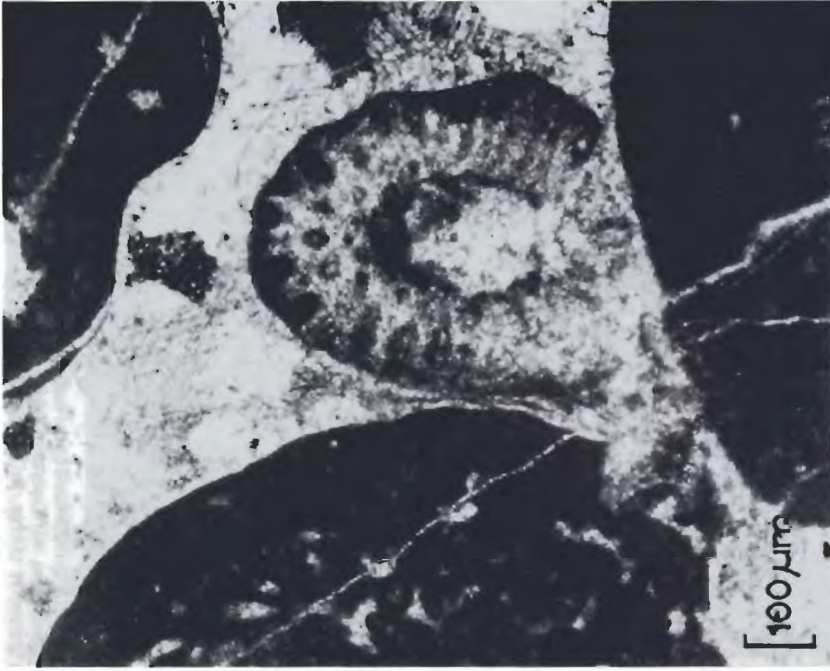


Fig. 2: Plassenkalk mit *Salpingoporella* sp.; NW Fuchssalm, Probe A 622 A, Maßstabseile $\hat{=}$ 100 μ m.

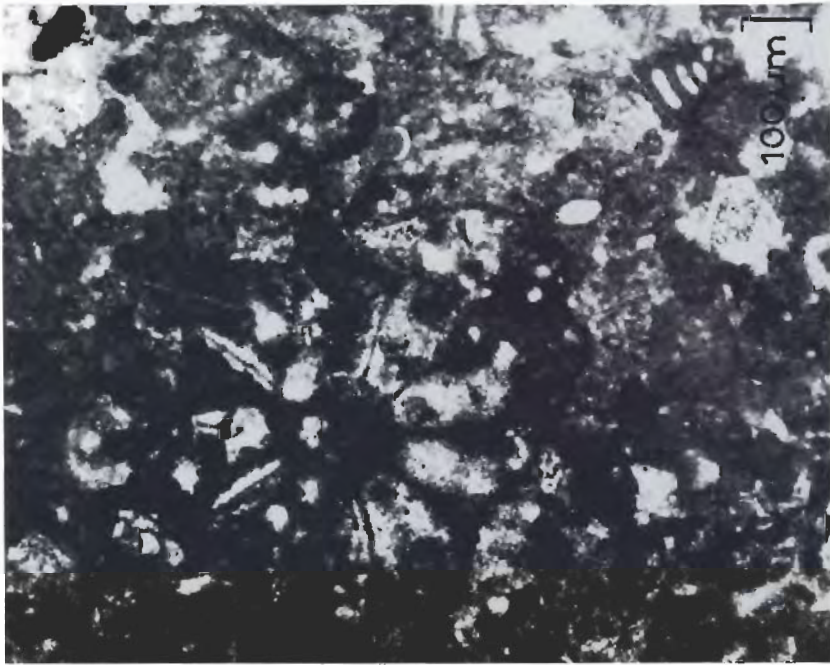


Fig. 1: Plassenkalk mit *Clypeina* sp.; Fuchssalm W Bosruck, SH. 1040 m, Probe A 622. Maßstabseile $\hat{=}$ 100 μ m.

Die Lithofazies der Salberg-Schichtenfolge (Permoskyth) im Bereich
Liezen – Admont (Steiermark, Österreich).

The Lithofacies of the Salberg Unit (Permoskyth) in the Area of
Liezen – Admont (Styria, Austria).

von

R. HESS & R. ROSSNER*)

2 Abb., 2 Taf.

*) Anschrift der Verfasser:
Dipl. Geol. Rüdiger Hess
Priv.-Doz. Dr. Reinhold Roßner
Institut für Geologie und Mineralogie
der Universität Erlangen – Nürnberg
Schloßgarten 5
D-8520 Erlangen

Inhalt

Zusammenfassung	96
1. Einleitung	97
2. Erforschungsgeschichte und Problematik	97
3. Tektonik	99
4. Die Lithologie der Salberg-Schichten	100
4.1 Übersicht und Großgliederung	100
4.2 Charakteristische Gesteinstypen der Salberg-Schichten	101
5. Parallelisierung der Salberg-Schichten mit äquivalenten Permoskythabfolgen der Ostalpen	105
6. Schlußfolgerungen	108
7. Literatur	109

Zusammenfassung

Durch Karten- und Profilaufnahmen im W-Teil der Admonter Schuppenzone gelang es, eine lithologische Gliederung der Schichtenfolge des Salberges bei Liezen zu erarbeiten.

Die Teilkomplexe dieser Serie (Abb. 2) werden anhand von einzelnen Gesteinstypen charakterisiert und mit den Abschnitten anderer Permoskyth-Serien aus verschiedenen Teilen der Ostalpen lithostratigraphisch parallelisiert. Damit werden die Salberg-Schichten zu einer eindeutig frühalpiner Folge, die von der Grauwackenzone abzutrennen ist. Die Unterscheidung zweier verschiedenartiger Konglomerat-Brekzien-Horizonte und die kontinuierliche Abfolge verschiedenartigster Gesteine ermöglichen es, eine tektonisch bedingte Wiederholung innerhalb der Salberg-Schichtenfolge im Sinne einer großmaßstäblichen Verschiebung auszuschließen. Als Ablagerungsbereich der Salberg-Schichtenfolge wird ein flaches Becken angenommen, das unter semiariden bis semihumiden Klima einerseits von feinklastischen Sedimenten erfüllt wurde, das aber zu gewissen Zeiten andererseits in verstärktem Maße grobklastisches Material von einem nahegelegenen Abtragungsgebiet mit bedeutender Reliefenergie aufnahm. Das Ablagerungsmilieu zeigt im Liegenden des Profils z.T. fluviatile Verhältnisse und wird zum Hangenden zunehmend marin.

Summary

Mapping and surveying of profiles enable us to develop a lithological subdivision of the sedimentary sequence which forms the morphological structure of the Salberg nearby Liezen (Styria, Austria). Parts of this series are characterized by the description of some types of rocks and afterwards lithologically parallelized with sections of other Permoskythian sequences from various units of the Eastern Alps.

Thereby the Salberg Beds proved to be an early alpine succession clearly separated from the Graywacke Zone.

The distinction of two different horizons of conglomerates and breccias and the existence of a continuous suite of various rock types make it possible to exclude a tectonical repetition of parts of the profile by wedges.

For the sedimentary environment of the Salberg Beds a shallow basin is postulated, which was filled under semiarid or semihumid climatological conditions especially by fine clastics. During certain periods however this basin also received considerable amounts of coarse material from a nearby situated source area with an important re-

lief. The sedimentation of lithostratigraphically lower parts of the profile took place partly under fluvial milieu; to the top marine conditions are evident.

3. Einleitung

Die Basis der Kalkalpen wird im Raum Liezen – Admont durch die sogenannte Admonter Schuppenzone gebildet (SPENGLER 1928:17). Dieses zum Tirolikum zählende südliche Vorland der Haller Mauern stellt mit mächtigen, tonigen, quarzitisch-sandigen und z. T. grobklastischen permoskythischen Sedimentfolgen das Äquivalent der Werfener Schuppenzone im Raum südlich Salzburg dar. Tektonisch überlagert wird diese Zone durch den nach TOLLMANN (1980) als juvavisch benannten Komplex der Mürzpalpendecke (Haller Mauern, Gesäuse) mit der an ihrer Basis eingeschalteten, ebenfalls juvavischen Scholle des Bosrucks (s. tektonische Übersichtsskizze im Rahmen von Abb. 2).

Die auf unterschiedliche Baueinheiten der paläozoischen Nördlichen Grauwackenzone transgredierenden, z. T. grobklastischen Basalserien des Admont – Liezener Permoskyths bilden die Äquivalente etwa zu den Hochfilzener Schichten des Raumes Salzburg – Tirol oder zu den Prebichl-Schichten der östlichen Steiermark. Sie repräsentieren zusammen mit ähnlichen Folgen über dem variszischen Basement das Initialstadium der alpidischen Geosynklinalentwicklung (CORNELIUS 1941, SOMMER 1968, CLAR 1972, TICHY & SCHRAMM 1980, HADITSCH & MOSTLER 1982).

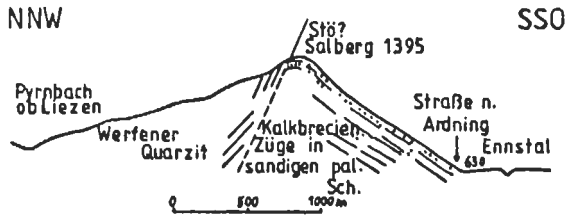
Die mächtigen, monotonen und fossilarmen permoskythischen Sedimentserien sind in sich nur schwer zu untergliedern und auch untereinander nur mit großen Schwierigkeiten lithologisch zu parallelisieren. Schlechte Aufschlußverhältnisse und eine komplizierte Tektonik erschweren den Einblick in diese Abfolgen zusätzlich. Trotzdem wird hier versucht, für den W-Teil der Admonter Schuppenzone am Salberg bei Liezen (s. Abb. 2) ein System in die von konglomeratischen und brekziösen Horizonten durchsetzten Profile der Übergangsbildungen Grauwackenzone – Kalkalpen zu bringen.

Die in der folgenden Abhandlung niedergelegten Daten resultieren aus der Fortsetzung der seit 1979 durchgeführten Neukartierung und lithostratigraphischen Bearbeitung der Admonter Schuppenzone (HESS 1981).

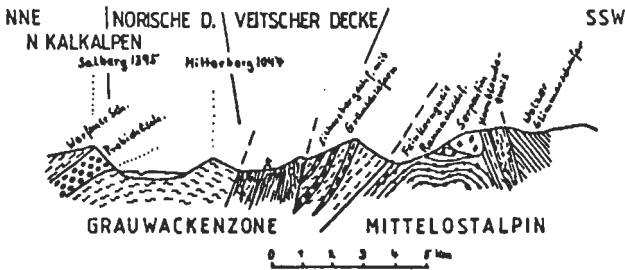
2. Erforschungsgeschichte und Problematik

STUR (1853:468) beschrieb erstmals eingehend die grobklastische Serie des Salberges, grenzte sie samt den unter- und zwischengelagerten Schieferen von der überlagernden „Formation des Bunten Sandsteins“ ab und stellte sie stratigraphisch ins Silur. Aufgrund späterer Untersuchungen ging er 1871 dazu über, die brekziösen Folgen als Beginn des Perm anzusehen.

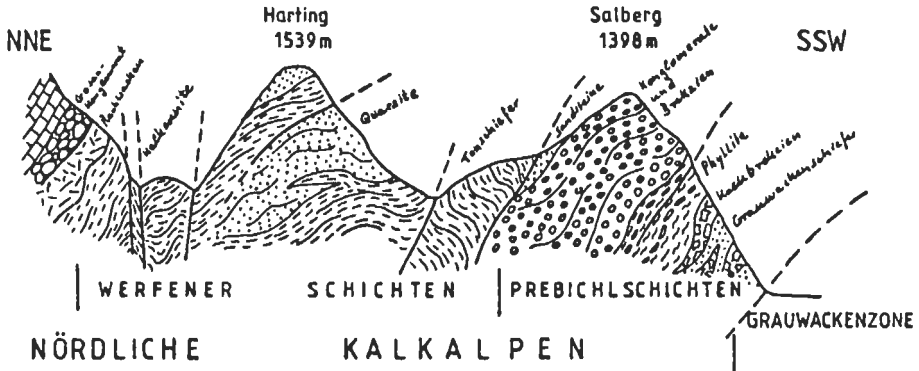
In der geologischen Karte Blatt Liezen von GEYER & VACEK (1918) wurden dann am Salberg von S nach N zwei aufrechte, im Prinzip steil nach N einfallende Abfolgen von Altpaläozoikum, Verrucanobreccien und Werfener Quarziten übereinander unterschieden. Dieser Darstellung ist nicht zu entnehmen, daß es sich um zwei petrographisch klar voneinander unterscheidbare Brekzien unterschiedlicher Komponentenführung handelt. Die grobklastische Gesamtserie des Salberg-Gipfels und -Südhangs wurde schließlich von SPENGLER (1926:135) und HIESSLEITNER (1929:114) in Fortsetzung der Vorstellungen von STUR trotz Fehlens einer eindeutigen Winkeldiskordanz gegenüber den Gesteinen der Grauwackenzone als transgressive Einleitung der kalkalpinen Sedimentation gedeutet.



Aus HIESSLEITNER (1958:67)



Profil durch die westlichen Eisenerzer Alpen nach TOLLMANN (1977)



Profil durch die westliche Admonter Schuppenzone zwischen Salberg und Bosruck

Abb. 1: Deutungen der Schichtlagerungsverhältnisse am Salberg nach HIESSLEITNER (1958), TOLLMANN (1977) und HESS (1981).

Der Schichtkomplex zwischen den Serien der paläozoischen Grauwackenzone und den Werfener Schichten der Nördlichen Kalkalpen wurde später nach SCHWINNER (1926:216) als „Präbichlkonglomerat“ bzw. nach CORNELIUS (1937) als „Prebichl-Schichten“ bezeichnet.

Daneben bestand die Ansicht, daß die Salberg-Folge insgesamt zur Grauwackenzone gehöre (z. B. GEYER 1907, HAMMER 1932, METZ 1953). Die Anhänger dieser Deutung wurden durch die biostratigraphische Verwertung von am Salberg aufgefundenen Graptolithen (HABERFELNER 1931) bestärkt. Auch HIESSLEITNER (1958) neigte schließlich im Gegensatz zu seiner 1929 geäußerten Ansicht dieser Vorstellung zu (siehe Abb. 1).

JAEGER (1969) zeigt allerdings nach eingehenden Untersuchungen der oben erwähnten „Graptolithen“, daß es sich dabei z.T. nur um unbestimmbare Bruchstücke, z. T. um anorganische Bildungen handelt. Der Zweifel von CORNELIUS (1941:113) am ordovizischen Alter der Salberg-Schichten wurde damit erhärtet.

In neueren Arbeiten von SOMMER (1968) und BÜCHNER (1970) lebt die Deutung der Salberg-Schichtenfolge als Transgressionssedimente des Permoskyth wieder auf. CLAR (1972:124) wies zwar auf die faziellen Unterschiede zu den echten Prebichl-Schichten hin, trennte aber den „breccienreichen Komplex als Ganzes von den älteren Grauwackenschiefern“ ab und deutete ihn als den Prebichl-Schichten äquivalente, „transgressive Einleitung der kalkalpinen Schichtenfolge“.

Folgende Problematik stellt sich zur Diskussion:

Läßt sich die bis 1000 m mächtige Salberg-Schichtfolge im Liegenden der Werfener Schichten lithologisch untergliedern und sind die wiederholt auftretenden grobklastischen Brekzienlagen als permoskythische Transgressionsbildungen der Kalkalpenbasis anzusprechen oder der Grauwackenzone zuzurechnen?

3. Tektonik

Der Salberg füllt einen sich nach E spitzwinklig öffnenden Zwickel zwischen ENE-WSW- und ESE-WNW-streichenden Teilzweigen des Pyrh-Diagonalstörungssystems (Pyhrnlinie nach GEYER 1907) in Fortsetzung der Ennstal-Störungslinie aus.

Während der WNW-ESE-streichende südlichste Ast dieses Störungssystems unter Talfüllungen des Ennstales verborgen ist, läßt sich eine Schar subparallel dazu verlaufender Störungen sowohl im Luftbild als auch aus der geologischen Karte und morphologischen Merkmalen im Gelände im Gebiet nördlich des Ennstales deutlich erkennen (siehe Abb. 2). Dieses auf intensiver, vorwiegend postgosauischer Einengungstektonik basierende Bruchsystem prägt das Strukturbild der verschuppten und gefalteten Permoskythkomplexe im Bereich Liezen – Admont und damit auch des Salberges.

In den tieferen Teilen der Konglomerat-, Brekzien-, Tonschiefer- und Grauwackenzüge des Salberg-Südhangs herrscht ebenso wie am NW-Hang, zum Pyhrnbach zu ein generelles NW-SE-Streichen der Schichten bei mittlerem Einfallen (25° – 50°) nach NE vor. Im E-Abschnitt des Salberges (Stoffen, Klausbauer, Reitthal) wird das Schichtfallen steiler und das Streichen schwenkt in die N-S Richtung um.

Es muß nach den hier zugrundeliegenden Aufnahmen wohl ein Zusammenhang mit jungalpidischen Querstrukturen im Sinne von AMPFERER (1935) und METZ (1953) gesehen werden, wie sie im Raum Liezen – Rottenmann – Admont auch die Grauwackenzone überprägen (SCHÖNLAUB 1979).

Nach Auswertung der Schichtlagerung stellt der NE-Teil des Salberges einen nach NNE abtauchenden flachen Sattel dar, der im Bereich der Senke von Au an NW-SE-streichenden, vermutlich steil bis parallel zur Schichtung nach NE einfallenden jüngeren Schubbahnen in mehrere Schuppen zerlegt wird.

Diese sich nach E und NE fortsetzende Falten- und Schuppentektonik ist für das Permoskyth der Admonter Schuppenzone sehr charakteristisch.

Während das Schuppenpaket im ganzen chaotische Schichtlagerung zeigt, weisen die jeweils zwischen zwei Schuppenbahnen liegenden Gesteinsfolgen ein mehr oder weniger einheitliches Streichen auf, wie z. B. in dem keilförmigen, steil nach S einfallenden Schichtpaket mit Werfener Quarziten und Tonsteinen südlich des morphologischen Sattels von Au zu beobachten ist.

Zusammenfassend kann bezüglich der Schichtlagerung festgehalten werden, daß sie im wesentlichen dem Verlauf der NE-SW-streichenden alpidischen Faltenstrukturen (siehe oben) angepaßt sind. Vereinzelt erzeugen jedoch quergerichtete Strukturen (insbesondere Brüche) ein Streichen der Schichten in mehr oder weniger nord-südlicher Richtung.

4. Die Lithologie der Salberg-Schichtenfolge

4.1. Übersicht und Großgliederung

Aus den Neukartierungen im westlichen Teil der Admonter Schuppenzone kristallisiert sich die auf Abb. 2 gezeigte lithofazielle Gliederung der Salbergsschichten heraus.

Die schwach metamorphe Gesteinsabfolge entwickelt sich am Fuß des Südhanges im Ennstal aus bleigrauen bis stahlblaugrauen, feinsandigen Grauwackenschiefen mit wechselnd brekziösem Gefüge und hellbläulichgrauen, kieseligen oder brekzienreichen Schiefen, seltener quarzitisches-karbonatischen Sandsteinlagen. Zum Hangenden zu folgen kalkfreie Brekzien und Konglomerate unterschiedlichster Geröllführung, die wiederholt linsenartig in die umgebenden Schiefer und Grauwacken eingreifen.

Typisch für diese Sequenz sind metasomatisch vererzte Kalkschollen und Kalkbrekzien („Admonter Kalkbreccie“, HIESSLEITNER 1958:75) mit bis zu kindskopfgroßen, gut gerundeten, feinkristallinen Karbonatkomponenten (Silur/Devon-Kalke), wobei durch die Verwitterung ankeritischer Anteile dunkelbraune Farben dominieren und oberflächennahe Partien einen kavernösen, z. T. rauhackoiden Habitus annehmen.

Diese mit Grauwacken wechsellagernden Kalkbrekzien sind Träger einer lagen- bis stockförmigen Spateisenvererzung (HIESSLEITNER 1958, BAUMGARTNER 1974). Ebenso wie bei vergleichbaren Gesteinen am Dürrenschöberl, Klosterkogel, Bichlerhalt und Lahngangkogel südlich von Admont („Kalkflaserbreccie“, HAMMER 1932: 143, CORNELIUS 1941:9 u.f.) ist dieses Niveau durch einen historischen, heute aufgelassenen Bergbau gekennzeichnet, dem HIESSLEITNER (1958) eine ausführliche Studie gewidmet hat.

Den Westhang und westlichen Gipfelbereich aufbauend folgt über den Kalkbrekzien eine Serie von sehr kompakten, harten, graublauen bis hellgrünlichen Phylliten und Tonsteinen. Während liegende, feinsandige Anteile deutlich tektonische und metamorphe Überprägungen zeigen und durch ss-parallel angeordnete Konkretionen typisiert sind, ist das Hangende durch Chloritreichum und Sandarmut gekennzeichnet. In dieser Serie konnten erste biogene Sedimentstrukturen beobachtet werden.

Von CLAR (1972:123) beschriebene „Vulkananteile“ sind in Form von feinkörnigen Quarz-Feldspat-Verwachsungen und Plagioklas-Einsprenglingen erkennbar.

Eine letzte Folge von Konglomeraten und Brekzien mit zwischengeschalteten, quarzitischen Sandsteinen und tonigen Lagen schließt die grobklastische Serie der Salbergschichten ab. Begleitet wird dieser sehr unterschiedlich mächtige Horizont von charakteristischen Tuffitbrekzien und tuffitischen Tonschiefern. Die höheren Niveaus werden überwiegend von kalkfreien Quarzkonglomeraten und Brekzien, dunkelgrauen bis schwarzgrauen Tonschiefern und braunen Sandsteinen aufgebaut.

Der lithologische Übergangsbereich zum Hangenden scheint auf einen kontinuierlichen Sedimentationswechsel zurückzugehen. Er leitet von einer grobklastischen, brekziösen Fazies mit unregelmäßig angeordneten Schüttungskörpern ohne erkennbaren Hiatus in eine gleichförmige, dominierend tonige, zunehmend durch biogene Sedimentstrukturen geprägte Fazies über, die vermutlich in einem niedrigerenergetischen marinen Flachwassermilieu sedimentiert wurde.

Die nach NE anschließenden Sedimente der Übergangsserie bilden gemeinsam mit der eben beschriebenen sandig-tonigen Wechselfolge im Liegenden einen abschließenden Stauhohizont für die metasomatische Vererzung der brekzienreichen Salberg-Schichten. Typisch sind in diesem Niveau bunte, braunschwarz verwitternde, blättrige Tonsteine mit unterschiedlichstem Sandgehalt in massiger, aber auch gebankter Fazies, die überwiegend fossilfrei und frei von biogenen Sedimentstrukturen sind.

Die höhere Abfolge im Hangenden der Übergangsserie ist durch eine sehr mächtige, dominierend quarzitisches Fazies („Pleschbergquarzite“, TOLLMANN 1976; HESS 1981) geprägt, die nach tonig-sandigen Einschaltungen zum Hangenden zunehmend karbonatisch wird und marine Faunen beinhaltet.

4.2. Charakteristische Gesteinstypen der Salberg-Schichten

Ohne auf die Vielfalt der grobklastisch-brekziösen Salbergschichten hier im Detail eingehen zu können, sollen einige lithologisch repräsentative Typen gezeigt werden, um Parallelitäten mit benachbarten Permoskythserien zu verdeutlichen.

Die Fig. 1, Taf. 1 zeigt eine polymikte, sideritisch vererzte Kalkbrekzie vom Salberg-Südhang (Kalkbrekzienkomplex der Abb. 2, lithostratigraphische Position der Probe siehe dort). Die vorwiegend schlecht gerundeten, kantigen Komponenten erreichen z. T. Kindskopfgröße, besitzen jedoch in der Regel eine Kantenlänge zwischen 2 cm und 5 cm. Die Zusammensetzung der schlecht sortierten, groben Gerölllagen schwankt lokal sehr, was mit einem Wechsel von Schüttungsrichtung und Liefergebiet erklärt werden könnte. Bei dem Lithotyp der Fig. 1, Taf. 1 dominieren die Kalkkomponenten mit bis über 70 %, gefolgt von hellgraubraunen Quarziten, Feinsandsteinen, Chlorit- und Serizitschiefern sowie z. T. auch schwarzen Lyditen und graphitischen Phylliten.

Aus der eckigen Form und der in manchen Dünnschliffen erkennbaren, geregelten, z. T. dachziegelartigen Lagerung der Komponenten kann auf einen relativ kurzen Transportweg in einem aquatischen Milieu geschlossen werden. Selbst wenig transportresistente, plastische Tonschieferkomponenten sind kaum gerundet. Ein zeitweise wasserführendes, fluviatiles Transportmilieu mit Ablagerung lokal grobklastischer Schüttungskörper im unmittelbaren Vorland eines Abtragungsgebietes mit hoher Reliefenergie ist wahrscheinlich.

Die einzelnen Gerölle liegen in einer feinen, rötlichgrauen Grundmasse aus Quarzzerreißel und Serizit dicht beieinander (Lagen- und Punktkontakt); Zwickel sind häufig sideritisch vererzt.

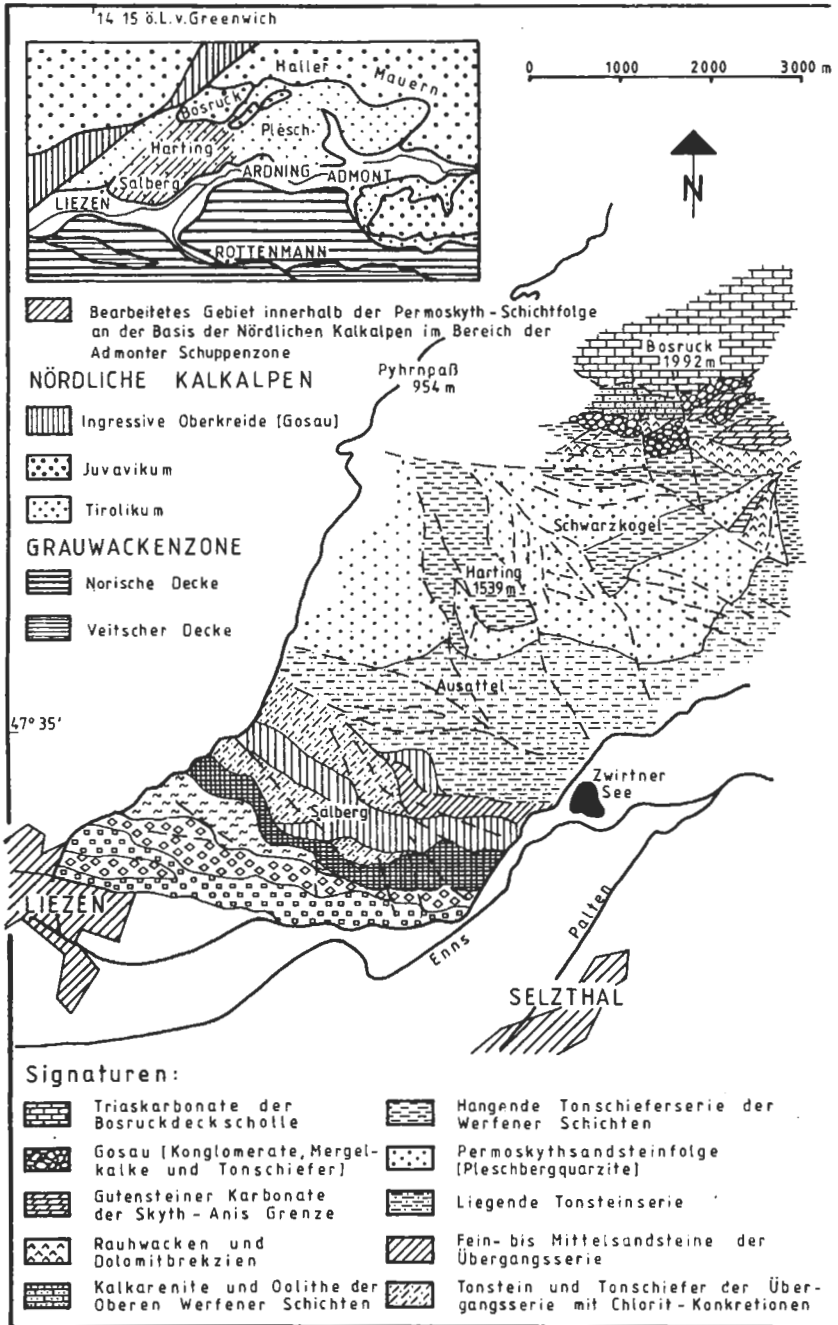


Abb. 2: Geologische Karte der SW Admonter Schuppenzone und lithostratigraphisches Profil der Schichtenfolge des Salberges.

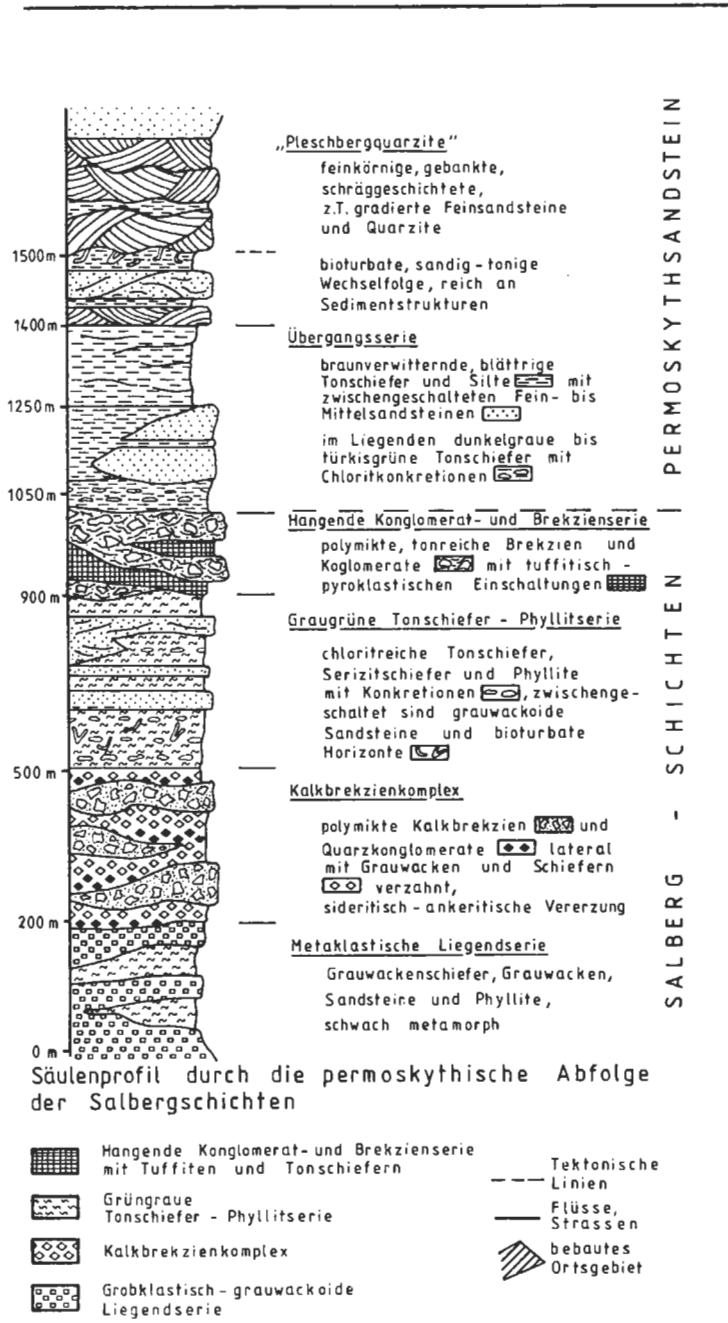


Abb. 2: Fortsetzung.

Die Zusammensetzung des Geröllspektrums läßt auf eine Materialherkunft aus der Norischen Decke, speziell aus der klastischen Silberbergserie (METZ 1953), und aus den Erz-führenden Silur-Devon-Kalkserien (HIESSLEITNER 1958) der östlichen Grauwackenzone und der Eisenerzer Alpen schließen. Bemerkenswert ist eine bereits von HIESSLEITNER (1958) erkannte, von E nach W abnehmende Häufigkeit von Kalkkomponenten.

Die Fig. 2, Tafel 1 zeigt zum Vergleich eine monomikte Basalbrekzie der Prebichlschichten vom Polster (Leobener Hütte) mit hellgrauen, feinkristallinen Kalkkomponenten (Silur-Devon) in rötlich violetter, feinsandiger Grundmasse aus Quarz, Serizit und Erz (Pigment). Die Kalkbrekzien des Salberges sind aufgrund der Komponentenführung als Äquivalente dieser basalen, permoskythischen Einheit anzusprechen. Erhebliche fazielle Differenzen bestehen allerdings zwischen der grauen, tonigen Begleitfazies des Salberges einerseits und der roten, sandreichen Serie der Prebichlschichten am Polster mit den basalen Kalkbrekzien andererseits (CLAR 1972).

Innerhalb des Kalkbrekzienkomplexes am Salberg (s. Abb. 2) treten weiterhin feinkörnige, bleigraue, lithische Grauwacken mit relativ geringem Matrixanteil auf (Tafel 1, Fig. 3). Die Gesteinsbruchstücke und -komponenten sind schlecht gerundet, die Sortierung ist insgesamt mäßig bis gut. Einzelne größere Aggregate täuschen makroskopisch ein Gefüge vor, das von HIESSLEITNER (1958:63) als für einen Porphyroid kennzeichnend angesehen wurde.

Ebenfalls noch zum Kalkbrekzienkomplex (s. Abb. 2) gehört eine schlecht sortierte, polymikte Grauwackenbrekzie ohne Kalkkomponenten (Fig. 4, Tafel 1). Bei der Geröllzusammensetzung dominieren klastische Gesteine wie Quarzite, Serizitquarzite, graubraune Sandsteine, dunkle Lydite, gelegentlich auch Phyllite. Hellgraue, weiße und rosafarbene Quarze erinnern an Gerölle der Silberbergkonglomerate (GANSS 1941, METZ 1953).

Einen Ausschnitt aus dem Spektrum der Komponentenzusammensetzung der zuletzt erwähnten kalkkomponentenfreien Varietäten des Kalkbrekzienkomplexes vermittelt Fig. 1, Tafel 2. Der Anteil der Grundmasse aus Quarzzerreißel, Serizit, Chlorit und feinverteiltem Erz liegt zwischen 5–10 %. Quarzfüllungen (stark undulöse Auslöschung) nehmen kleinste Klüfte zwischen Quarzaggregaten ein. Die Kornumrisse sind teilweise durch Erzfilme nachgezeichnet. Die auf der Abbildung verwendeten Zahlen gehören zu folgenden Anteilen: 1 = intergranular verzahnte Quarzsandsteine; 2 = limonitisch (aus Siderit) pigmentierter, tonreicher Sandstein; 3 = milde, glimmerreiche Tonsteine und Schiefer; 4 = sideritisch-ankeritische Erzfüllung in Zwickeln; 5 = Grundmasse aus feinverteiltem Quarzzerreißel und Serizit mit Quarzfüllungen in Klüften und Chloritneubildungen; 6 = körnige Grauwackenkomponenten.

Die graugrüne Tonschiefer-Phyllit-Serie enthält chloritreiche Tonschiefer und Phyllite mit vereinzelt Bioturbationserscheinungen, wie sie auf Tafel 2, Fig. 2 zu sehen sind. Es könnte sich hier um marine Flachwasserbildungen handeln. Inkompetente, sandfreie Partien zeigen eine deutliche Schieferigkeit gegenüber kompetenten, sandigen Horizonten.

Fig. 3, Tafel 2 zeigt den Lithotyp pyroklastisch-tuffitischer Horizonte aus der Hangenden Konglomerat- und Brekzienserie (Abb. 2). Dieser Horizont ist außer durch vereinzelte Quarz-Feldspat-Klasten durch einen hohen Anteil an Pyroklasten in Form von Gesteinsbruchstücken (Grauwacken, Tonsteine, Sandsteine) charakterisiert, die größtenteils orientiert in einem dunkelgrau-schwarzen, chloritischen Bindemittel schwimmen. Da die Grundmasse überwiegend umkristallisiert scheint, ist nicht mehr zu unter-

scheiden, ob der feinkörnige Serizit-Chlorit-Filz sedimentären Ursprungs ist oder auf devitrifizierte Glaspartikel zurückgeht (s. auch HEINISCH 1980). Da vulkanogene Komponenten kaum mehr identifizierbar sind, ist eine Abgrenzung zu epiklastischen, pelitischen Sedimenten schwierig. Es ist zu vermuten, daß es sich hier um Äquivalente zu sauren, tuffitischen Einlagerungen in Metakonglomeratserien des Rotliegenden handelt, wie sie z. B. MOSTLER (1972 a:157–158) erwähnt hat.

Einzelne grobklastische Komponenten sind deutlich von der Schieferung überformt und linsenartig ausgelängt. Nicht nur im Druckschatten größerer Klusten deuten postkinematisch gesproßte Chloritoide auf eine schwache Metamorphose hin. Die Glimmer-Aggregate sind überwiegend parallel zu den Schieferungsflächen orientiert.

Die Abbildung der Fig. 4 auf Tafel 2 zeigt schließlich einen typischen, feinkörnigen, gebänderten Quarzsandstein aus der Übergangsserie (s. Abb. 2).

5. Parallelisierung der Salberg-Serie mit äquivalenten Permoskythabfolgen der Ostalpen

Das basale Niveau der kalkalpinen Sedimentation ist durch grobklastische Brekzien und Konglomerate unterschiedlichster Komponentenzusammensetzung gekennzeichnet. Da nicht nur die liegenden Anteile der Salberg-Serie, sondern die gesamte Permoskythabfolge des Liezen-Admonter Raumes starke Analogien zu äquivalenten Abfolgen des Ostalpenraumes aufweist, wird die Zugehörigkeit des gesamten Schichtkomplexes zur Basis der Nördlichen Kalkalpen im Sinne von CORNELIUS (1941) und CLAR (1972) befürwortet. Ohne auf die Vielzahl der Lokalnamen und Vorkommen vergleichbarer Schichten näher einzugehen, sollen zumindest anhand einiger äquivalenter Schichtfolgen der „Nördlichen Fazies“ (sensu TOLLMANN 1972:88) die Parallelisierungsmöglichkeiten mit der Salberg-Schichtfolge aufgezeigt werden.

Die Permoskythabfolge der Nordalpinen Fazies weist mehrere typische Fazieszonen auf (TOLLMANN 1964). Während in den stratigraphisch liegenden Abschnitten eine räumlich weitgreifende, relativ einheitliche grob- bis feindetritische, kontinentale Sedimentation von sowohl monomikten Karbonatbrekzien wie auch polymikten Brekzien, Konglomeraten und Sandsteinen in einem wohl semihumiden Klima des Rotliegenden charakteristisch ist, setzt sich im Hangenden dieses „kontinental-detritischen Perms“ eine deutliche Faziesdifferenzierung sowohl in E–W, wie auch N–S-Richtung durch (MOSTLER 1972 a, RIEHL-HERWIRSCH 1972).

Im Raum Mitterberg–Dienten–Bischofshofen trennen die bereits leicht salinar beeinflussten Mitterberger Schichten und Fellersbach-Schichten den grob- bis feindetritischen Faziestypus im Raum Wörgl–Hochfilzen (Permoskythsandstein nach MOSTLER 1972 a und unterlagernde Serien) von der evaporitischen Haselgebirgsfazies der Hallstätter Zone östlich der Salzach (TOLLMANN 1972).

Im allgemeinen folgt einer sandigen Fazies (Grödener Schichten, Permoskythsandstein, Buntsandstein), räumlich und zeitlich von S nach N wandernd, ein zunehmend stärker marin beeinflusster Charakter der frühalpiden bzw. spätvariszischen Sedimentation, welche in südlichen und östlichen Gebieten bereits im Ober-Rotliegend mit der Bellerophon-Transgression einsetzt, den Ostalpenraum jedoch erst im Skyth großräumig beeinflusst.

Bei einer vergleichenden Analyse der Lithologie basaler, grobklastischer Permoskythserien der Ostalpen fällt das Phänomen eines in der lithostratigraphischen Abfolge weiträumig gleichbleibenden, parallelisierbaren Schichtkomplexes auf (RIEHL-HERWIRSCH 1972). Bereits in den tiefsten Anteilen des Gesteinspaketes

sind ganz charakteristisch zwei Typen von Basisbrekzien zu unterscheiden. Nach genaueren Untersuchungen der Prebichl-Schichten am Polster durch SOMMER (1968) ist deutlich eine mehr oder minder monomikte, basale Karbonatbrekzie von einem darüber folgenden polymikten Quarzkonglomerat abzutrennen.

Diese klar definierte Komponentenführung, die in vertikaler Folge wie auch im horizontalen Nebeneinander zu beobachten ist, wird von RIEHL-HERWIRSCH (1972) erwähnt und von MOSTLER (1972 a) aus den Unterrotliegend-Schichten von Wörgl-Hochfilzen (Basalbrekzie) beschrieben. Sie ist weiterhin aus Brekzien im Hangenden des Schwazer Dolomits (PIRKL 1961) bekannt und konnte zum Teil auch an den, den Prebichl-Schichten äquivalenten Gesteinen der südlich der Gesäuseberge eingeklemmten Permoskythschuppe (METZ 1953, BÜCHNER 1970) im Bereich Lahngangkogel und Bichlerhalt erkannt werden. Diese Basisbrekzien stellen nach MOSTLER (1972 a) untergrundbezogene, reliefgefüllende Ablagerungen von Verwitterungsschutt dar, welcher in flachen Wannen sedimentiert wurde und keinesfalls einen Transgressionshorizont im Sinne von SOMMER (1968) darstellt. Die Komponentenzusammensetzung dieses Lithotypus besteht entsprechend dem paläozoischen Unterlager überwiegend aus ortsgebundenem Schutt von Phylliten oder Klastika oder Quarzporphyren oder Karbonaten, wobei letztere besonders charakteristisch sind.

Eine in diesem Sinne auch von SOMMER (1968) angenommene terrestrische, z. T. fluviatile Sedimentation kann ebenfalls für die liegenden Partien der Salberg-Serie (Kalkbrekzienkomplex) vermutet werden. Infolge der stark wechselnden Zusammensetzung des Abtragungsgebietes ist das Komponentenspektrum hier allerdings weiter gefächert, besteht jedoch charakteristischerweise überwiegend aus Karbonaten.

Analog den Verhältnissen in den Prebichl-Schichten am Locus typicus folgen im Hangenden polymikte Brekzien und Konglomerate, die sich deutlich von der letztgenannten Liegendpartie abgrenzen lassen. Diese Serien mit kalkfreier, polymikter Komponentenführung sind über den ganzen Ostalpenraum verbreitet und u. a. innerhalb der Hochfilzener, Prebichl-, Laaser und Freudenberger Schichten, wie auch in den Salberg-Schichten anzutreffen. Sie wurden außerdem von BECHTOLD et al. (1981) aus dem Grenzbereich Grauwackenzone-Werfener Schuppenland südlich des Tennengebirges, von BÜCHNER (1970) und DULLO (1979) aus den Gesäusebergen, von FAUPL (1969) aus dem Semmering-Wechsel-Bereich und von RIEHL-HERWIRSCH (1965) aus der Magdalensberg-Serie beschrieben.

Den Komponenten dieser Schichtfolge ist ebenfalls eine geringe Transportweite vom Herkunftsgebiet zu entnehmen und nach MOSTLER (1972 a) und RIEHL-HERWIRSCH (1972) handelt es sich um Sedimente, die im semihumiden Klima des Rotliegenden in Form von Schichtfluten und Schwemmkörpern kleinere, restliche Depressionen des präpermischen Reliefs auffüllen, wobei Gefüge und Bindemittel der höheren Anteile für aquatische Bildungen sprechen.

Infolge kontinuierlicher, seltener auch abrupter Abnahme der grobklastischen Komponentenführung zum Hangenden zu entsteht ein Faziestyp, wie er in der „Graugrünen Tonschiefer-Phyllitserie“ der Salberg-Serie (s. Abb. 2) vorliegt.

Innerhalb dieser, auch in anderen Permoskyth-Profilen anzutreffenden, lithostratigraphischen Einheiten bilden mächtige grüne und rötlich-violette Schiefertone und Tonschiefer mit charakteristischen Konkretionen (Magnesit, Dolomit und Chlorit) eine für eine Beckenposition typische Entwicklung (RIEHL-HERWIRSCH 1972). Die innerhalb der Salberg-Serie als Tonstein-Phyllit-Serie ausgeschiedene Abfolge stellt somit ein Analogon zu der von MOSTLER (1968, 1972 a) beschriebenen

roten Schiefer-ton-Serie des Unterrotliegendanteils der Hochfilzener Schichten im Tiroler Raum, wie auch zu Tonschiefern von Teilen der Violetten Serie des Bereiches Mitterberg–Dienten–Bischofshofen dar. Die Schichtfolge von Mitterberg repräsentiert nach MOSTLER (1972 a) eine Beckensedimentation in einer wahrscheinlich seit dem Oberkarbon eingetieften Depression und umfaßt den gesamten Zeitraum vom Unterrotliegenden bis an die Grenze Zechstein–Skyth. Ein ähnliches paläogeographisches Modell diskutiert CLAR (1972) auch für den Ablagerungsraum der Salberg-Schichtenfolge.

In Analogie zu den Unterrotliegend-Tonschiefern (Hochfilzener Schichten) im Raum Salzburg–Tirol wie auch zur Violetten Serie von Mitterberg (PIRKL 1961), zur Serie von Laas (NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR 1982) und zu den Schichten von Christophberg–Magdalensberg (RIEHL-HERWIRSCH 1965), treten in diesem Niveau auch am Salberg erste, von wühlenden Organismen verursachte bioturbate Gefügestrukturen auf (Taf. 2, Fig. 2). NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) sehen darin Zeugen einer ersten marinen Ingression.

Von wesentlicher Bedeutung hinsichtlich einer Alterseinstufung der Salberg-Serie wie auch für eine Korrelation mit vergleichbaren Serien sind im Permoskyth des gesamten Ostalpenraumes auftretende Effusivgesteinseinschlüsse, die überwiegend nur mehr in Spuren, vor allem in Form von Tuffen und Tuffiten nachweisbar sind und als Äußerungen eines sauren, subsequenten Vulkanismus in Zusammenhang mit der Saalischen Phase der Variszischen Gebirgsbildung angesehen werden (MOSTLER 1972 a). So beschreiben z. B. AMPFERER (1953) Quarzporphyrtuffe des Kaisergebirges, TOLLMANN (1964) permische Quarzporphyre innerhalb der Eisenerzer Alpen und SCHÖNLAUB (1982) Tuffe aus den Prebichlschichten.

Als analoges Schichtglied innerhalb der Salberg-Abfolge könnten tuffitische Brekzien aus der „Hangenden Konglomerat- und Brekzienserie“ (Abb. 2) angesehen werden. Auch CLAR (1972) erwähnt fragliche Vulkanitanteile in diesen Gesteinen. Inwieweit diese Horizonte als umgelagerte Aufarbeitungsprodukte eines sauren Quarzporphyrvulkanismus des Rotliegenden im Ostalpenraum zu deuten sind und als Zeitmarken herangezogen werden können, werden die laufenden Untersuchungen zeigen.

Im Hangenden der bisher behandelten, relativ viel Grobklastika enthaltenden Basalserien (entsprechend den Prebichl-Schichten i. w. S.) setzt ein möglicherweise mit Auswirkungen der Saalischen Phase verbundener fazieller Umschwung ein, der durch veränderte Bedingungen im Hinterland die Sedimentation im Ablagerungsraum durch zunehmend ortsfremdes Detritusmaterial, zurückgehenden Korngrößenwechsel und \pm konstante granulometrische Parameter prägte (EISBACHER 1964). Mächtige Quarzsandsteine und vereinzelte Arkosen typisieren diese gut ausscheidbare Serie, die von RIEHL-HERWIRSCH (1965) und MOSTLER (1972 a: 160–161) als Permoskythsandstein bezeichnet wird. Eine am NE-Hang des Salberges als „Übergangsserie“ benannte Abfolge wird mit den sandig-tonigen Anteilen des tieferen Abschnittes dieses Permoskythsandsteinkomplexes des Salzburg–Tiroler Raumes und mit äquivalenten Serien der Gailtaler Alpen und des westlichen Drauzuges parallelisiert.

Wie nun aus der Lithostratigraphie der permoskythischen Gesamtfolge der Admonter Schuppenzone insbesondere der Salberg-Serie im Vergleich mit zeitlich äquivalenten anderen Serien erkennbar ist, scheint es sich hier um die Bildung eines eigenständigen, beckenförmigen Faziesraumes von etwas geringerer Dimension als das Becken von Mitterberg zu handeln. Während im Gebiet der Eisenerzer Alpen in relativer Hochlage geringmächtige Tonschiefer und Sandsteine sedimentiert wurden (Prebichlschwelle,

TOLLMANN 1964), kommt es in dem flachen Becken von Liezen–Admont über den wechselnd terrestrisch–fluviatil–marinen Ablagerungen der Übergangsserie (s. auch HESS 1983) zur deltaartigen Einschüttung von bis zu 1000 m mächtigen Flachwasserquarziten, den Pleschbergquarziten (TOLLMANN 1976, HESS 1981).

Das gesamte klastische Schichtpaket von der Übergangsserie bis einschließlich den Pleschbergquarziten (s. Abb. 2) ist im Sinne von RIEHL-HERWIRSCH (1965) und MOSTLER (1972 a) mit dem Niveau des Permoskythsandsteins zu vergleichen. Es ist hierfür ein Alter von Oberrotliegend bis zum mittleren Skyth anzunehmen (MOSTLER 1972 a).

Zum Hangenden zu erfolgt der endgültige Umschwung in die Fazies der Werfener Schichten, deren höchste Teile durch Fossilfunde (Obercampil-Fauna) dem oberen Skyth zuzuordnen sind (PIRKL 1961, MOSTLER 1972 a). Diese oberskythischen Profile sind bis heute im Bereich der Admonter Schuppenzone wie auch in den meisten Profilen des Permoskyth der Ostalpen der einzige fossilbelegte Bezugshorizont.

6. Schlußfolgerungen

Aufgrund der Kartierung und lithologischen Aufnahme der Gesteine des Salberges bei Liezen hat sich gezeigt, daß im Liegenden der im weiteren Sinne zu den Werfener Schichten zu rechnenden Pleschberg-Quarzite eine wechselnd grob- und feinklastische Serie vorliegt, die sich lithologisch in der auf Abb. 2 gezeigten Weise untergliedern läßt.

In dieser Folge treten besonders markant zwei Konglomerat-Brekzien-Horizonte hervor, die untereinander sowohl im Komponentenbestand, als auch in der Beschaffenheit der begleitenden feinklastischen Sedimentpartien unterschiedliche Merkmale aufweisen. So sind für den „Kalkbrekzienkomplex“ (Abb. 2) eckige Komponenten von hellgrauen bis gelblichweißen Silur–Devon-Kalken der Grauwackenzone typisch. Die „Hangende Konglomerat- und Brekzienserie“ enthält dagegen als Charakteristikum Feinbrekzien-Einschaltungen, die mit einiger Wahrscheinlichkeit als Tuffite anzusprechen sind. Kalkkomponenten fehlen in der letztgenannten Serie.

Die Möglichkeit der lithologischen Unterscheidung zweier verschiedener Konglomerat-Brekzien-Horizonte und die kontinuierliche Aufeinanderfolge verschiedenster Gesteinstypen im Gesamtprofil läßt eine tektonische Wiederholung von Einzelkomplexen im Sinne einer großmaßstäblichen Verschuppung nicht zu. Im kleineren Maßstab treten allerdings Schichtwiederholungen durch Faltung und Schuppung auf, die sich in lokal bedeutenden Mächtigkeitszunahmen einzelner Lagen auswirken.

Vergleiche der Salberg-Schichtenfolge mit klastischen Permoskyth-Serien der Ostalpen z. B. aus dem Bereich Wörgl–Hochfilzen, Mitterberg–Bischofshofen, Admont–Gesäuse, Prebichl–Eisenerz etc. erlauben eine gute Parallelisierung der lithostratigraphischen Hauptniveaus, insbesondere der Brekzien- und Konglomeratlagen. Es kann damit bestätigt werden, daß die Salberg-Serie einen Ausschnitt aus der frühalpiner Sedimentation der Ostalpen repräsentiert. Sie gehört mit Sicherheit nicht zur Grauwackenzone.

Das Sedimentationsmilieu der Salberg-Serie dürfte überwiegend aquatisch, im tieferen Teil des Profils vorwiegend fluviatil, allerdings unter semiariden bis semithumiden Grundbedingungen gewesen sein. Von der „Graugrünen Tonschiefer-Phyllitserie“ (s. Abb. 2) ab zum Hangenden sind marine Einflüsse zu beobachten (bioturbate Gefüge).

Entsprechend den paläogeographischen Vorstellungen von CLAR (1972:124–125), MOSTLER (1972 a) und RIEHL-HERWIRSCH (1972) ist aufgrund des Reichtums an dunklen Tonsedimenten sowohl zwischen den grobklastischen Partien, als auch innerhalb derselben im Sedimentationsraum der Salberg-Serie ein flaches Becken anzunehmen, das aber sicher nicht die Dimension des Mitterberger Beckens besaß und deshalb auch stärker als dieses von der Geröll- und Schuttfuhr aus einem relativ nah gelegenen Abtragungsgebiet mit beträchtlicher Reliefenergie beeinflußt wurde. Ob die vor allem auf zwei Horizonte konzentrierten Schüttungen auf ruckartige tektonische Hebungen des Erosionsgebietes zurückzuführen sind, läßt sich von unerer Warte aus nicht entscheiden.

Es ist weiterhin zu vermuten, wenn auch bisher nicht nachzuweisen, daß die Sedimentation der Salberg-Serie möglicherweise schon im Oberkarbon begann und dabei vielleicht die grauen Schiefer im Liegenden des „Kalkbrekzienkomplexes“ abgelagert wurden.

Überlagert wird die Folge der Salberg-Serie von einer Übergangsserie und den Pleschberg-Quarziten und -Sandsteinen, die miteinander in Anlehnung an RIEHL-HERWIRSCH (1972) dem Permoskythsandstein als sandige Basalbildung der postsaalischen, frühalpinen Sedimentation zugeordnet werden. Erst darüber setzen die Werfener Schichten i. e. S. ein.

Ein Problem bleibt nach wie vor die Grenze zur Grauwackenzone im Liegenden. Dieser Kontaktbereich ist am Salberg nicht erschlossen.

Da am S-Rand des Ennstales, dem Salberg gegenüber, bereits Grauwackenzone ansteht, ist die eigentliche Grenzzone sicher unter dem Ennstaler-Quartär verborgen und ohne künstliche Aufschlußmaßnahmen nicht einsehbar.

Danksagung

Die Verfasser danken der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Gewährung von Reise- und Sachmitteln zur Durchführung vorliegender Untersuchungen (Progr. Ro 430/4–1 und Ro 430/4–2).

7. Literatur

- AMPFERER, O., 1933: Geologischer Führer für das Kaisergebirge. – 132 S., 48 Abb., 1 Kt., Wien (Geol. B.-A.).
- 1935: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. – 178 S., 84 Abb., 16 Taf., 1 Kt., Wien (Geol. B.-A.).
- BAUMGARTNER, W., 1976: Zur Genese der Erzlagerstätten in der Grauwackenzone und Transgressionsserie (Prebichl-Schichten) zwischen Hirschwang/Rax (NÖ) und Neuburg/Mürz (Stmk.). – Berg- u. hüttenm. Mh., 121, H. 2, 51–54, 4 Abb., Wien.
- BECHTOLD, D., KLEBERGER, J. & SCHRAMM, J.-M., 1981: Zur Metamorphose der Grauwackenzone in Salzburg/Österreich – Ein Exkursionsführer. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10/11, 305–353, 28 Abb., 6 Tab., Innsbruck.
- BÜCHNER, K. H., 1970: Geologie der nördlichen und südlichen Gesäuseberge. – Diss. naturwiss. Fak. Univ. Marburg/Lahn, 118 S., 45 Abb., 3 Taf., Marburg.
- BUCHROITHNER, M. F., 1978: Biostratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 108, 77–94, Graz.
- CLAR, E., 1972: Anmerkungen über weitere Vorkommen von Prebichlschichten. – Verh. Geol. B.-A., 1972, 123–125, Wien.
- CORNELIUS, H. P., 1936: Eruptivgesteine in den Werfener Schichten der steirisch-

- niederösterreichischen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1936, 197–202, Wien.
- 1941: Zur Deutung der Konglomerate des Salberg bei Liezen und der Flaserbreccien am Dürrenschöberl. – Ber. Reichsanst. f. Bodenforsch., 1941, 111–114, Wien.
- DULLO, W. C., 1979: Fazies und geologischer Rahmen der Dachsteinkalke (Obertrias) in den südwestlichen Gesäuse-Bergen (Steiermark). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Erlangen, 197 S., 31 Abb., 8 Tab., 20 Taf., Erlangen.
- EISBACHER, G., 1964: Primäre gerichtete Gefüge und Paläogeographie des alpinen Buntsandsteins im Raume Innsbruck–Saalfelden. – Veröff. Mus. Ferdinandeum, 43, 133–141, 2 Abb., 1 Kt., Innsbruck.
- ERKAN, E., 1977: Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., 120, 343–440, 15 Abb., Wien.
- FAUPL, P., 1969: Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ) und Fröschnitz (Stmk.) – Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, 27–70, 9 Abb., 3 Taf., Wien.
- GANSS, O., 1941: Das Paläozoikum am Südrand des Dachsteins (Stratigraphie und variszische Faltung). – Mitt. Reichsanst. f. Bodenforsch., Zweigst. Wien, 2, 9–18, 2 Abb., Wien.
- GEYER, G., 1907: Die Aufschließung des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. – Denkschr. Akad. Wien, math.-naturwiss. Kl., 82, 1–40, 3 Abb., Taf. 1–3, Wien.
- & VACEK, M., 1916: Erläuterungen zum Blatt Liezen d. Geol. Spezialkarte. – 58 S., Wien (Geol. R.-A.).
- HABERFELNER, E., 1931: Graptolithen aus dem Untersilur des Salberges bei Liezen im Ennstal. – Verh. Geol. B.-A., 1931, 242–246, 1 Abb., Wien.
- HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H., 1982: Late Variscan and Early Alpine Mineralization in the Eastern Alps. – (in:) AMSTUTZ et al. (Ed.) 1982: Ore Genesis – The State of the Art, 582–589, 1 Tab., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- HAMMER, W., 1932: Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Paltental. – Jb. Geol. B.-A., 82, 127–161, Wien.
- HAUSER, A. & BRANDL, W., 1952: Baugeologische Karte vom Bezirk Liezen. – Graz (Tech. Hochsch.).
- HEINISCH, H., 1980: Der ordovizische „Prophyroid“ – Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Diss. Univ. München, 253 S., 57 Abb., Tabellenanhang, München (Fotodruck).
- HESS, R., 1981: Zur Geologie der Admonter Schuppenzone im Raum Ardnig unter besonderer Berücksichtigung einer lithologischen Gliederung der Werfener Schichten. – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Erlangen, 169 S., 58 Abb., 25 Taf., 2 Tab., 9 Profiltaf., Erlangen.
- 1983: Das Spurenfossil Asteriacites im klastischen Permoskyth (Prebichlschichten) der südlichen Admonter Schuppenzone (Ostalpen) und seine paläogeographische Bedeutung. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1983/9, 513–519, 3 Abb., Stuttgart.
- HIESSLEITNER, G., 1929: Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. – Jb. Geol. B.-A., 79, 203–240, Wien.
- 1958: Zur Geologie der Erz-führenden Grauwackenzone zwischen Admont – Selztal – Liezen. – Jb. Geol. B.-A., 101, 35–78, 8 Abb., Wien.
- JAEGER, H., 1969: Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. – Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 106, 173–177, Wien.

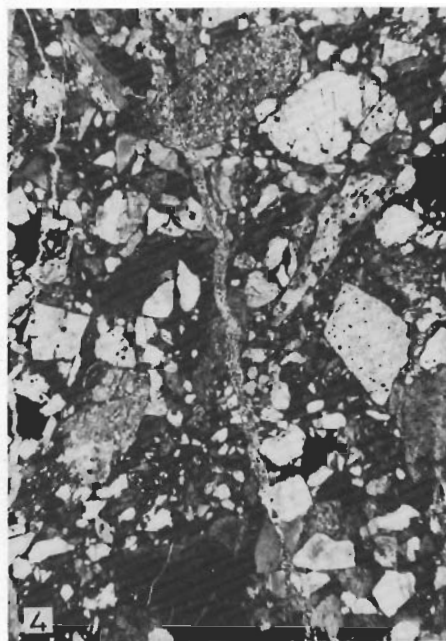
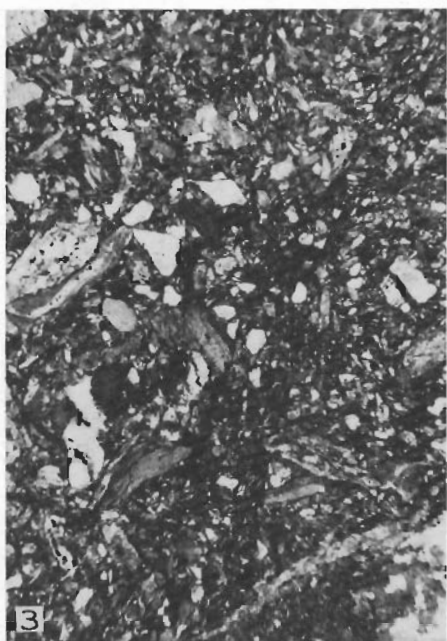
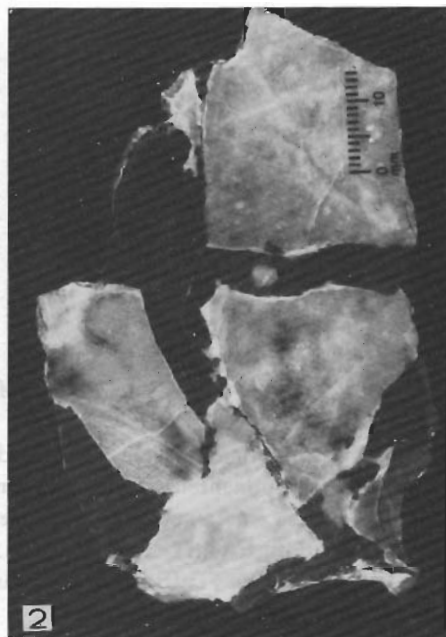
- KIRCHNER, Ch. E., 1980: Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72 (1978/1979), 385–396, 6 Abb., 2 Tab., Wien.
- METZ, K., 1953: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 44 (1951), 1–84, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf., 1 Kte., Wien.
- MOSTLER, H., 1972 a: Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 1972, 155–162, 1 Abb., Wien.
- 1972 b: Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. – Verh. Geol. B.-A., 1972, 143–149, Wien.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E., 1982: Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permoskythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges. – Verh. Geol. B.-A., 1982, 33–51, 2 Abb., Wien.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R., 1973: Sand and Sandstone, 618 S., 258 Abb., New York etc. (Springer).
- PIRKL, H., 1961: Geologie des Triasstreifens und des Schwazer Dolomites südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). – Jb. Geol. B.-A., 104, 1–150, 9 Abb., 7 Taf., Wien.
- RIEHL-HERWIRSCH, G., 1965: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14/15 (1963/64), 229–266, 3 Abb., 1 Taf., Wien.
- 1972: Vorstellungen zur Paläogeographie – Verrucano. – Verh. Geol. B.-A., 1972, 97–106, 2 Abb., Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P., 1979: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., 1979, 361–423, 9 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Wien.
- 1982: Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 124, Wien.
- SCHWINNER, R., 1926: Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. – Geol. Rdsch., 20, 211–244, 343–370, Berlin.
- 1936: Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1936, 117–124, Wien.
- SOMMER, D., 1968: Die Prebichlschichten. – Unveröff. Diss. Univ. wien, 104 S., Wien.
- SPENGLER, D., 1926: Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. – Verh. Geol. B.-A., 1926, 112–143, 6 Abb., Wien.
- 1928: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., 102, 193–312, 5 Abb., 4 Taf., Wien.
- STATTEGGER, K., 1982: Schwermineraluntersuchungen in der Östlichen Grauwackenzone (Steiermark/Österreich) und deren statistische Auswertung. – Verh. Geol. B.-A., 1982, 107–121, 5 Abb., 3 Tab., Wien.
- STUR, D., 1853: Die geologische Beschaffenheit des Enns-Thales. – Jb. Geol. R.-A., 4, 461–483, 5 Abb., Wien.
- 1871: Geologie der Steiermark. – 654 S., 2 Taf., 1 Falttaf., Graz (Geognost. Ver. Stmk.).
- TOLLMANN, A., 1964: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. – N. Jb. Paläont. Mh., 1964, 270–299, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

- 1972: Alter und Stellung des Alpenen Verrucano in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, 83–95, 1 Abb., Wien.
 - 1976: Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – XV + 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
 - 1980: Neuergebnisse über die deckentektonische Struktur der Kalkalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 397–402, 1 Abb., Wien.
- TICHY, G. & SCHRAMM, J. M., 1980: The Grauwacke Zone and the Northern Limestone Alps in Salzburg. – (in:) TOLLMANN, A., 1980: Geology and Tectonics of the Eastern Alps (Middle Sectors). – Abh. Geol. B.-A., 34, 197–255, 52 Abb., Wien.

Tafel I

- Fig. 1: Kalkbrekzie aus dem Kalkbrekzienkomplex (Erläuterungen siehe Text), Vergr.
- Fig. 2: Monomikte Prebichl-Brekzie mit Silur-Devon-Kalkkomponenten vom Polster/Leobner Hütte, Vergr.:
- Fig. 3: Lithische Grauwacke (im Sinne von PETTIJOHN 1973) aus der Metaklastischen Liegendserie, Vergr.: 6 x.
- Fig. 4: Schlecht sortierte, polymikte Grauwackenbrekzie aus der Metaklastischen Liegendserie, Vergr.: 6 x.

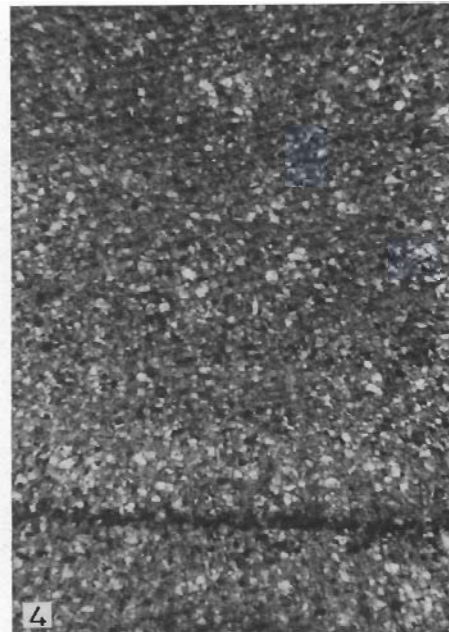
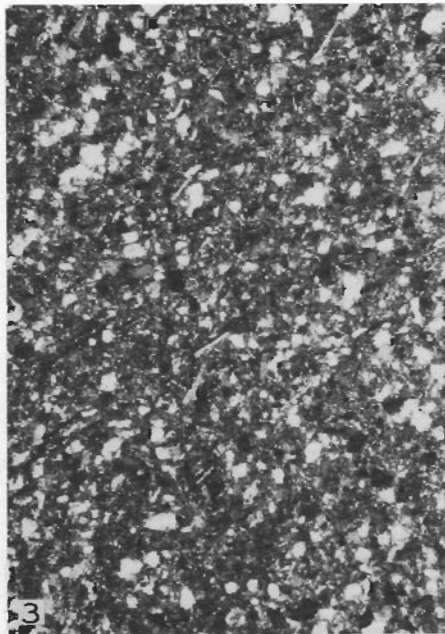
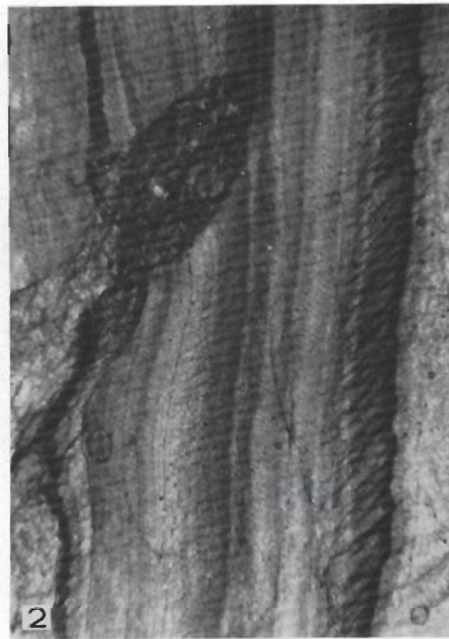
TAFEL 1



Tafel II

- Fig. 1: Kalkkomponentenfreie Varietät des Kalkbrekzienkomplexes (Erläuterungen der Komponentenzusammensetzung siehe Text), Vergr.: 6 x.
- Fig. 2: Schwach metamorpher grünlicher Tonschiefer mit Transversalschieferung und bioturbatem Gefüge, Vergr. 6 x.
- Fig. 3: Umgelagerter Tuffit aus der Hangenden Konglomerat- und Brekzienserie, Vergr.: 6 x.
- Fig. 4: Gut sortierter Feinsandstein der Übergangsserie, Vergr.: 12 x.

TAFEL 2



Lagerungsverhältnisse des Permoskyth im Stanzertal,
West-Tirol (Österreich)

von

V. STINGL

mit 6 Abbildungen

Anschrift des Verfassers:
Dr. Volkmar Stingl
Institut für Geologie und Paläontologie
Universitätsstraße 4
A-6020 Innsbruck

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	118
1. Einleitung	118
2. Stratigraphischer Abriß	118
3. Tektonische Verhältnisse	121
4. Profilschnitte	122
5. Beziehungen des Permoskyth zum Landecker Quarzphyllit	127
6. Schlußbetrachtungen	129
7. Literatur	130

Zusammenfassung

Mit 17 Profilschnitten zwischen Grins und Arlberg wird der Falten- und Schuppenbau des Permoskyth an der Basis der Lechtaldecke dargestellt. Anhand eines typischen Profiles werden die tektonischen Verhältnisse und die Beziehung des Permoskyth zur Landecker Phyllitzone der bisherigen Auffassung gegenübergestellt und diskutiert.

Die Silbernen Phyllite, die metamorphe Unterlage des Permoskyth, werden als Teil der Landecker Phyllitzone erachtet und damit ein heute gestörter Zusammenhang der Phyllitzone mit der Lechtaldecke angenommen.

Summary

17 sections between Grins and Arlberg show the folding and imbrication of the Permoscythian at the base of the Lechtal-nappe. The new interpretation of the tectonic conditions and relation between Permoscythian and Landeck quartz-phyllite-zone is compared with the previous conception.

The "Silberne Phyllite", which represent the metamorphic basement of the Permoscythian, are considered to be part of the Landeck quartz-phyllite. Therefore a now disturbed connection between phyllite-zone and Lechtal-nappe is supposed.

1. Einleitung

Das Permoskyth an der Basis der oberostalpinen Lechtaldecke (Nördliche Kalkalpen) ist in einem breiten Streifen von Landeck im Osten bis zum Arlberg im Westen gut erschlossen. Die besten Aufschlüsse bietet der Abschnitt zwischen Pettneu im Stanzertal und Arlberg. Einer der ersten Bearbeiter war HAMMER (1919, 1920), den vor allem die in dieser Schichtfolge enthaltenen Vererzungen sowie die Beziehung des Permoskyth zur Landecker Phyllitzone interessierten. Die nächsten eingehenderen Studien von „Verrucano“ und „Buntsandstein“ finden sich bei AMPFERER (1930, 1932), der damit erstmals eine Untergliederung traf, die allerdings eine eher willkürliche Zusammenfassung von Gesteinstypen darstellte und der Stratigraphie nicht immer richtig entsprach. Nach Arbeiten von HUCKRIEDE & JACOBSHAGEN (1958), HUCKRIEDE (1959), FELLERER (1964) und DOERT (1974) gelang es nun erstmals, Klarheit in die Stratigraphie des Permoskyth des Arlberggebietes zu bringen (KRAINER, 1981, 1982; MOSTLER et al., 1982; STINGL, 1981, 1982) und damit Ansatzpunkte für die Auflösung der Lagerungsverhältnisse zu schaffen.

2. Stratigraphischer Abriß

Die Gliederung basiert im wesentlichen auf lithofaziellen und sedimentologischen Unterschieden, die schon im Gelände fast immer eine einwandfreie Ansprache erlauben (Abb. 1).

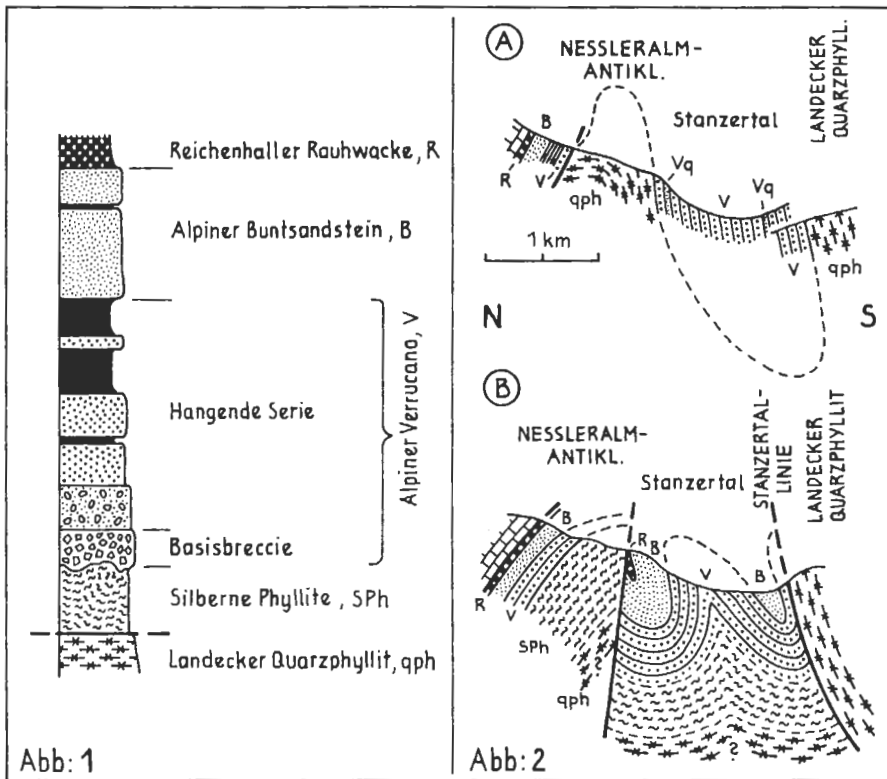


Abb. 1: Stratigraphisches Übersichtsprofil des Permoskyth mit seiner Unterlage im Stanzertal (Gesamtmächtigkeit des Permoskyth ca. 300 m).

Abb. 2: Profilschnitte Sagwald-Neßleralm. Fig. A: Deutung nach HUCKRIEDE & JACOBSSHAGEN, 1958 (umgezeichnet). Fig. B: Neuinterpretation (STINGL) desselben Profils, basierend auf der neuen Detailkartierung (s. Abb. 3).

Wie bei STINGL (1981, 1982) ausgeführt, beginnt das Permoskyth mit grobklastischen Lokalschuttbildungen, die über den sogenannten „Silbernen Phylliten“ lagern. Diese Phyllite stellen die metamorphe Basis der Lechtaldecke im Arbeitsgebiet dar. Der darüberliegende Grottschutt, der im wesentlichen aus aufgearbeiteten Silbernen Phylliten besteht, wurde als „Liegende Serie“ oder „Basisbreccie“ bezeichnet. Über ihr folgt die „Hangende Serie“, die eine Entwicklung von Fanglomeraten an der Basis bis zu einer Flußebene am Top zeigt. Außer dem Auftreten von Quarzporphyrfragmenten, das schon HAMMER (1919) als auffallend vermerkte, gibt es an der Basis der Hangenden Serie auch noch primäre Vulkaniteinschaltungen in Form von Tuffiten.

Liegende und Hangende Serie wurden als Alpiner Verrucano im Sinne von TOLLMANN (1972) zusammengefaßt. Seine Definition trifft bis auf einen Punkt auf die Klastika im Arlberggebiet zur Gänze zu. Lediglich die Silbernen Phyllite sind nicht als Glied des Verrucano aufzufassen, sondern bilden dessen Unterlage.

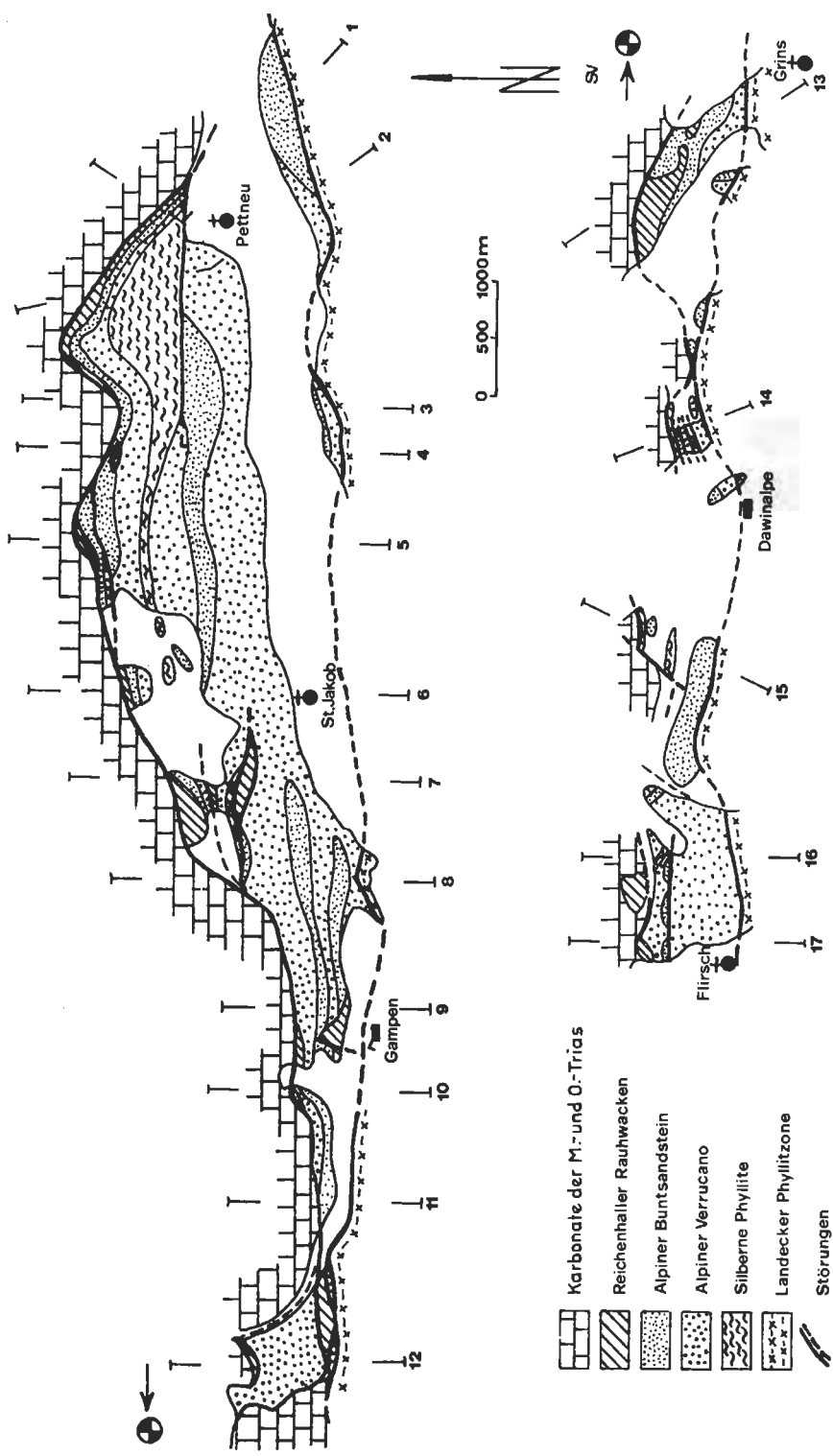


Abb. 3: Geologische Skizze des Permoskyth im Stanzertal nach KRAINER (1981) und STINGL (1981) mit Lage der Profilschnitte.

Über dem Alpenen Verrucano folgt der Alpine Buntsandstein (bei KRAINER, 1981, 1982, als Hangende Quarzserie bezeichnet). Dieser setzt mit einem scharfen Umschwung zu kompakten Quarzsandsteinen ein, während im Verrucano Konglomerate, Grauwacken und Tonschiefer dominieren. Die „Quarzite“ lassen sich grob in einen roten, vorwiegend schräggeschichteten, tieferen Komplex und einen weißen, höheren Anteil aufgliedern. KRAINER (1981) interpretiert den roten Buntsandstein als terrestrisch-fluviatile Sedimente, in den weißen Quarziten sieht er schon marine Anklänge.

Den Beginn der Karbonatsedimentation markieren im gesamten Gebiet gelbe Rauhwacken der Reichenhaller Schichten.

Aufgrund der erarbeiteten Lithostratigraphie konnte das Permoskyth im Bereich Landeck–Arlberg neu kartiert werden (Abb. 3).

In der permoskythischen Schichtfolge treten im Stanzertal auch vereinzelt Fahl-erz-Vererzungen auf, die zu Bergbauversuchen Anlaß gaben. Sie wurden von HAMMER (1920) erstmals bearbeitet, in jüngerer Zeit erst wieder von TISCHLER (1977) KRAINER (1981, 1982), MOSTLER et al. (1982) und STINGL (1981, 1982).

3. Tektonische Verhältnisse

Die Südgrenze des Permoskyth zu den Kristallinmassen des Landecker Quarzphyllites wird von der Stanzertal-Linie gebildet, einer steil südfallenden bis saigeren Störungsfläche, welche die westliche Fortsetzung der Klostertal-Störung auf Vorarlberger Boden darstellt. Sie zieht über den Arlensattel nördlich des Arlberg-Passes in E–W-Richtung ins Stanzertal, wo sie nur bei Pettneu an den Südhängen des Tales zum Vorschein kommt. Der weitere Verlauf bis Flirsch ist durch Talalluvionen verdeckt. In Flirsch war die Störung kurzzeitig durch einen Wegausbau gut aufgeschlossen. Die Stanzertal-Linie behält bis auf ein paar kleine Abweichungen ihre E-W-Streichrichtung bei und ist bis in den Stanzer Tobel ober Landeck gut zu verfolgen. Ihre Bedeutung untermauern die bis zu m-mächtigen Mylonite, die sie auf fast die ganze Erstreckung begleiten.

In früheren Arbeiten ist des öfteren von einem primär sedimentären Kontakt des Permoskyth mit der südlich der Stanzertal-Linie gelegenen Landecker Phyllitzone die Rede. So schließt DOERT (1974) aus einem Aufschluß am Weg zum Gampen nördlich St. Anton, wo Verrucanogesteine an Glimmerschiefer und Amphibolite der Phyllitzone stoßen, auf eine ungestörte Auflagerung und läßt die vom Klostertal herüberstreichende Störung in diesem Bereich ausklingen. Der tektonische Verband ist aber durch unmittelbar in der Umgebung des Aufschlusses anstehende Skythquarzite gesichert. Diese können nur durch einen abtauchenden Verrucanosattel mit Buntsandstein im Hangenden erklärt werden (Profil 8). Das wiederholte Auftauchen der Stanzertal-Linie erlaubt es im ganzen Stanzertal nicht, von einem heute noch vorhandenen Transgressionsverband des Permoskyth mit der Landecker Phyllitzone, wie es u. a. auch HUCKRIEDE & JACOBESHAGEN (1958) vertraten, zu sprechen. (Zur Problematik der Basis des Permoskyth wird in Kapitel 5 Stellung genommen.)

Aufgrund der erarbeiteten Lithostratigraphie konnte im Permoskyth der Lechtal-Deckenbasis ein komplexer, durch Lateralbewegung gestörter, Faltenbau nachgewiesen werden. Steilstehende Isoklinalfalten mit E–W-streichenden Faltenachsen drücken eine starke Raumverengung durch den Anschub des Kristallins von S her aus. In diesen S–N-Bewegungen ist auch die Ursache für die Überkipplungserscheinungen am Südrand der Lechtaler Alpen, die im Arlberggebiet besonders ausgeprägt sind, zu suchen (Ostalpine Fernüberschiebung nach dem Paleozän; OBERHAUSER 1970).

FELLERER (1964) sieht in E–W-Bewegungen, die sich in schmalen Schuppenzonen oder etwa in der Achsenkulmination bei der Ulmer Hütte (Profil 12) äußern, die jüngsten tektonischen Akte. Schwachstellen, die zu Schuppungen neigen, sind vor allem die Reichenhaller Rauhwacken. Sie wirken als bevorzugter Abscherungshorizont, wodurch sich lokale Schuppenzonen bilden können (Mutte-Schuppenzone nördlich Walcherehöhe, Zone Putzenwald–Schöngraben, Bereich nordöstlich Dawinalpe). Neben den Silbernen Phylliten wirkten auch noch die Tonschiefer des Permoskyth selbst als Gleithorizont. Als Urheber dieser E–W-Bewegungen macht FELLERER (1964) das Vordringen der Silvrettamasse nach NW verantwortlich.

Zwischen Flirsch und Pettneu stößt der Südflügel der Schnanner Kreidemulde mit Triasgesteinen bis in den Talboden vor. Im W wird diese Mulde von der Pettneuer Querstörung (FELLERER, 1964) begrenzt, welcher das Kridlontal folgt. An dieser NW-gerichteten Blattverschiebung mit ca. 1,5 km Versetzungsbetrag erfolgte nicht nur eine Horizontalbewegung, sondern auch eine beträchtliche Heraushebung des westlich angrenzenden Teiles. Ein Versatz von mindestens 150 m ist anzunehmen, da heute Buntsandstein und Reichenhaller Rauhwacken entlang der Störung an ladinischen Wettersteinkalk im E angrenzen.

Südlich der Kreidemulde, die die Bewegungen der westlichen Scholle nicht mitgemacht hat, wurde das Permoskyth durch den Vorschub des Kristallins unterdrückt bzw. überfahren.

Als Ausdruck der letzten Bewegungen findet man bei Flirsch und am Gampen Störungen, die parallel der Engadiner Linie in SW–NE-Richtung streichen. Diese Blattverschiebungen durchschneiden den vorher angelegten Falten- und Schuppenbau.

4. Profilschnitte

Profil 1: Die nördliche Talflanke zeigt hier eine normale Schichtfolge vom Verrucano bis zu den Rauhwacken, die allerdings durch die Pettneuer Querstörung stark reduziert ist. Nur die Rauhwacken erreichen durch Anschoppung größere Mächtigkeit. Der Buntsandstein wird fast vollkommen ausgedünnt. Unter dem Alpinen Verrucano liegen durch die Alluvionen verdeckt wahrscheinlich noch Reste der Silbernen Phyllite, die vom Neßleralm-Sattel gegen E streichen. Sie werden durch die Störung, die im Zeinsbach (Profil 2) die Phyllite gegen den Verrucano begrenzt, abgeschnitten. Unter dem Stanzertal zieht der Verrucano mit großer Mächtigkeit in Falten gelegt durch.

An den südlichen Hängen des Stanzertales stehen rote und weiße Quarzite an, die dem Buntsandstein zugehören. Wichtig ist die Beobachtung, daß nahe der Stanzertal-Linie unter dem Quarzphyllit ein oberskythisches Rauhwackenband in Resten zu finden ist. Diese Feststellung und jene, daß Schrägschichtungsgefüge in den roten Quarziten zum Quarzphyllit hin zeigen, erlaubt die Konstruktion einer Antiklinale quer über das Stanzertal. Diese Hinweise finden sich schon bei FELLERER (1964). Allerdings sind zwischen den Phyllit und die Rauhwacken noch einmal geringmächtige weiße Quarzite eingeschaltet, sodaß unmittelbar an der Stanzertal-Linie eine Mulde angenommen werden muß, deren Südschenkel nach N aufgeschürft wurde.

Profil 2: Für dieses Profil gilt im großen und ganzen dasselbe wie bei Profil 1. Bemerkenswert ist nur die Überkipfung der N-Gregze des Permoskyth von einem flachen Einfallen nach N in Profil 1 zu einem Einfallen von ca. 75° gegen S.

Westlich des Profils, am Beginn der Mösern-Abfahrt vom Hotel Lavenar, ist an der Störung zwischen Verrucano und Silbernen Phylliten eine S-vergente gestörte Mulde angedeutet. Ihr nördlicher Schenkel wird von einem auf ca. 10 m reduzierten Komplex von Rauhwacken, weißem Quarzit und stark verschiefertem Verrucano aufgebaut.

Im Profilschnitt selbst ist dieser Schenkel schon völlig abgeschert.

Am südlichen Talhang streicht stark verschieferter Verrucano in einem spitzen Winkel zur Stanzertal-Linie gegen NE und wird dann von der Talfüllung verdeckt. Im Hangenden ist wieder der weiße Quarzit aufgeschlossen, er wird knapp östlich des Malfontales spitzwinkelig von der

Stanzertal-Linie abgeschnitten. Die Rauhacken fehlen schon im Profil 2. Gegen W, vom Malfontal aus, läßt sich der Verrucano nur noch ca. 100 m weit verfolgen, bevor er unter die Alluvionen der Rosanna taucht.

Profil 3: Am Eingang zum Rendltobel im S des Tales ist eine stark gestörte, verschuppte Quarzitmulde entwickelt, die im Kern noch kleine Reste von Rauhacken führt. An dunkelgraue Glimmerschiefer der Landecker Phyllitzone grenzt der leicht überkippte bis saiger stehende S-Schenkel der Mulde mit tonig-sandigen Verrucanosedimenten.

Die Stanzertal-Störung läßt sich bis oberhalb der Mautstelle des Arlbergtunnels verfolgen (Profil 4), bevor sie in den Talboden hineinstreicht. Das Lineament wird von m-mächtigen Myloniten begleitet und zeichnet sich im Gelände durch eine flache Hangstufe und starke Durchfeuchtung aus.

In Richtung gegen die Neßleralm durchschneidet das Profil ziemlich mächtige rote, schrägschichtete Quarzite, die zum S-Schenkel der beim Hotel Lavenar angedeuteten Mulde gehören. Der Muldenbau selbst ist nicht zu sehen, allerdings sind in einem winzigen Rest am Fehrweg zur Alm Rauhacken aus dem Kern aufgeschlossen. Unter der Schuttbedeckung beim Hirschbad ist die Störung zu suchen, die den nördlichen Muldenschenkel abschneidet. Der im N folgende Komplex muß demnach einen S-vergent aufgeschobenen Sattel mit Silbernen Phylliten im Kern darstellen. Darüber ist die klastische Abfolge des Permoskyth entwickelt, die flach nach N einfällt. Am Top erfahren die Quarzite einen schrägen Zuschnitt entlang der Reichenhaller Rauhacken.

Profil 4: Im Profilschnitt entlang des Lengeruibaches läßt sich der Faltenbau der permoskythischen Serien am schönsten beobachten (siehe auch Profil 5). Die hier kaum gestörte Fortsetzung der amputierten Neßleralm-Sattelstruktur zieht in westlicher Richtung bis über die Walchereschulter. Der Phyllitkern dünnt gegen W mehr und mehr aus. Er läßt sich im Gelände durch die starke Zurückwitterung leicht verfolgen. Im Gegensatz dazu treten die Quarzite des Muldenkerns durch die hohe Verwitterungsresistenz deutlich hervor.

Der N-Schenkel des Sattels fällt mit 60° nach N unter die Untertrias ein, wobei entlang der Rauhacken wieder Bewegungen stattgefunden haben. So sind etwas östlich des Profiles in einem kleinen Fetzen Silberne Phyllite eingeschuppt worden.

Profil 5: Diese Bewegungserscheinungen entlang den inkompetenten Rauhacken führten nördlich der Walchereschulter zur Bildung der „Mutte-Schuppenzone“, einer Schuppenzone relativ geringen Ausmaßes, aber mit einer größeren Anzahl von kleinen Schuppen. Diese Zone schneidet an ihrem S-Rand den unterlagernden N-Schenkel des Walchere-Sattels schräg zu, sodaß gegen E hin die Rauhacken im Hangenden des Sattels und die extrem verquetschte und ausgedünnte Phyllit- und Verrucanobasis der ersten Schuppe tektonisch auskeilen und zwei Quarzitkomplexe im Lengeruibach mit einer Winkeldiskordanz aufeinandertreffen. Gegen N folgt eine noch etwas mächtigere Verrucanoschuppe und darauf mehrere nur wenige Meter mächtige Kleinstschuppen. Die N-Grenze durchschneidet quer den ohnehin schon reduzierten Muschelkalk bis in dunkle Partnach-Tonschiefer, wo die Störung wieder von NE gegen E umbiegt.

Der Isoklinalfaltenbau, der in Profil 4 schon sehr gut zu sehen ist, zeigt sich an der Kammlinie über die Walcherehöhe besonders schön.

Profil 6: Der bisherige Faltenbau setzt sich auch hier noch fort, allerdings ist die Quarzitmulde im N durch eine Störung an den Silbernen Phylliten abgesichert, wobei der nördliche Schenkel mit Kern S-vergent aufgeschürft wurde.

Die Nordgrenze fällt hier, wie schon bei der Mutte-Schuppenzone, sehr steil gegen N ein.

Profil 7: Der abgesicherte Schenkel der Walchere-Antiklinale läßt sich fast vollständig bis in den östlichen Putzenwald verfolgen, zum Schöngraben hin wird die Schichtfolge dieses nördlichen Komplexes etwas reduziert, da unterhalb bzw. südlich davon wieder Schuppungen auftreten. Die Schuppenzone Putzenwald-Schöngraben zeigt eine mächtige Rauhackenscholle, die den Faltenbau, der im S anschließt, schräg zuschneidet. Über den Rauhacken ist die vollständige Schichtfolge von den Silbernen Phylliten bis zu den Rauhacken eingeschuppt.

Dieser Profilschnitt zeigt mit dem Profil 8 zusammen das Ausheben von zwei Quarzitmulden gegen E, deren Faltenachsen nach oben ausstreichen.

Profil 8: Der N-Teil des Profils zeigt die reduzierte Schuppenzone, die aus dem Putzenwald gegen W hinzieht. Im Hintergrund des Schöngrabens auf der W-Seite ist noch der letzte Rest von Silbernen Phylliten eingeschuppt, nördlich davon der amputierte Faltschenkel des Walchere-Sattels. Beide keilen gegen W hin aus. Die Flanke zum Stanzertal wird von Alpinem Verrucano und wahrscheinlich nur flach eingemuldeten Quarziten gebildet. Die Stanzertal-Linie ist hier am Forst-

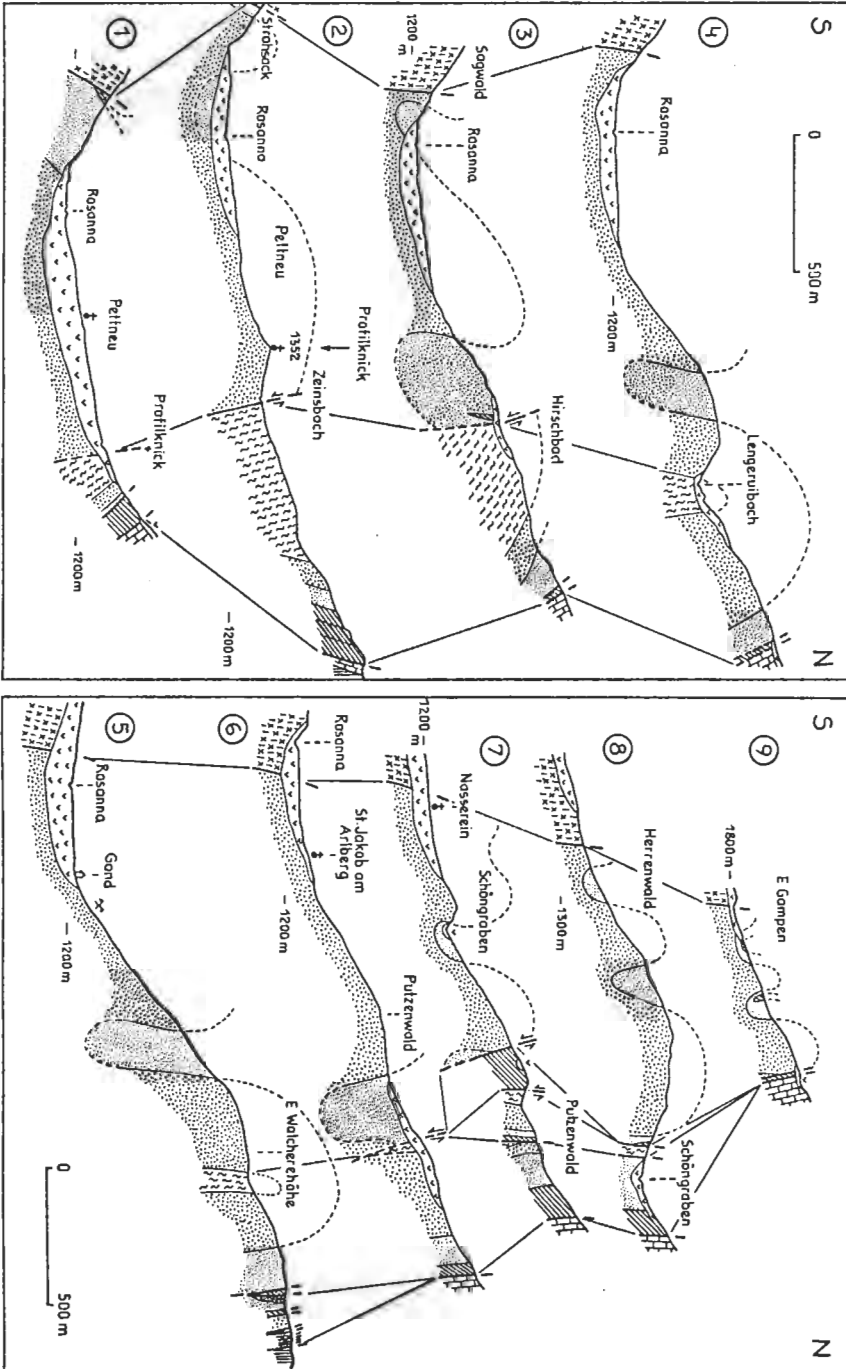


Abb. 4: Profile Nr. 1-9, Legende siehe Abb. 5, Lage siehe Abbildung 3.

weg zum Gampen aufgeschlossen. Verrucano überlagert hier Glimmerschiefer und Amphibolite der Landecker Phyllitzone. Etwas westlich davon sind an der Störung noch Reste von Quarziten eingequetscht, die belegen, daß hier eine Sattelstruktur unter das Kristallin taucht.

Profil 9: Die Stanzertal-Linie ist hier quer durch die Bergflanken bis auf die Verflachung des Gampen zu verfolgen. Trotz stärkerer Raumeinengung bis auf ein Viertel der größten Ausstrichbreite bei Pettneu ist auch in diesem Bereich noch deutlich der Faltenbau zu erkennen, der allerdings ziemlich gestört ist. Im N erfolgte ein schräger Zuschnitt der Klastika durch die Rauhwacken an der Grenze zur Mitteltrias.

Profil 10: Der Bau ist der gleiche wie in Profil 9, allerdings ist nicht zu sehen, ob die südliche Quarzitmulde noch nicht entwickelt ist oder nur durch Schuttmaterial verdeckt wird.

Über dem Verrucano im Lisungraben sind noch der Quarzit und die Rauhwacken entwickelt, letztere trennen das Permoskyth mit einem Mylonit vom Muschelkalk ab.

Profil 11: Die Stanzertal-Linie folgt ziemlich genau dem Steißbachtal. An sie schließen im N invers gelagerte Gesteine von Verrucano und Buntsandstein an, der Verrucano wird von Rauhwacken abgeschnitten. Die Einengung nimmt gegen den Arlensattel immer mehr zu, sodaß beim ehemaligen Bergbau auf der Zöt-Mahd nur mehr weiße Quarzite, invers gelagert und eine nach S überkippte Mulde darstellend, und ein schmaler Streifen von tektonisch überprägten Rauhwacken gegen das Kalkalpin hin aufgeschlossen sind.

Profil 12: Dieser Profilschnitt nördlich des Arlbergpasses zeigt ein von den anderen abweichendes Bild und läßt sich kaum mit den übrigen Profilen korrelieren. Das Auffallendste in diesem relativ großen Bereich ist das völlige Fehlen des Buntsandsteins, obgleich er im Steißbachtal noch über 100 m mächtig wird. Aber schon im Arlensattel fehlen diese Gesteine. Hier ist nur mehr ein kleiner Rest von Verrucano mit Rauhwacken zwischen Kristallin und Kalkalpin eingequetscht.

Das Profil unter der Ulmer Hütte zeigt durch das Abtauchen von Verrucano unter jüngere triadische Gesteine im N, im W und im E eine kuppelförmige Aufwölbung. Im S schneidet die Stanzertal-Linie den Verrucano ab.

Knapp nördlich der Störung sind relativ mächtige Rauhwacken in diesen eingeschuppt. Der kleine tektonische Rest von Verrucano zwischen diaphthoritischen Gesteinen der Landecker Phyllitzone und diesen Rauhwacken beinhaltet die einzigen Tuffe und Tuffite des intrapermischen Vulkanismus im Arbeitsgebiet.

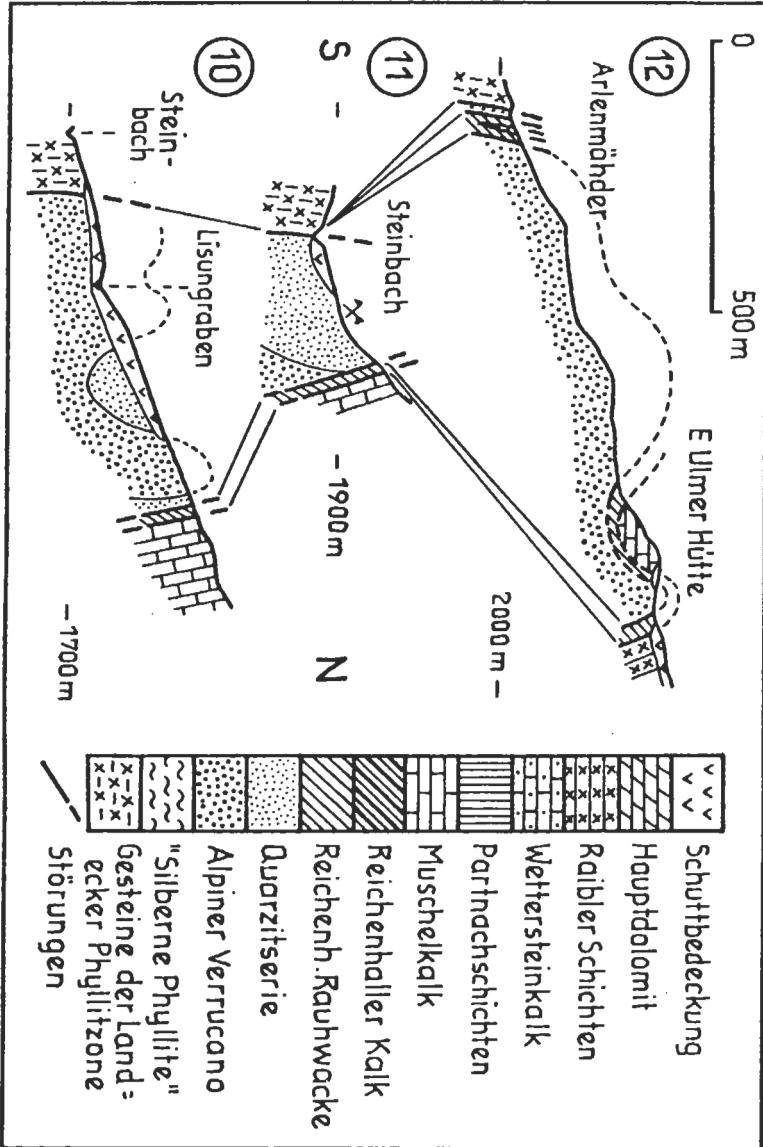
Die Aufwölbung deutet FELLERER (1964) als E–W streichenden Sattel mit einer deutlichen Achsenkulmination bei der Ulmer Hütte. Im N grenzt die Kuppel mit der Walfagehr-Störung (DOERT, 1974) an gipfführende Raibler Schichten. Diese Walfagehr-Störung zieht dann gegen SE ins oberste Steißbachtal, wo sie sich mit der Stanzertal-Linie scharf.

Profil 13: An die steilstehende Stanzertal-Linie grenzt im N Alpiner Verrucano. Dieser ist bis in den Gasillbach nördlich des Wildbadkopfes in ziemlich großer Mächtigkeit entwickelt, am Wildbadkopf selbst ist noch ein Rest des Buntsandsteins eingemuldet. Ab dem ersten Schnittpunkt des Profils mit dem Gasilltobel stehen nur mehr Quarzite und Rauhwacken an. Nach einer letzten saigeren, gestörten Isoklinalfalte mit Rauhwacken im Kern ist die Faltung gegen N weitläufiger entwickelt, d. h. die Quarzite mit den darüber liegenden Rauhwacken biegen gegen N um und fallen nun flach gegen S ein. Nach einem kurzen Knick um 90° zeigen sie wieder das schwache S-Fallen, bis sie im N auf überkippten Triaskarbonaten zu liegen kommen. Das würde bedeuten, daß nach der vorangegangenen Überkipfung des Südrandes des Kalkalpins durch weitere Einengung von S her die skythischen Gesteine abgeschert und auf den Wettersteinkalk aufgeschoben wurden.

Profil 14: Das Profil im obersten Lattenbachtobel durch die Stertekopf-S-Wand zeigt den Bereich der stärksten Raumverengung im Arbeitsgebiet. Es wurde schon von AMPFERER (1930) beschrieben. An den senkrecht stehenden Wettersteinkalk des Stertekopfes wurden die älteren Schichtglieder angepreßt und dabei vollkommen zerquetscht und teilweise fast bis zur Unkenntlichkeit verändert.

Die jüngste angrenzende Einheit bilden maximal 10 m von schwarzen tonigen Partnachschichten mit hellen Kalkknollen. Der Muschelkalk wurde fast vollkommen reduziert. An ihn stößt eine ca. 5 m mächtige Schuppe mit roten und grünlichen Quarziten. Zwischen diese Schuppe und einen Keil von Silbernen Phylliten eingeschaltet erscheint ein geringmächtiges Rauhwackenband. Dieselben Rauhwacken liegen weiter nördlich auf dem Wettersteinkalk direkt auf, sie haben also die dazwischen liegenden Einheiten schräg abgeschnitten.

Abb. 5: Profile Nr. 10–12, Lage siehe Abb. 3.



Südlich der Phyllite folgt extrem ausgequetschter Verrucano. Die klastische Natur ist nur mehr schwierig zu erkennen. Danach folgt ein Komplex von Silbernen Phylliten, Verrucano, weißen Quarziten, mächtigeren Phylliten und schließlich stößt ein Verrucanokeil an die Stanzertal-Linie.

Es läßt sich aufgrund dieser Beobachtungen auch in diesem stark verengten Raum noch der ursprüngliche Faltenbau erahnen.

Profil 15: Nördlich der Flirscher Schihütte stoßen gelbe Rauhacken tektonisch an den Hauptdolomit der Eisenspitze. Gegen S konnten unter der Moränenbedeckung in kleinen Aufschlüssen zuerst Skythquarzite, dann Silberne Phyllite anstehend angetroffen werden. Erst wieder oberhalb der Schihütte findet man anstehenden weißen Buntsandstein, der flach nach N einfällt. Er läßt sich zwanglos mit den Quarziten im Rammlestobel gegen Westen verbinden. Gleich östlich der Hütte stehen rote Tonschiefer und Sandsteine des Verrucano an, die mit 40° nach N einfallen. Sie werden von der Stanzertal-Linie abgeschnitten.

Die Aufschlüsse sind zwar spärlich, aber es ist anzunehmen, daß sich unter der Moräne noch Alpiner Verrucano verbirgt. Damit kann auch hier ein Faltenbau rekonstruiert werden.

Profil 16: Der Kohlwald wird hauptsächlich von einer sattelförmigen Aufwölbung des Verrucano gebildet, die im S an der Stanzertal-Linie abrupt abgeschnitten wird. Dieser Sattel taucht im N steil ab und bildet eine Mulde mit Quarziten und Rauhacken im Kern. Der Muldenachse folgt eine E–W streichende Störung, an der der Nordschenkel südvergent aufgeschuppt wurde.

Im Nordabfall des Kohlwaldes wurden Silberne Phyllite und beidseitig davon basaler Verrucano angetroffen, womit auch hier ein Sattelbau gesichert ist. Der N-Schenkel der Antiklinale wird von Rauhacken, die auf nach N überkipptem Muschelkalk liegen, tektonisch begrenzt.

Profil 17: Für dieses Profil durch den Kohlwald gilt dasselbe wie für Profil 16. Den N-Abfall ins Griesbachtal bildet nur mehr der S-Schenkel des Sattels, der Phyllitkern wird schon weiter im E abgeschnitten. Bei der kleinen Kapelle an der Straße ober Flirsch ist der Kern der Kohlwald-Antiklinale mit diaphthorischen kristallinen Schiefen aufgeschlossen. Er ist zumindest im N tektonisch abgeschert. Die Gesteine dieses Aufbruches unterscheiden sich von den typischen Silbernen Phylliten, können aber (rein von ihrer basalen Stellung zum Verrucano her) ein Äquivalent bzw. eine Vertretung derselben darstellen.

5. Beziehung des Permoskyth zum Landecker Quarzphyllit

Schon bei HAMMER (1918) findet sich die Feststellung, daß Verrucano transgressiv auf der Landecker Phyllitzone auflagert und der Verband nur durch lokale kleine Schubflächen zerrissen sei. Die Silbernen Phyllite stellten in die Verrucano-Zone eingeschuppte Fetzen des Quarzphyllits dar.

Die Idee des primären Verbandes der Phyllitzone mit dem Permoskyth griffen auch HUCKRIEDE & JACOBSHAGEN (1958) auf. Sie stellen der Ansicht AMPFERERS (1930), daß der Verrucano und der Quarzphyllit durch eine tektonische Grenze getrennt seien, entgegen, daß „der Verrucano mit steigendem Metamorphosegrad kontinuierlich in die quarzreichen Phyllite übergeht und mit ihnen verfaltet ist“ (HUCKRIEDE & JACOBSHAGEN, 1958:387). Sie sehen in den Silbernen Phylliten der Neßleralm-Antiklinale den N-Schenkel einer Mulde unter dem Stanzertal, deren Kern aus Verrucano (V) gebildet wird (Abb. 2, Profil A). Die heute einwandfrei als Buntsandstein angesprochenen Quarzsandsteine betrachteten sie als Quarzit- und Quarzfelszone des Verrucano (Vq), deren randliche Position zu den Phylliten sie als weitere Stütze für die Konstruktion einer großen Mulde betrachteten. Wesentlich ist in ihrer Darstellung, daß sie damit die Landecker Phyllitzone (qph) als direkte Unterlage, ohne trennendes tektonisches Element, in den Faltenbau des Permoskyth miteinbezogen. Diese Auffassung wurde auch von TOLLMANN (1976) übernommen.

Neue, die Möglichkeiten einer lithostratigraphischen Aufgliederung des Permoskyth berücksichtigende Detailkartierungen (KRÄINER, 1981; STINGL, 1981) ermöglichten es nun, der Vorstellung von HUCKRIEDE & JACOBSHAGEN (1958)

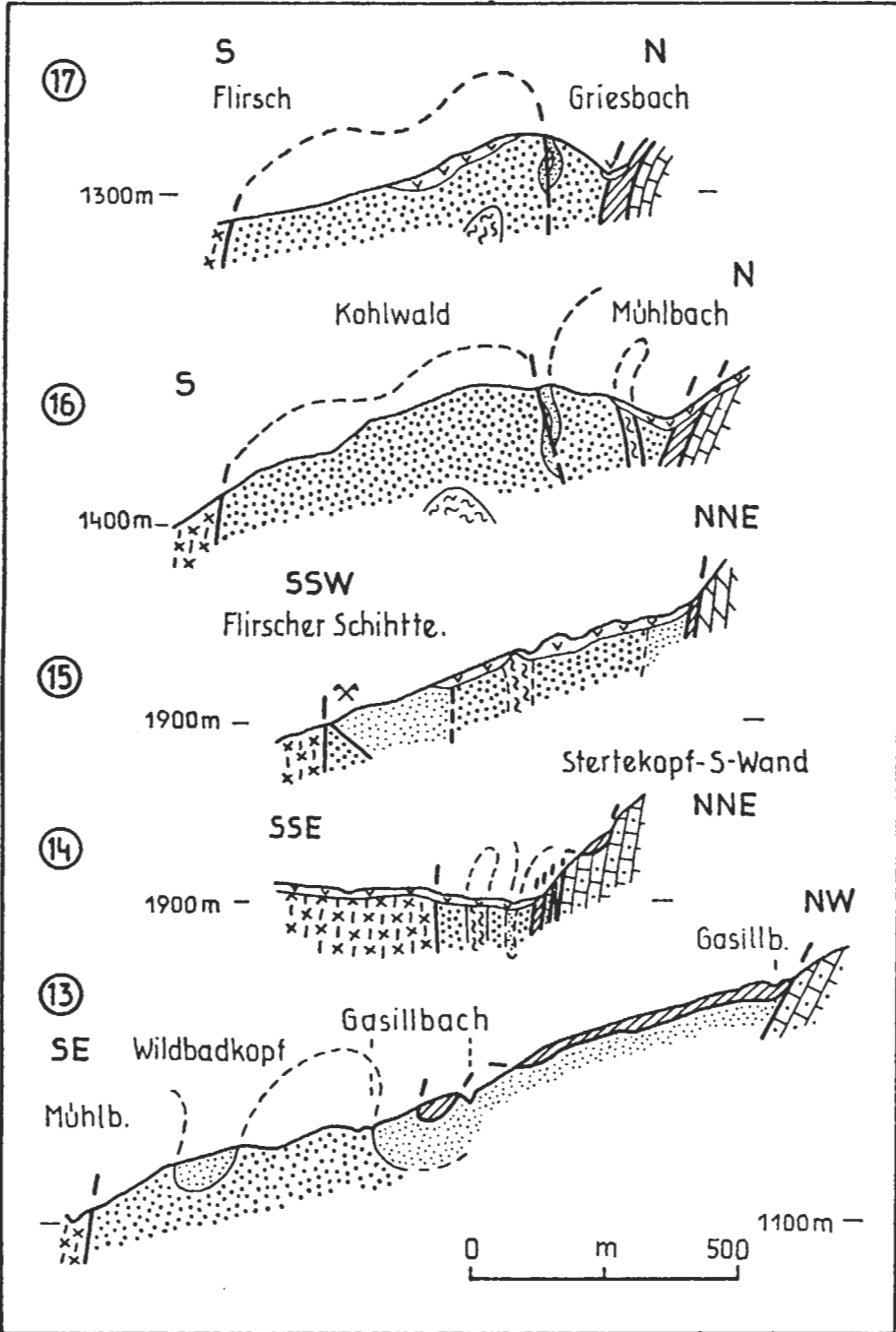


Abb. 6: Profile Nr. 13–17, Legende siehe Abb. 5, Lage siehe Abb. 3.

eine andere Deutung gegenüberzustellen (Abb. 2, Fig. B). Nach dieser Interpretation wird der Landecker Quarzphyllit (qph) gegen den Verrucano (V) deutlich von der hier steil S-fallenden Stanzertal-Linie getrennt. In den Klastika ist ein nordvergenter Faltenbau zu erkennen, den Muldenkern bildet jeweils Buntsandstein (B), z. T. mit kleinen Resten von Reichenhaller Rauhwacken (R). Der Nordschenkel der Neßleralm-Antiklinale ist hier an einer steilen Fläche südvergent aufgeschoben. Hier kommen im Kern die Silbernen Phyllite (SPh) zutage, die aufgrund der Tatsache, daß sie im basalen Verrucano aufgearbeitet wurden, als die metamorphe Unterlage desselben anzusehen sind. Ihre Beziehung zum Landecker Quarzphyllit ist unklar, da sie nirgends in einem sichtbaren Zusammenhang mit ihm stehen. Für die Zugehörigkeit zur Phyllitzone spricht unter anderem, daß in dieser völlig gleiche Typen wie die Silbernen Phyllite auftreten (freundl. mündl. Mitt. A. AMANN, Inst. f. Mineralogie u. Petrographie d. Univ. Innsbruck).

Zum besseren Verständnis dieser lokalen Gegebenheiten sind im folgenden zwei wichtige Befunde zu berücksichtigen. Zum einen besteht nach ROCKENSCHAUB et al. (1983) ein allmählicher Übergang zwischen dem Landecker Quarzphyllit und der Quarzphyllitdecke, zum anderen hat MOSTLER (1972) nachgewiesen, daß im Montafon die oberkarbone Basis der Kalkalpen (Kristbergschichten, AMEROM et al., 1982) eindeutig transgressiv auf Gesteinen der Phyllitgneisdecke liegt. Dieses Karbon an der Basis der Lechtaldecke hat die gleiche tektonische Position wie der Westtiroler Verrucano. Man müßte folglich die Silbernen Phyllite des Stanzertales, auf denen der Verrucano sedimentiert wurde, als Teil des Landecker Quarzphyllites sehen, da letzterer nur ein stärker retrograd metamorpher Anteil der Phyllitgneisdecke ist.

6. Schlußbetrachtungen

o Aufgrund der erarbeiteten Lithostratigraphie konnte ein E–W-gerichteter Faltenbau des Permoskyth im Stanzertal nachgewiesen werden, dessen steilstehende bis leicht nordvergente Isoklinalfalten mit flach einfallenden Faltenachsen auf eine Raumverengung durch den Nordschub des Kristallins der Ferwall-Gruppe hindeuten. Abgescherte Faltenanteile wurden z. T. südvergent aufgeschoben (Neßleralm-Antiklinale, Kohlwald-Synklinale).

o Einer jüngeren, gegen NW gerichteten Bewegungsphase des Kristallins sind die Schuppenzonen (Dawinalpe, Mutte-Schuppenzone, Putzenwald–Schöngraben) zuzurechnen. Auch die Verrucano-Kuppel südlich der Ulmer Hütte mit allseits abtauchenden Achsen ist auf diese E–W-Bewegungen zurückzuführen. Die jüngste Phase deutet NE-gerichtete Blattverschiebungen an, die den älteren Falten- und Schuppenbau durchschneiden.

o Die Silbernen Phyllite werden im basalen Verrucano aufgearbeitet und sind daher sicher als metamorphe Unterlage des Permoskyth anzusehen.

o Untersuchungen der Beziehungen zwischen Landecker Phyllitzone und Phyllitgneisdecke, sowie der Kalkalpenbasis im Montafon lassen es als möglich erscheinen, daß die Silbernen Phyllite zur Landecker Phyllitzone gehören. Diese Konsequenz ergibt sich aus den Aussagen, daß die Phyllitzone als stärker diaphthoritischer Teil von der Phyllitgneisdecke nicht zu trennen ist, und daß das Montafoner Karbon gleicher tektonischer Stellung wie der Verrucano eindeutig transgressiv auf der Phyllitgneisdecke liegt.

Dank

Die vorliegende Publikation stellt teilweise einen Auszug einer Dissertation dar, die unter Anleitung von Prof. Dr. H. MOSTLER entstand. Für die Betreuung und Förderung der Arbeit sei ihm an dieser Stelle noch einmal sehr herzlich gedankt.

7. Literatur

- AMEROM, H. W. J. van, ANGERER, H. & MOSTLER, H. 1982: Über eine Autono-Stephanische Flora aus den Kristbergsschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 124, H. 2, 283–323, 13 Abb., 4 Tab., 7 Fototaf., Wien.
- AMPFERER, O., 1930: Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. – Jb. Geol. B.-A., 80, H. 3/4, 407–451, 35 Abb., Wien.
- 1932: Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. – 125 S., 28 Abb., Wien (Geol. B.-A.).
- DOERT, U., 1974: Der Gebirgsbau der südwestlichen Lechtaler Alpen östlich der Flexen-Straße (Vorarlberg/Tirol). – Unveröff. Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg, 260 S., Erlangen.
- FELLNER, R., 1964: Zur Geologie des Südrandes der Nördlichen Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg (Lechtaler Alpen). – Z. dt. geol. Ges., 116, 832–858, 4 Abb., 2 Taf., Hannover.
- HAMMER, W., 1919: Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). – Jb. Geol. R.-A., 68 (1918), H. 1/2, 205–258, 10 Abb., 3 Taf., Wien.
- 1920: Erzführung des Verrucano in Westtirol. – Verh. Geol. St.-A., 1920, Nr. 4, 77–88, Wien.
- HUCKRIEDE, R., 1959: Die Eisenspitze am Kalkalpensüdrand (Lechtaler Alpen, Tirol). – Z. dt. geol. Ges., 111, 410–433, 4 Abb., Hannover.
- & JACOBShAGEN, V., 1958: Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf – Pettneu). – Z. dt. geol. Ges., 109, 2. Tl., 373–388, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Hannover.
- KRAINER, K., 1981: Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyth im Stanzertal/Arlberg (Westtirol) unter besonderer Berücksichtigung der Hangendquarzite. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 106 S., 29 Abb., 2 Beil., Innsbruck.
- 1982: Zur Sedimentologie und Vererzung der Hangendquarzite im Stanzertal/Arlberggebiet (Tirol). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12/4, 81–94, 3 Abb., Innsbruck.
- MOSTLER, H., 1972: Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, 171–174, 2 Abb., Wien.
- unter Mitarbeit von KRAINER, K. & STINGL, V., 1982: Erzlagerstätten in der postvariszischen Transgressionsserie im Arlberggebiet. – Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., 2, 131–136, 5 Abb., 1 Taf., Wien.
- OBERHAUSER, R., 1970: Die Überkipplungserscheinungen des Kalkalpensüdrandes im Rätikon und im Arlberg-Gebiet. – Verh. Geol. B.-A., 1970, H. 3, 477–485, 1 Taf., Wien.
- ROCKENSCHAUB, M., THEINER, U. & FRANK, W., 1983: Die Struktur von Phyllit- und Phyllitglimmergneiszone bei Landeck. – Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S 15, 223–227, Graz.
- STINGL, V., 1981: Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyth im Raum Arlberg unter besonderer Berücksichtigung des Alpenen Verrucano. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 109 S., 22 Abb., 8 Beil., Innsbruck.

- 1982: Sedimentologie und Vererzung des Alpinen Verrucano im Stanzertal (Tirol). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12/3, 71–80, 1 Abb., 3 Beil., Innsbruck.
- TISCHLER, S. E., 1977: Die Verrucano- und Buntsandsteinerze in Nordtirol. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 104 S., 43 Abb., 2 Beil., Innsbruck.
- TOLLMANN, A., 1972: Alter und Stellung des Alpinen Verrucano in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, 83–96, 1 Abb., Wien.
- 1976: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil 3. – 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke).

**Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes – ein Modell am Beispiel
Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich)**

von

Gerhard Walter MANDL

mit 5 Abb., 5 Taf., 8 Beilagen

Anschrift des Verfassers:

Dr. Gerhard W. Mandl
Institut für Grundbau, Geologie und Felsbau,
Abteilung Geologie
Technische Universität Wien
Karlsplatz 13
A-1040 Wien

Inhalt

1. Zusammenfassung	134
Summary	136
2. Einleitung	136
3. Stratigraphie und fazielle Entwicklung	137
3.1 Das basale Flachwasserstadium	137
Haselgebirge	137
Werfener Schichten	137
Gutensteiner Schichten	137
Steinalmschichten	138
3.2 Die Reiflinger Wende – der Beginn fazieller Differenzierung	138
3.3 Die Hallstätter Graufazies – Plattformrand- und Beckenbereiche	139
Buntdolomit/Reiflinger Schichten (Mitteltrias)	139
Nordalpine Raibler Schichten, „Cidarisbreccie“ (Karn)	141
Pötschenschichten und helle Bankkalke (Oberkarn, Nor)	142
Pedataschichten (Mittel- bis Oberrnor)	144
Zlambachschichten (? Sevat, Rhät)	145
3.4 Beziehungen zwischen Karbonatplattform und Hallstätter Graufazies	147
Mitteltrias	147
Karn	147
Nor – Rhät	148
3.5 Die Hallstätter Buntfazies – beckeninterne Schwellenzonen	149
3.5.1 Lithologische Gliederung	149
Unterer Grauvioletter Bankkalk	149
Graugelber Bank- und Massenkalk	149
Oberer Grauvioletter Bankkalk	149
Roter Knollenflaserkalk	150
Bunte Flaserkalke mit rotem Hornstein	150
Roter Bankkalk/Schreyeralkalk	150
Massiger Hellkalk, helle Bankkalke	150
Hangendrot- und -graukalk	150
3.5.2 Mikrofazies und diagenetische Veränderungen	152
Mikrofaziestypen	152
Knollenflasergefüge	154
Hornsteinbildung	155
3.5.3 Räumlich/zeitliche Verteilung der Buntkalke und Beziehungen zur Graufazies	155
Mitteltrias	155
Obertrias	156
3.6 Ablagerungsbedingungen und Paläogeographie	158
4. Anmerkungen zu Detailfragen des Gosaukammgebietes	161
5. Literatur	163

1. Zusammenfassung

Die triadischen Sedimentgesteine des untersuchten Gebietes lassen nach ihrer faziellen Ausbildung eine grobe laterale Gliederung des Ablagerungsraumes in Karbonatplattformen mit Lagunen- und Riffsedimenten (Wettersteinkalk, Dachsteinkalk)

und in Beckenzonen mit Dominanz von grauen Hornsteinkalken (Hallstätter Graufazies) oder mit bunten, fossilreichen Kalken (Hallstätter Buntfazies) zu.

Da die ursprünglichen Zusammenhänge dieser drei Hauptfazieszonen im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung weitgehend zerstört wurden, sind paläogeographische Rekonstruktionen problematisch. Die Aufnahme und Korrelation zahlreicher, faziell unterschiedlicher Profile versprach ein verbessertes Bild der primären Beziehungen zu liefern.

Die fazielle Differenzierung begann im Laufe des Mitteltrias mit der tektonischen Zerlegung des einförmigen Flachwasserschelfes (Steinalmkalk); im Zusammenhang damit steht der zunehmende pelagische Einfluß. Ausgehend von verbliebenen Flachwasserarealen setzte die Entwicklung der großen Karbonatplattformen ein, die im Laufe der Zeit in Richtung Becken vorwuchsen. Dieses Wachstum wurde durch die terrigene Beeinflussung im Unterkarn kurzfristig und meist nur lokal unterbrochen. Die Beckenzone besaß ein bruchtektonisch gegliedertes Relief, wobei die weitere Ausgestaltung beckeninterner Schwellen auf das synsedimentäre Hochdringen der oberpermischen Haselgebirgsevaporite zurückgeführt wird. Kleinräumige Schollentektonik und tiefgreifende, mehrphasige Spaltenbildung sind Ausdruck dieser Auftriebstendenz, die einen Reliefausgleich innerhalb des Beckens bis in die Obertrias verhindern konnte.

Die Ausbildung der Beckensedimente folgt sowohl in der Mitteltrias als auch in der Obertrias im wesentlichen folgendem Prinzip:

Bei mäßigem Kalkschlamm-Angebot werden im Becken graue Hornsteinkalke gebildet (Reiflinger Schichten, Unterer Grauvioletter Bankkalk, Pötschenkalk), die zur Schwelle hin zunehmend buntere Farben annehmen und in knollige Rotkalke übergehen (Roter Knollenflaserkalk, Teile des Hangendrotkalkes). Diese vermitteln zu den geringmächtigen Rotkalken am Schwellenscheitel, die typische Merkmale einer Mangelsedimentation zeigen und im Vergleich zum umgebenden tieferen Becken eine höhere Organismendiversität besitzen (Roter Bankkalk/Schreyeralmkalk, Teile des Hangendrotkalkes).

Bei verstärktem Kalkschlamm-Angebot und damit relativ vermindertem Tongehalt der Sedimente bleiben die Hornsteinkalke auf das Beckentiefste begrenzt. Sie werden gegen die Beckenränder hin von gebankten bis massigen hellen Kalken vertreten (Heller Bankkalk, Graugelber Bank- und Massenkalk, Massiger Hellkalk). Die Hellkalke greifen dabei zunehmend auf die Schwellen über (Mitteltrias) und können die Rotkalksedimentation auch kurzzeitig völlig unterbrechen (Unternor).

Während der verstärkte terrigene Einfluß im Unterkarn (Nordalpine Raibler Schichten, Reingrabener Schiefer) die karbonatische Entwicklung nur kurz und nicht überall unterbrechen konnte, beenden die tonig-mergeligen Zlambachschichten die kalkige Hallstätter Bunt- und Graufazies im Grenzbereich Sevat/Rhät.

Der Übergang von der Karbonatplattform in das Graufazies-Becken konnte für die Obertrias im wesentlichen Gosaukamm-Gebiet näher untersucht werden, er ist durch die Verzahnung von Riffschutt (Dachsteinkalk) mit arenitischen Bankkalken (Pedata-schichten) und mikritischen Hornsteinkalken (Pötschenkalk) gekennzeichnet. Eine Bearbeitung der mitteltriadischen Beckenränder wurde erst begonnen.

Die als wahrscheinlich erachtete primäre Anordnung der Hallstätter Schollen zur Zeit der Trias läßt im Obenor einen Einfluß benachbarter Riffe nicht nur im Norden, sondern auch im Süden dieser Beckenzone erkennen. Dieses Becken enthält, durch laterale Übergänge verbunden, Bunt- und Graufazies gemeinsam. Das derzeitig übliche

Modell eines weiträumig nach Süden offenen Ablagerungsraumes der Hallstätter Buntkalke sollte einer Überprüfung unterzogen werden.

Summary

The Permotriassic sediments of the Northern Calcareous Alps show us a distinct differentiation into facies zones. The investigated Salzkammergut region exposes carbonate platforms with marginal reefs (Wetterstein- and Dachstein limestone) and basinal sediments, which are usually subdivided into a "Grey Hallstatt Facies" (bedded grey limestones, often with chert nodules and marly intercalations) and a "Variegated Hallstatt Facies" (light coloured to red, bedded, nodular or massive limestones). The primary relation all of these facies zones mostly has been destroyed by complex tectonic processes during Jurassic to early Tertiary times.

Detailed mapping, facies analyses and profil correlation by ammonoids and conodonts have led to a model of the Triassic arrangement of today widespread, tectonically isolated occurrences of Hallstatt limestones.

Middle Anisian block faulting has caused a first differentiation into carbonate platforms and basinal areas. Intrabasinal ridges are interpreted as diapirism structures above Upper Permian evaporites ("Haselgebirge"), they have formed the environment for the "Variegated Hallstatt Facies". Typical features of this facies are low sedimentation rates, often red coloured limestones with hardgrounds, subsolution patterns and a rich pelagic macro- and microfauna, syndimentary block faulting and tilting and deep fissures, filled by younger sediments. The terrigenous influence during the Carnian ("Reingraben shales") is small, and did not reach the top of all intrabasinal ridges.

The surrounding deeper basins are characterized by higher accumulation rates and grey cherty limestones (Middle Triassic Reifling beds, Upper Triassic Pötschen beds). Transitions to the coloured Hallstatt limestones have been studied.

Upper Triassic transitions from platform to basin are visible in the Gosaukamm range. The Lower Carnian basinal shales contain near the platform-margin breccias and components of shallow water origin, as well as mud mounds with calcisponges. Middle and Upper Norian transitions are characterized by interfingering of massive reef breccias and irregular bedded, arenitic limestones (Pedata beds) with rare cherts and typical reef derived fauna, which are gradually passing into micritic Pötschen beds.

The whole arrangement platform margin – basin – intrabasinal ridge has been covered by marly Zlambach beds during the Uppermost Norian (?) to Rhaetian.

2. Einleitung

Die vorliegende Arbeit bringt die stratigraphischen und faziellen Ergebnisse meiner Dissertation. Zu tektonischen Fragen dieser Gebiete soll anderenorts Stellung genommen werden, die Beilage 1 möge nur als erste allgemeine Übersicht dienen. Von der Beilage geologischer Farbkarten wurde aus Kostengründen abgesehen, zumal in der Zwischenzeit von der Geologischen Bundesanstalt (Wien) die Blätter 95 (St. Wolfgang) und 96 (Bad Ischl) herausgegeben wurden, welche die hier behandelten Gebiete zur Gänze enthalten und auch ihren regionalen Rahmen zeigen. Zur Übersicht im Gosaukammgebiet und in der Dachsteingruppe können die Karten von GANSS, KÜMEL & SPENGLER (1954) und W. SCHLAGER (1967) herangezogen werden.

Ausgangspunkt der Untersuchungen war das Gosaukamm–Zwieselalm-Gebiet. Nach SCHLAGER (1967) sollte es in der Obertrias vom lagunären Dachsteinkalk des Dachsteinmassives über Riffkalke des Gosaukammes zur Beckenfazies mit Hornsteinkalken (Zwieselalm) und Hallstätter Buntkalken (Schönau und Gosaukamm-Südseite) vermitteln. Dieser Zusammenhang von Dachsteinkalk- und Hallstätterkalk-Fazies führte zur

erneut autochthonistischen Deutung der Hallstätter Zonen, gestützt durch weitere Arbeiten von H. ZANKL [1967, 1971 (Göll-Riff)] und W. SCHÖLLNER [1974 (Grundlsee-Zone)]. Nach den Einwänden von A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN (1970) gegen diese autochthonen Modelle konnte R. LEIN (1975) die rein tektonische Einschaltung der obertriadischen Buntkalke in Mitteltriasdolomiten des Gosaukamms belegen, wodurch ein wichtiges Argument für eine direkte Faziesverzahnung wieder ausschied.

Als Zielpunkt kristallisierte sich im Laufe der Arbeit schließlich die Notwendigkeit heraus, die laterale Variationsbreite der Schichtfolgen und die gegenseitigen Beziehungen zeitgleicher Serien aus den Plattform-, Becken- und Schwellenarealen besser zu erfassen. Die Untersuchungen wurden daher auf die Ischl–Ausseer Zone und die Hallstätter Schollen um den Plassen ausgedehnt. Erst die detailliertere Kenntnis über prinzipiell mögliche Fazieszusammenhänge versprach eine zuverlässigere Beurteilung des Bauplanes der mehrphasig tektonisch zerstückelten Hallstätter Zonen und ihrer Randgebiete.

Ein wesentliches Hilfsmittel bei der Korrelierung zahlreicher Profile war die Feinstratigraphie mittels Conodonten, durch die vielfach erst Hinweise auf das räumliche und zeitliche Wandern der Lithofazies gegeben wurden. Neben Exkursionen und Diskussion von Detailfragen ist daher L. KRYSZYN (Paläont. Inst. Univ. Wien) für die Bestimmung umfangreicher Conodontenfaunen besonders zu danken.

An dieser Stelle möchte ich auch gleich all jenen meinen Dank aussprechen, die durch Diskussion und Einbringung eigener Erfahrungen, Fossilbestimmungen, Bereitstellung von Vergleichsmaterial und Kartengrundlagen zum Fortgang der Arbeit beitrugen. Zu nennen sind hier A. TOLLMANN, R. LEIN, H. HÄUSLER (alle Geol. Inst. Univ. Wien), W. PILLER (Paläont. Inst. Univ. Wien), W. HAMILTON (ÖMV) und G. SCHÄFFER (Geol. B.-A.).

3. Stratigraphie und fazielle Entwicklung

3.1 Das basale Flachwasserstadium

Trotz vieler Fortschritte und Detailbeobachtungen besteht immer noch keine völlig befriedigende Gliederung permioskythischer Sedimente. Neben dem Mangel an feinstratigraphisch brauchbaren Leitfossilien beruht dies vor allem auf der komplexen Tektonik des Kalkalpensüdrandes und auf den durch die Lithologie dieser Serien bedingten schlechten Aufschlußverhältnissen.

Die derzeit übliche, bei A. TOLLMANN (1976 a:41 ff., 57 ff.) dargestellte Abfolge von H a s e l g e b i r g e (bunte Tone und Evaporite) des Oberperm im Liegenden und skythischen W e r f e n e r S c h i c h t e n (rote und grüne, glimmerreiche Silt- und Tonsteine, terrigen beeinflusste Karbonate) im Hangenden entspricht den kartierbaren Gegebenheiten in der Annaberger Senke und rund um den Buchberg-Riedel.

Der fazielle Umschwung von der überwiegend siliziklastischen zur karbonatischen Sedimentation der G u t e n s t e i n e r S c h i c h t e n, erfolgt nach H. MOSTLER & R. ROSSNER (1977) laut Conodontenbefund noch im obersten Skyth. Dieser Schichtkomplex umfaßt plattige bis wellig geschichtete dunkle Kalke mit lokal intensiver Bioturbation („Wurstelkalke“) und seltenen Lagen mit Crinoidengrus, welche zum Hangenden hin, lokal auch seitlich, von dunklen Bankdolomiten abgelöst werden. Im Liegendabschnitt dieser Abfolge können noch graue oder bunte Schiefer-tone letzte Rekurrenzen des Werfener Milieus darstellen – siehe W. SCHLAGER

(1967:213). Im Bereich der Schollen um den Plassen ist dieses Niveau laut G. SCHÄFFER (1971:29) durch eher hellgraue Bankdolomite vertreten, die an Sedimentstrukturen noch Feinschichtung und endogene Breccien zeigen können. Zeitlich umfaßt diese fossilarme Serie oberstes Skyth (s.o.) bis tieferes Mittelanis, wie Kalkalgen aus den überlagernden hellen Massendolomiten nahelegen.

Unter dem Begriff *Steinalmschichten* werden hier jene überwiegend massigen, hellen Dolomite und Kalke zusammengefaßt, die sich mit fließenden Übergängen aus den liegenden Bankdolomiten entwickeln und, soweit noch erkennbar, eine recht einförmige Dasycladaceen-Flora des Pelson bis ? Illyr beinhalten.

Die Einbeziehung dieser Serie in den Wettersteinkalk im Sinne von SUMMESBERGER (1966) wurde nicht durchgeführt, da im südlichen Gosaukamm und am Südrand der Dachsteindecke eine auch kartenmäßig durchführbare Trennung zwischen Steinalmkalk und Wettersteinkalk möglich ist. Eigene stratigraphische und fazielle Untersuchungen, kombiniert mit Detailkartierungen im Rahmen der Landesaufnahme der Geologischen Bundesanstalt (Wien), wurden 1983 bereits begonnen.

Das lithologische Spektrum reicht von weißen bis grauen, zuckerkörnigen Dolomiten mit Algenrelikten über mehr oder weniger dolomitische, endogen brecciöse, sterile Mikrite bis zu Biointramikriten bis -sparten.

Fauna und Flora der Steinalmschichten:

- Dasycladaceen: *Physoporella pauciforata* GUEMBEL
 (SCHLAGER 1967) *Physoporella dissita* (GUEMBEL)
Diplopora hexaster (PIA)
Makroporella alpina PIA
- Foraminiferen: *Meandrospira dinarica* KOCH. & PANTIC
Fronicularia sp. (häufig)
Trochammina sp.
Dentalina sp.

Onkoidisch umkrustete Intraklasten (mm- bis cm-Größe) und Aufwüchse von halbkugelförmigen Cyanophyceen-Kolonien sind ebenfalls zu beobachten. Fleckenhaft bituminöse, sowie dm-geschichtete Bereiche bei sonst gleichbleibender Mikrofazies können auftreten.

Wesentlich erscheint die Beobachtung von G. SCHÄFFER (1971:32) im Plassen-Gebiet, daß die massigen Algenkalke sich nicht unbedingt aus den sterilen Gutensteiner Dolomiten entwickeln müssen, sondern dunkle, biomikritische Bankkalke zwischengeschaltet sein können, welche erst im Laufe der Zeit durch schräg übergreifende Algenkalke verdrängt werden. Eine erste Faziesdifferenzierung kündigt sich damit an, in flache Algenkalk-Areale und zwischengeschaltete Wannens mit dunklen Biomikriten, deren Fauna (Filamente und fragliche Radiolarien) einen Hinweis auf tiefere Ablagerungsbedingungen gibt. Der Verzahnungsbereich ist nach obigem Autor durch Schuttkalke mit Mikrit-Intraklasten und massenhaftem Crinoidendetritus gekennzeichnet.

Altersmäßig repräsentieren die Steinalmschichten wohl einen Großteil des Pelson, da sie einerseits Algen des Pelson bis Illyr beinhalten, andererseits auch die überlagernden Schreyeralkalke und Hornsteinbankkalke nach Ammoniten und Conodonten noch bis ins Pelson hinabreichen können (s.u.).

3.2. Die Reiflinger Wende – der Beginn fazieller Differenzierung

SCHLAGER & SCHÖLLNERGER führten 1974 den Begriff der stratigraphischen Wende zur Gliederung des kalkalpinen Sedimentationsgeschehens ein. Die Reiflinger

Wende stellt dabei den Übergang vom relativ einförmigen Flachwasserschelf mit noch eingeschränkten Lebensbedingungen (Algenkalke, bituminöse Bankkalke, meist geringe diverse Fauna und Flora) zu weit verbreiteten Beckensedimenten mit ausgesprochen offen-marinem Faunencharakter (Ammoniten, Radiolarien, Conodonten) dar.

Diese Wende wurde von den Autoren zeitlich in das oberste Illyr gestellt und mit dem Beginn tuffitischer Hornsteinkalke korreliert. Nach BECHSTÄDT & MOSTLER (1974:51 ff.) setzt der Vulkanismus bereits an der Illyrbasis zeitgleich in den Kalkalpen, im Drauzug und in den Südalpen ein. Parallelisiert man dagegen im Hallstätter Faziesbereich die stratigraphische Wende konsequenter Weise mit dem Einsetzen der fossilreichen Rotkalke des Schreyeralmkalkes, so rückt deren zeitliche Einordnung noch etwas tiefer in das höhere Pelson. Möglicherweise besitzt das Ereignis nicht jene zeitliche Schärfe, die SCHLAGER & SCHÖLLNERGER 1974 dafür annahmen.

Sedimentationsumschwung und Vulkanismus werden heute häufig auf Bruchtektonik und Krustenausdünnung im kristallinen Basament zurückgeführt, in deren Gefolge die verstärkte Subsidenz großer Teile des kalkalpinen Ablagerungsraumes einsetzte.

Als Ausdruck der zunehmend verbesserten ökologischen Bedingungen beginnt in verbliebenen Flachwasser-Arealen mit verstärkter organischer Karbonatproduktion der Aufbau großer, reichgegliederter Karbonatplattformen (Wettersteinkalk), welche dann unterschiedlich rasch auf die Frischwasser zuführenden Beckenzonen hin vorwachsen. Die, für Mittel- und Obertrias der Kalkalpen so typische Plattform/Becken-Gliederung ist damit in ihren Grundzügen angelegt. Für den Hallstätter Faziesraum kommt noch ein weiteres sedimentäres Environment in Form beckeninterner Schwelzenzonen hinzu, die auf synsedimentären, triadischen Diapirismus der permischen Evaporite zurückzuführen sind (s. S.).

Die unterschiedlich verlaufende weitere Entwicklung der einzelnen Ablagerungsbe-
reiche wird im folgenden getrennt dargestellt, die gegenseitigen faziellen Beziehungen werden jeweils im Anschluß daran erläutert.

3.3 Die Hallstätter Graufazies – Plattformrand- und Beckenbereiche

Die Hallstätter Graufazies (sensu KRYSTYN & SCHÖLLNERGER 1972:65, Abb. 3) umfaßt als charakteristische Gesteinsabfolge mitteltriadische Hornsteinkalke (Reiflinger Schichten im weiteren Sinne), relativ mächtige Nordalpine Raibler Schichten mit Schiefertönen und Hornsteinkalken, obertriadische Hornsteinkalke (Pötschenschichten) und mögliche randliche karbonatklastische Abfolgen (Pedataschichten), die Einflüsse von benachbarten Seichtwasserarealen (Dachstein-Riffe) zeigen. Den Abschluß der triadischen Beckenfüllung bilden die mergelreichen Zlambachschichten.

In der faziellen Gliederung bei A. TOLLMANN (1976:507 ff.) entsprechen nach den nun vorliegenden Daten die Begriffe Zlambachfazies und Zwieselalmfazies weitgehend der obigen Abfolge. Die im folgenden dargestellten Details wurden anhand des Südtiles der Ischl–Ausseer Zone und des Zwieselalm-Gebietes erarbeitet.

Buntdolomit und Reiflinger Schichten s. l. (Mitteltrias)

Die aus dem Zwieselalmgebiet stammenden Daten geben vorerst nur ein sehr kurzes Bild, die wenigen Aufschlüsse zeigen meist stark diagenetisch veränderte Gesteine und praktisch nie zusammenhängende Abfolgen.

Aus den oben beschriebenen massigen Algendolomiten des Mittelalms entwickeln sich mit unscharfer Grenze hellrötliche bis gelbliche, massig wirkende **B u n t d o l o m i t e**, die infolge ihres diffusen Kieselgehaltes morphologisch hervortreten. Lokale Hornsteinführung ist möglich (Riedelkar Alm). Soweit abschätzbar, wird die stark schwankende Mächtigkeit 20 m nicht wesentlich überschreiten. Reliktisch erhaltene

feinschichtig gekräuselte Strukturen erinnern an Algenmatten und legen eine noch enge Beziehung zu den liegenden Algendolomiten nahe. Derartige Proben erwiesen sich ebenso wie dünnbankige dolomitische Dismikrite als völlig steril. Ein zweiter Typus ist als Breccie mit teilweise noch korrespondierenden Korngrenzen ausgebildet. Die mikritischen Klasten (mm- bis cm-Größe) lassen des öfteren (?Lösungs-) Hohlräume erkennen, die von mehreren Kalzitgenerationen verfüllt sind. Dieser Typ enthielt am nördlichen Buchbergriedel eine Fauna, die für Mittel- und Oberanis spricht:

Probe 80/51: *Gladigond. malayensis budurovi* KOVACS & KOZUR

Gondolella constricta MOSHER & CLARK

Gondolella bulgarica (BUDUROV & STEFANOV)

sowie diverse Astformelemente.

Ein beginnender pelagischer Einfluß im Sinne der Reiflinger Wende wird hier faunistisch faßbar und in den überlagernden Reiflinger Schichten bei langsam zurücktretender Dolomitisierung auch an primären mikrofaziellen Merkmalen erkennbar. Charakteristisch für diese aus gebankten bis knolligen hellen Hornsteinkalken zusammengesetzte Serie sind Filamentmikrite mit Radiolarien.

Zentimeterbreite Schichtfugen im basalen, noch stark dolomitischen Abschnitt enthalten häufig auffällig hellbunte tonig-mergelige Einschaltungen. Der Buntdolomit wird hier als stark diagenetisch überprägter Grenzbereich zwischen Steinalmkalk und Reiflinger Schichten aufgefaßt, da er Anklänge an beide Serien aufweist.

Eine näher untersuchte blaugraue, karbonatfreie Lage zwischen basalen Hornsteindolomiten bestand hauptsächlich aus Montmorillonit und Aggregaten (<0,2 mm) von feinverfilzten Quarzen, die rekristallisiertes Kieselgel darstellen könnten. Bereits makroskopisch auffällig war der relativ hohe Gehalt an Biotit ($\leq 0,5$ mm, stets unzersetzt), Schwermineralpräparate enthielten neben sulfidischen Erzen schön idiomorphe Zirkone und Apatite. Der Verdacht auf vulkanogenen Einfluß liegt hier nahe.

Eine auffällige Biotitführung wurde auch von L. KRYSZYN (pers. Mitt.) im Graugelben Bankkalk des Solinger Kogels und von mir selbst in hellbunten Bankkalken der Steinwandkögl beobachtet. Beide Vorkommen sind ladinisch, letzteres zeigt auch dünne, grell violette, gelbe und weiße tonige Lagen und ist nach einer reichen Conodontenfauna knapp über den Grenzbereich Fasan/Langobard zu stellen.

Abgesehen vom mittel- bis oberanisischen Alter des Buntdolomites ist aus dieser mitteltriadischen Beckenfazies bisher nur Langobard sicher belegt:

Probe 81/107: *Gladigond. tethydis* (HUCKRIEDE)

Gondolella inclinata KOVACS

Wenige Meter unter den terrigenen Karnserien ist bereits Jul nachweisbar:

Probe 81/240: *Gladigond. malayensis* NOGAMI

Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF.

Im Bereich der späteren Buntfazies tritt über den Steinalmschichten und den dunklen Bankkalken häufig ebenfalls ein Schichtpaket mit grauen, z. T. hornsteinführenden Bank- und Knollenkalken auf, die im erweiterten Sinne als Reiflinger Schichten bezeichnet werden können. In den Profilen Solinger Kogel, Feuerkogel und Hütteneck/Kleberwand setzt bereits im Pelson („kockeli-Zone“) die „Beckensedimentation“ ein (L. KRYSZYN 1980:81, 89, 92, Fig. 13), G. W. MANDL (1983: Tab. 5/Probe 79/29).

Im Bereich des Solinger- und Sommeraukogels (G. SCHÄFFER 1971, L. KRYSZYN 1974) sowie des Feuerkogels (L. KRYSZYN 1973) macht sich vor dem Einsetzen der Buntkalkfazies kurzzeitig ein terrigener Einfluß in Form eines wenige Meter mächtigen Mergelhorizontes bemerkbar, der auf den Südteil des Hallstätter Fazies-

raumes beschränkt sein dürfte, und seiner Position nach als illyrisch betrachtet werden kann.

Im Profil der Leislingwände reichen Hornsteinkalke ohne Mergelzweischaltung bis an die Buntkalke heran, deren Fauna höheres Mittel- bis Oberanis anzeigt:

- Proben 81/34, 81/35: *Gladigond. tethydis* (HUCKRIEDE), 10 x
Gondolella constricta MOSHER & CLARK, 150 x
Gondolella excelsa (MOSHER), 5 x
Gondolella cf. szaboi KOVACS, 1 x

Nordalpine Raibler Schichten, „Cidarisbreccie“ (Karn)

Die Untersuchungen beschränkten sich auf das Zwieselalm-Gebiet und konnten an bereits vorhandene Daten von W. SCHLAGER (1967) und W. GROTTENTHALER (1978) anschließen, wobei die Berücksichtigung tektonischer Komplikationen im „sandigen Höllgraben“ gegenüber GROTTENTHALER ein etwas abgeändertes Bild ergab.

Den grundsätzlichen Aufbau der in sich weiter gliederbaren Serie zeigt Beilage 2 (Profil Zwieselalm und Höllgraben). Mächtigkeitsangaben sind nur mit Vorbehalt möglich, da infolge der steilen bis invers eingerollten Lagerung Anschoppungen und Ausquetschungen der Schiefertone das Bild stark verfälschen können.

Über den bereits julischen Hornsteinkalken (s.o.) folgt ein erster Schieferhorizont von etwa 15 Meter Mächtigkeit, in dessen Hangendabschnitt dunkle Biogenschuttkalke mit allochthonen Komponenten und Organismen eines Flachwasserareals eingeschaltet sein können. Der Profilmittelabschnitt wird bei praktisch vollständiger Unterbrechung der terrigenen Schüttung von hellen Hornsteinkalken dominiert. Die Bankmächtigkeiten liegen in der Größenordnung von ca. ein Dezimeter, beim Zurücktreten der trennenden, gelblich anwitternden Mergelfugen können mehrere Bänke auch zu einem massig erscheinenden Komplex verschmelzen. Mikrofaziell typisch sind einförmige Mikrite bis Biopelintramikrite mit Mikritklasten, Echinodermendemitrus, Ostracoden, Filamenten und Radiolarien. Ein vergleichbares Vorkommen im Schiefertone-Rutschgelände oberhalb des Teufelsgrabens (Buchbergriedel Südende) ergab eine reiche Conodontenfauna des Jul:

- Probe 81/108: *Gladigond. tethydis* (HUCKRIEDE)
Gondolella tadpole HAYASHI
Gondolella auriformis KOVACS
Gondolella polygnathiformis HUD. & STEF.
Neocavitella cf. tatrix (ZAWIDZKA)
sowie zahlreiche Astformfragmente

Eine wenige Meter mächtige Einschaltung von dunklen Tönen, Mergeln und bioarenitischen Kalklagen teilt die Hornsteinkalke in zwei Horizonte.

Darüber folgt der zweite mächtige Schiefertonekomplex, in dessen Hangenteil sich zunehmend graue, gebankte Kalke mit oder ohne Hornsteinknollen einschalten. Keulenförmige Cidaridenstachel sind nicht selten, auf vereinzelt Bankoberflächen treten auch Massenaufhäufungen davon auf.

Nach Abklingen des terrigenen Einflusses bildet sich an der Basis der obertriadischen Hornsteinkalke ein auffälliger, kartenmäßig ausscheidbarer Leithorizont aus, die hier sogenannte „C i d a r i s b r e c c i e“, die bereits SCHLAGER (1967: 234) als endogene Breccie unklarer Genese deutete.

Eine Wechselfolge von zentimeterdünn geschichteten grauen Mikriten und Mergellagen wurde durch intensive synsedimentäre Rutschungen in eine ungeschichtete

Masse teils zerbrochener, teils verfalteter Kalkkomponenten umgeformt, welche in einer Mergelmatrix schwimmen. Die Matrix ist zur Gänze, die Komponenten vereinzelt dolomitisiert. Hornsteine, teilweise ebenfalls zerbrochen, sind häufig. Cidaridenstachel sind praktisch die einzigen organogenen Reste in der sonst fossilieeren Serie. Eine einförmige Conodontenfauna mit *Gond. polygnathiformis* zeigt bereits tuuales Alter an.

Pötschenschichten und helle Bankkalke (Oberkarn–Nor)

Sie bilden mit Mächtigkeiten zwischen 100–150 Metern die obertriadischen Beckenfüllungen. Makroskopisch sind sie als überwiegend helle, feinkörnige bis mikritische, welligschichtige Bankkalke mit wechselndem Gehalt an Hornsteinknollen und -schnüren zu charakterisieren. Die Bankung bewegt sich im Dezimeterbereich, die Bankungsfugen können als dünne, tonig belegte Drucksuturen nur angedeutet sein, oder als zentimeterbreite graue Mergellagen in Erscheinung treten. Die mergelreichere Ausbildung ist dabei überwiegend im tieferen Becken vorherrschend (Pötschenpaß, z.T. Zwieselalm). Nahe den Beckenrändern sind tonarme, dickbankige, hell gelblich bis selten blaß rötliche Varianten typischer.

Bankinterne Mergelfasern und knolliges Interngefüge sind häufig. Die sekundäre Dolomitisierung beginnt stets in den Mergelfasern und greift unterschiedlich stark auf die Kalke über. Völlige Dolomitisierung mit Verwischung aller primären Sedimentgefüge ist vor allem am Sommersberg und Ischlkogel weit verbreitet. Auffällige Faltenstrukturen entlang der Pötschenpaßstraße werden heute allgemein auf synsedimentäre Rutschungen zurückgeführt.

Das mikrofazielle Bild zeigt als Grundtypus Mikrite, reich an Filamenten (Bivalvenschälchen) und Radiolarien, seltener sind Querschnitte von Ammoniten und Halorellen. Einzige häufigere Foraminiferen sind Variostomiden (sowohl am Pötschenpaß als auch im Zwieselalmgebiet). In den Lösproben sind Conodonten stratigraphisch bedeutend und häufig, zum Teil auch Holothuriensklerite, bemerkenswert ist auch die Häufung von Kieselschwamm-Spicula (s. H. MOSTLER 1978).

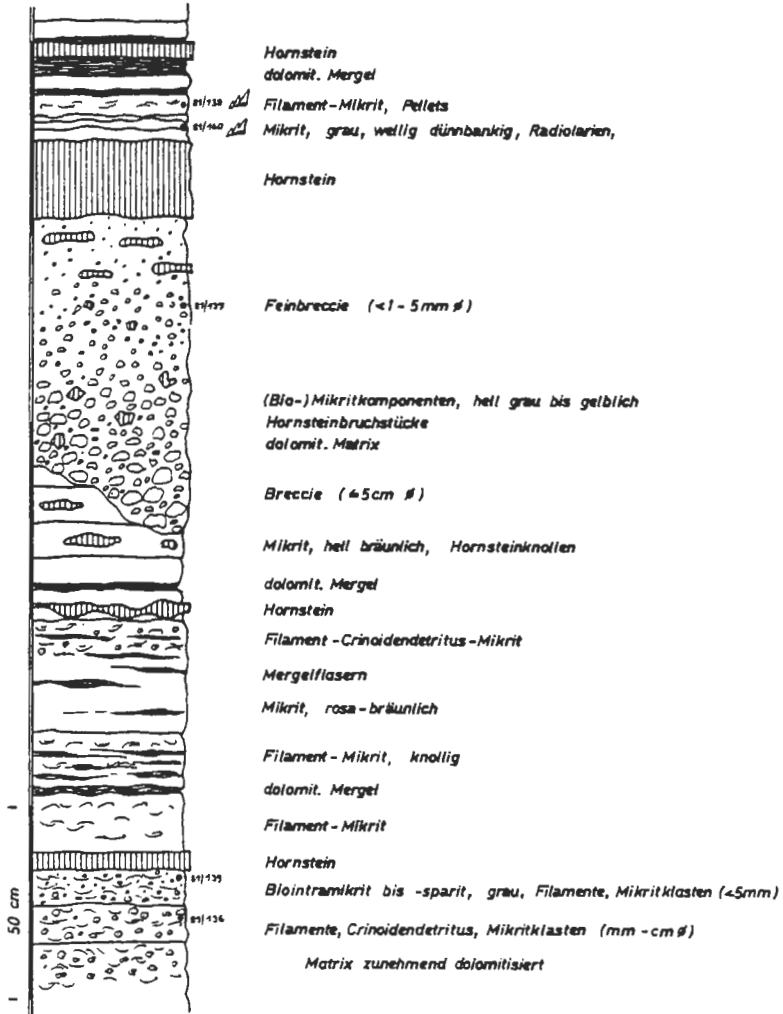
Im Zwieselalmgebiet legte das umfangreichere Probenmaterial eine Auftrennung der Pötschenschichten in zwei Mikrofaziestypen nahe. Der als tpö/MF 1 bezeichnete Typus (siehe Beil. 4) entspricht den obigen Radiolarien-Filament-Mikriten mit überwiegend hell grau-gelblichen Farben. Dagegen ist tpö/MF 2 bereits makroskopisch durch seinen feinklastischen Habitus erkennbar: Mikritintraklasten, die bei ausreichender Größe als tpö/MF 1 erkannt werden können, dichtgepackte Filamente und häufiger Crinoidendetritus sind kennzeichnend. Die Mikritmatrix ist meist völlig ausgespült, die Komponenten dann sparitisch zementiert. Beide Typen sind meist eng mitsammen verknüpft, teilweise entwickelt sich tpö/MF 2 aus basalen Breccien, und wird im Hangenden wieder von tpö/MF 1 abgelöst (s. Abb. 1).

Das lokal gehäufte Auftreten von tpö/MF 2 im Zwieselalmgebiet und im Profil Kaunwand läßt sich mit der Sedimentation am Beckenrand erklären. Diese Interpretation ergibt sich einerseits aus der vertikalen Verknüpfung mit Pedataschichten (Plattformnähe), andererseits mit hornsteinführendem Hangendrotkalk (Rand der Buntschwelle). Sedimentumlagerungen durch episodisch stärkere Strömungen, sowie Abrutschen instabiler, bereits teillithifizierter Schlammakkumulationen im Hangbereich mit vereinzelter Ausbildung von gradierten Abfolgen sind charakteristische Erscheinungen in diesem Bereich. Der Crinoidendetritus tritt verstärkt am plattformnahen Beckenrand hervor.

Detailprofil Pötschen-Schichten

Abb. 1

Lithologische und mikrofazielle Variabilität
Zwieselalm - Antiklinale



Ebenfalls als Beckenrandbereiche erweisen sich helle Bankkalke, die sich durch völliges Zurücktreten der Mergelfugen und Verlust der Hornsteinführung lateral aus den Pötschenkalken entwickeln. Die Mikrofazies (tpö/MF 1) bleibt dabei praktisch unverändert. Sie treten zum einen in plattformnahen Bereichen auf (s. Beil. 3 und 4, Profile A, B, K), hier sind sie im wesentlichen auf Oberkarn bis Unternor beschränkt und lateral mit Pötschenkalk, vertikal mit Pedataschichten verknüpft. Die Lithologie und eine Halobüden-Lumachelle (Profil K) veranlaßten W. SCHLAGER (1967:234) zur Bezeichnung Hallstätter Kalk. Dies ist faziell durchaus legitim, sofern nicht unerschwerlich sofort Hallstätter Kalk mit Buntfazies gleichgesetzt wird.

Andererseits wurden helle Bankkalke auch im Steinwandlgebiet nahe der Buntkalkschwelle angetroffen. Sie sind dort auf einen Teil des Oberkarns beschränkt, vertreten lateral den Pötschenkalk und vermitteln vermutlich zum dort nicht aufgeschlossenen Massigen Hellkalk.

Die Basis der Pötschenschichten ist heute mit Conodontenfaunen eindeutig in das Tuval zu stellen. Der mit roten Knollenflaserkalken verknüpfte Pötschenkalk mit roten Hornsteinen erreicht mit einer reinen *polygnathiformis*-Fauna noch tieferes Tuval, und ist beim Hinzutreten von *Gondolella nodosa* (HAYASHI) sicher als Tuval 2–3 einzustufen. Gleiches gilt für die Hornsteinkalke der Zwieselalm. Noch genauere Daten sind nicht zu erwarten, da sowohl die unterlagernde Cidarisbreccie als auch der Grauviolette Bankkalk praktisch fossilieer sind.

Die Hangendgrenze verläuft gemäß dem schrägen Vorgreifen der Pedataschichten wohl heterochron, im Beckentiefsten wird sicher noch ein Großteil des Sevat durch Pötschenkalke vertreten. Die hornsteinfreien, mergelreichen Graukalke, die im Steinwandlgraben zu den Zlambachschichten vermitteln, dürften mit ihrer Hangendgrenze bereits knapp die Sevat/Rhät-Grenze überschreiten (Aussetzen von *E. bidentata*).

Pedataschichten (Mittel- bis Obernor)

Folgt man der Originaldefinition bei E. v. MOJSISOVICS (1905:26), die sich auf das Areal zwischen Pötschenpaß und Aussee bezieht, so beinhaltet der Begriff einerseits „schwarze Kalkschiefer“, andererseits graue „Halorellenkalk“, die erstere gegen Süden hin zunehmend ersetzen. In beiden Gesteinstypen können auch Hornsteine auftreten.

Feindetritische Lagen in den Hornsteinbankkalken des Gosaukammgebietes sind den „Halorellenkalken“ ähnlich. SCHLAGER (1967) ordnete die Gesamtheit der dortigen Hornsteinkalke den Pötschenkalken zu, während TOLLMANN & KRISTANTOLLMANN (1970:99) den kalkarenitischen Anteil unter der Bezeichnung „Gosauseekalk“ von den typischen Pötschenkalken getrennt halten wollten.

Profilaufnahmen in beiden Gebieten lassen folgende Untergliederung der Pedataschichten zu:

Schwarze Plattenkalke (tpe/MF 1, entsprechen den Kalkschiefern bei MOJSISOVICS): Auffällig ist der feinschichtige Aufbau aus schwarzem Mergelkalk und hellen Kalklagen, die im Millimeter- bis Zentimeterbereich wechsellagern und den typischen dünnplattigen Zerfall bei der Verwitterung begünstigen. Schwarze Hornsteinbänder sind häufig, vereinzelt sind Halorellen auf Schichtflächen zu finden. Die fossilarmen, bituminösen tonigen Mikrite bilden das autochthone Sediment eines stagnierenden Beckens ohne Bodenleben (kaum verwühlte Feinschichtung), welches in rascher Folge immer wieder von Karbonatfeindetritusschüttungen erreicht wurde.

Basale Erosionsreliefs und gradierter Aufbau sind oft erkennbar. Die Korngrößen sind zur Identifizierung charakteristischer Organismenreste zu gering, größere Breccieneinlagerungen bestehen aus hellen, arenitischen Pedatakalken (tpe/MF 2) mit ihrer typischen riffnahen Organismenassoziation.

Helle Biogenschuttkalke (tpe/MF 2): Dieser helle, arenitische Typus stellt die Hauptmasse der Pedataschichten dar. Die Farbskala reicht von hellgraugelblich über bräunlich bis selten blaß rötlich, die stets vorhandene Bankung wechselt in ihrer Mächtigkeit stark von wenigen Zentimetern bis zu einigen Dezimetern, Hornsteine können in Knollen und Lagen auftreten. Kennzeichnend ist der feindetrithische Habitus. Grobklastischere Lagen mit großen Halorellen treten hauptsächlich südlich der Pötschenpaßstraße auf, ansonst sind die Pedataschichten der Ischl–Ausseer Zone und die arenitischen Hornsteinkalke der Gosauseen mikrofaziell ident. Biofaziell bestehen eindeutige Beziehungen zu den Dachsteinriffkalken (Details siehe Beil. 4). Dieser Sachverhalt diene auch als differentialdiagnostisches Merkmal bei der Kartierung. Zur Abgrenzung gegen den Dachsteinriffschutt wurde das rasche Einsetzen einer deutlichen Bankung herangezogen, die Grenze zu den Pötschenschichten wurde mit dem Aussetzen typischer Komponenten und Organismen der Seichtwasserplattform festgelegt.

Genetisch und paläogeographisch sind die Pedataschichten als distaler Anteil der Schuttfächer des Vorriffbereiches zu verstehen, wie bereits im Faziesmodell von H. ZANKL (1971: Abb. 2) schematisch angedeutet ist.

Eine mikrofazielle Zweiteilung (s. Beil. 4) ist möglich, infolge der engen Verknüpfung der beiden Typen aber kartenmäßig nicht darstellbar. Der grobkörnigere Typ (tpe/MF 2a) ist charakterisiert durch spätig zementierte, relativ gut sortierte, dichtgepackte Bio- und Lithoklasten. tpe/MF 2b hingegen besitzt vorwiegend mikritische Matrix mit pelagischem Fauneneinfluß (Ammoniten, Conodonten, Filamente, Radiolarien), in die Feindetrithus des Flachwasserbereiches locker eingestreut liegt. Ein fließender lateraler Übergang zu den Pötschenschichten wird darin sichtbar.

Eine dem Pötschenkalk zwischengeschaltete mächtige Linse aus einem Ooid- bzw. Rindenkornkalk (Beil. und /Profil C) ist definitionsgemäß ebenfalls den Pedataschichten zuzurechnen, da sie allochthones Material aus dem Plattformareal beinhaltet.

Der zeitliche Umfang der Pedataschichten ist auch zur genaueren Einstufung der schuttliefernden Riffe von Interesse, eine zur Zeit laufende Arbeit von M. SCHAUER (Paläontologisches Institut der Universität Wien) wird vermutlich dazu weitere Anhaltspunkte liefern. Bisher vorliegende eigene Daten sowie Angaben bei H. HÄUSLER (1981) sprechen für höheres Alaun (gemeinsames Vorkommen von *E. postera* und *E. bidentata* zu etwa gleichen Teilen) bis Sevat. Im Ischl–Ausseer Raum sind vorsevatische Anteile noch nicht belegt, könnten jedoch in den völlig dolomitisierten Serien am Südrand noch enthalten sein.

Zlambachschichten (? Sevat–Rhät)

Eine eigene mikrofazielle Detailbearbeitung lag außerhalb der primären Fragestellungen. Die folgenden Daten gehen neben eigenen Geländebeobachtungen auf Analysen verschiedener Autoren zurück und sollen das hier gegebene Modell der Faziesanordnung (Beil. 8) ergänzen.

Ischl–Aussee:

U. PISTOTNIK 1972 gliederte hier die Zlambachschichten in einen tieferen und

höheren Abschnitt. Das Normalsediment der Tieferen Zlambachschichten bilden graue fleckige Kalke und Mergel. Lokal damit verbunden sind dunkle plattige Kalkmergel, die einen rhythmischen Wechsel zwischen dunklen tonreichen und hellen kalkreichen Lagen zeigen und schwarze Hornsteinlagen führen können. Feinkörnige, teilweise gradierte Arenitlagen sind häufig. Diese dunklen Einschaltungen sind in ihrem Habitus praktisch ident mit den „Schwarzen Plattenkalke“, die im Bereich der Pötschenstraße wegen der engen lateralen Verknüpfung nomenklatorisch noch zu den Pedataschichten gestellt wurden.

Die Höheren Zlambachschichten werden von dunklen sandigen Mergeln und Schiefer-ton aufgebaut, in die Einzelkorallen oder grobe Fossilschuttlagen (Korallenmergel der „Fischerwiese“) eingeschaltet sind (genauere Angaben siehe E. KRISTAN-TOLLMANN 1964 und H. BOLZ 1974).

Gosaukamm:

Aufschlüsse bieten hier lediglich das Roßmoos (nördlich der Kesselwand) und der Schnecken-graben, sowie Rutschnischen beim Hinteren Gosausee. Die Lokalität Edt-alm und Krautgartlalm bieten nur versumpftes Wiesengelände; die von dort bekannten Faunen gehen im wesentlichen auf seinerzeitige Aufgrabungen zurück. Roßmoos und Schnecken-graben zeigen das bekannte Bild von Fossil-kalk-Mergel-Schiefer-ton-Wechselfolgen, reich an Korallen, Spongien, Solenoporaceen, Echinodermaten, diversen Schalenresten, Foraminiferen und Mikritklasten. Die letzte fazielle Darstellung gab D. WURM (1982).

Hallstatt:

Die Arbeit von G. SCHÄFFER 1971 im Gebiet um den Plassen war wesentlich für die Erkenntnis, daß Zlambachschichten nicht auf die „Graufazieszonen“ beschränkt sind, und daher als Kennzeichen der „Unteren Hallstätter Decke“ ausscheiden müssen. Zwischen Hallstätter Buntkalke und grauen Zlambachmergeln vermitteln hier rote Schiefermergel, die entweder über Hangendrotkalk folgen, oder bei dessen Reduktion auf extremen Schwellenzonen über einem Lösungsrelief direkt dem Massigen Hellkalk auflagern können (s. KRYS-TYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1971 bzw. L. KRYS-TYN 1980).

Der zeitliche Einsatz der Mergelsedimentation wurde im Bereich der Buntkalkschwellen (Sommeraukogel) nach Ammoniten und Conodonten von L. KRYS-TYN (1980:92 ff.) in das tiefste Rhät gestellt (*stuerzenbaumi*-Subzone).

Im Bereich der Graufazies ist am Pötschenpaß von MOSTLER (1978:15) der Hangendabschnitt der Pötschenkalke mit Conodonten als tieferes bis mittleres Sevat datiert. Die Pötschenkalke werden hier jedoch noch von dolomitisierten Pedataschichten überlagert, der darüber zu erwartende Übergang zur Mergelsedimentation ist der Erosion zum Opfer gefallen. Unmittelbar zugänglich ist der Grenzbereich jedoch im Steinwandlgraben. Aus den vermittelnden mergelreichen Graukalke wurde folgende Conodontenfauna isoliert:

- Proben 79/49, 79/52: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER)
Misikella hernsteini (MOSTLER)
Hindeodella triassica (MUELLER)
Hindeodella suevica (TATGE)
Prioniodina muelleri (TATGE)
Hibbardella magnidentata (TATGE)
Chirodella gracilis MOSTLER
Chirodella dinodoides (TATGE)

Da hier *Epigond. bidentata* bisher fehlt, dürfte ebenfalls die Sevat/Rhät-Grenze knapp überschritten sein.

Die Hangendgrenze zu den Liasfleckenmergeln ist lithologisch und auch aufschlußmäßig kaum genau faßbar. Sie drückt sich vor allem in der zunehmenden Häufigkeit von kieseligen Schwammspicula und im Aussetzen der Fossilschuttkalke aus.

3.4. Beziehungen zwischen Karbonatplattform und Hallstätter Graufazies

Mitteltrias

Ab der Reiflinger Wende setzt eine deutliche Differenzierung des Sedimentationsraumes ein. Im bisher untersuchten Abschnitt des Gosaukammgebietes sind nur die Beckensedimente in Form der grauen Hornsteinkalke und -dolomite (Reiflinger Schichten s.l.) aufgeschlossen. Randbereiche mit Detritusschüttungen aus dem Flachwasserareal (Wettersteinkalk) werden hier nicht erreicht.

Ausgezeichneten Einblick in die Faziesverhältnisse der mitteltriadischen Plattformränder gewähren der Gosaukammsüdrand (zwischen Mosermannl und Gosauer Stein) sowie die Ramsauer Südwände. Feinstratigraphische und fazielle Aufnahmen wurden bereits begonnen. Erste detaillierte Daten von R. LEIN (1975) lassen die zu erwartende Gliederung Algenkalke (Steinalmkalk) – bunte und graue Bank- und Knollenkalke ± Hornstein (Hallstätter Kalke s. l.) – Wettersteinkalk erkennen. Der Wettersteinkalk ist dabei nach eigener Anschauung noch auftrennbar in gebankte feinkörnige Schuttkalke, die mit mikritischen Graukalken wechsellagern, sowie in grobe Riffschuttkalke, die bereits zunehmende Dolomitisierung aufweisen. Die Sedimentgefüge des zentralen Riffbereiches dürften wiederum zum Großteil einer sekundären Dolomitisierung zum Opfer gefallen sein.

Karn

Da in den Karnserien des Zwieselalmgebietes bereits leichter Einfluß eines nahen Seichtwasserareals spürbar wird, wurden in Beilage 2 die Profile Zwieselalm und Höllgraben als beckennahe Abfolgen den Profilen Leckkogel und Kampelbrunn (plattformnahe Beispiele) gegenüber gestellt, um schematisch einen Eindruck dieses Randbereiches vermitteln zu können. Schematisch deswegen, da auch bei tektonischer Rückführung die vier Profile nicht in einem Schnitt quer zur Fazieszonierung zu liegen kommen. Die Grundtendenzen sind aber dennoch erkennbar.

Der terrigene Einfluß setzt über einer faziell heterogenen Mitteltrias ein, wobei die exakte Parallelisierung der unteren Profilabschnitte zur Zeit noch nicht ganz klar erscheint. So dürften die schwarzen Bankkalke des Leckkogelprofils entgegen meiner früheren Auffassung (MANDL 1983:Taf. 6) nicht das zeitliche Äquivalent zu den hellen Hornsteinkalken (Höllgraben) darstellen. Die unterlagernden gebankten Dolomite, die auch Hornstein führen können, sind wahrscheinlich als ehemalige Schuttkalke des Wettersteinkalk-Vorriffbereiches einzuordnen. Die schwarzen, fossilarmen, mergeligen Bankkalke sind eher als lateraler Ersatz der unteren Schieferzone aufzufassen. Richtung Kampelbrunn ist im Gelände eine deutliche Zunahme der Mächtigkeit der Kalke erkennbar, der terrigene Einfluß erscheint auf mergelreiche Bankfugen zurückgedrängt. Erst Richtung Bischofsmütze nehmen die Mächtigkeiten, allerdings tektonisch gestört, bis zum völligen Auskeilen erneut ab.

Die zeitweilige Unterbrechung des Tonschlamm-Angebotes im Mittelabschnitt aller Profile führte zu wesentlich verbesserten Lebensbedingungen, was sich im Becken durch Ausbreitung einer pelagischen Karbonatfazies mit hellen Hornsteinkalken äußert, während von der Plattform her ein Vorstoß von „Schwamm – mud mounds“ in Richtung Becken erfolgte – siehe R. LEIN in E. FLÜGEL et al. 1978.

Der obere Schiefertongkomplex weicht dann zu Beginn des Tuvals erneut der verstärkten Karbonatsedimentation. Die Raibler Schichten konnten das vorhandene Relief nicht auffüllen, wie die weiter existierende Faziesgliederung zeigt. Das randnahe Becken zeigt das charakteristische Bild der „Cidarisbreccie“ mit ihren Rutschstrukturen, die noch im Oberkarn von Pötschenschichten abgelöst wird. Am Leckkogel überlagern gebankte Dolomite die Schiefertone. Diese Dolomite weisen noch einen deutlichen pelagischen Einfluß (Conodonten) bis nahe zum Leckkogel Gipfel auf – siehe bei FLÜGEL et al. (1978:164). Rhythmische Bankung und lagenweise Resedimente sind auffällig, Riffdetritus wurde bisher nicht beobachtet. Weiter in Richtung Plattform (Kampelbrunnenspitze, Bischofsmütze) hat die Diagenese alle primären Gefüge zerstört, sodaß über das Einsetzen der Obertriasriffe hier keine Aussage möglich ist.

Nor – Rhät

Gosaukamm – Gebiet:

Zu den folgenden Ausführungen siehe Beilagen 3 und 4. Die aufgenommenen Profile A–K und das ergänzend dazugestellte Profil L (nach D. WURM 1982:214) entstammen verschiedenen Bereichen einer Übergangszone zwischen Plattform und Becken. Zur Veranschaulichung dieses Beckenrandes wurden sie schematisch in einen einzigen Querschnitt zusammenprojiziert (Beilage 4).

Der stratigraphisch tiefste Abschnitt, der Oberkarn und Unternor umfaßt, wird im Becken von typischen Pötschenkalken gebildet, zum Beckenrand verlieren sich die Mergelfugen und auch die Hornsteinknollen. Eine Lumachelle von *Perithalobia styrica* (MOJS.) stellt in diesen hellen Bankkalken einen weit verbreiteten Horizont an der Nor-Basis dar, ist jedoch meist nur schlecht erhalten. Ein lateraler Einfluß der Karbonatplattform ist in den Hellkalken vorerst noch nicht spürbar, er setzt erst im Laufe des Mittelnor mit zunehmendem Gehalt an charakteristischem Detritus ein, und greift dann recht rasch beckenwärts vor.

Ab dem Mittelnor, vor allem aber im Obernor wird die Verknüpfung mit den Riffschuttkalken unmittelbar sichtbar. Eine Untersuchung des Gosaukammriffes war nicht Aufgabe dieser Arbeit, zumal etwa gleichzeitig eine Riffstudie der Erlanger Arbeitsgruppe im Gange war. Abgesehen von einigen Proben aus dem Grenzbereich zu den Pedataschichten (Profil G, H) beziehen sich daher die Angaben zum Dachsteinkalk (Beil.) auf Daten bei D. WURM (1982). Nach dieser Arbeit soll eine kartenmäßige Erfassung verschiedener Faziesbereiche des Riffareals am Gosaukamm nicht möglich sein, da durch synsedimentäres Niederbrechen des Plattformrandes vielfach nur grobe Breccien mit Komponenten unterschiedlichster Fazies (bis hin zu Rückriff-Sedimenten) vorliegen. Die Verhältnisse nördlich der Gosauseen, speziell der Grenzbereich zum gebankten, lagunären Dachsteinkalk, sind im Detail noch nicht untersucht. An den groben Riffschutt mit relativ raschem Übergang ansetzend folgen beckenwärts Pedataschichten. Sie stellen die feinkörnigen, distalen Schuttausläufer am Fuße der Riffhalden dar, und zeigen in ihrem heterogenen Aufbau bereits deutlichen Einfluß (tpe/MF 2 b) der pelagischen Beckenfazies. Mit zunehmender Verarmung der Fauna (ausgenommen Conodonten) erfolgt der Übergang ins tiefere Becken mit Pötschenschichten. Der Randbereich ist hier noch durch häufiges Auftreten von Crinoiden und zeitweilig verstärkte Strömung (Resedimente, ausgespülte Mikritmatrix) angedeutet.

Die Faziesverteilung, die sich mit Einsetzen der terrigenen Zlambachschichten einstellt, ist in Beil. 4 nicht dargestellt, ein Modell dazu gibt D. WURM (1982:258). Unklar erscheint hier noch die Beurteilung sevatischer und rhätischer Anteile der Zlam-

bachschichten und die Frage nach den zeitgleichen Sedimenten auf der Plattform, da rhätische Anteile im Gosaukammriff noch nicht nachgewiesen wurden.

Ischl – Aussee

Zur Stratigraphie siehe Beilage 7, zur Faziesverteilung Beilage 8, Querschnitt 2.

Gegenüber den Verhältnissen am Gosaukamm stellt sich hier im Grenzbereich zwischen Pötschen- und Pedataschichten zusätzlich kurzfristig eine Stillwasserfazies ein, die stratigraphisch im obersten Sevat liegen dürfte. Die schwarzen, mergeligen Plattenkalke gehen bei zunehmend besserer Durchlüftung (im Hangenden sowie lateral) in graue mergelige Fleckenkalke (Tiefere Zlambachschichten) über, die von U. PISTOTNIK (1972) zum Großteil ebenfalls noch in das Sevat gestellt wurden. In beiden Typen treten Arenitlagen auf, die Ausläufer der im Süden dominierenden hellen Pedataschichten darstellen. Im Grenzbereich Zlambachschichten/arenitische Pedataschichten fällt wiederum die Zunahme des Crinoidendetritus auf.

Die, aufgrund der Detrituslieferung im Süden zu fordernden Riffe sind heute entweder durch die tektonisch auflagernde Dachsteindecke (Sarstein) verdeckt, oder wurden im Zuge der Tektonik von der Ischl–Ausseer Zone überhaupt abgetrennt.

3.5. Die Hallstätter Buntfazies – beckeninterne Schwellenzonen

3.5.1. Lithologische Gliederung

Eine konsequente lithologische Gliederung der vielfältigen Buntkalke begann mit W. SCHLAGER (1969); auf ihn geht die hier angewandte Nomenklatur im wesentlichen zurück. Erste praktische Anwendung erfuhr sie in den Arbeiten von G. SCHÄFFER (1971) und U. WEIGERT (1971), eine biostratigraphisch ergänzte Darstellung gab L. KRYSZTYN (1974: Abb. 1).

„Unterer“ Grauvioletter Bankkalk: Eine Auftrennung des Grauvioletten Bankkalkes in zwei getrennte Horizonte erscheint nach den derzeit untersuchten Profilen sinnvoll, da dieser Gesteinstyp vom Oberladin bis ins Unterkarn nicht auftritt.

Typisch ist die graue bis rötlichviolette Färbung, Hornsteine können auftreten. Das Gestein ist häufig zu Mikrospariten sammelkristallisiert, auffällig ist auch die Fossilarmut. Da mikrofazielle Daten noch weitgehend fehlen, konnte dieser Gesteinstyp in Abbildung 2 nicht berücksichtigt werden.

Graugelber Bank- und Massenkalk: Zur Zeit müssen hier verschiedene Gesteine zusammengefaßt werden, die im Gelände noch nicht befriedigend getrennt werden konnten. Die Erkennbarkeit der Bankung ist stark von den Aufschlußverhältnissen abhängig, die Ähnlichkeit zum obertriadischen Massigen Hellkalk wird häufig recht groß.

Die Farbskala kann grünliche bis hell gelblichgraue, bräunliche, hell rotbraune bis grell ockergelbe (selten) Farben umfassen. Vereinzelt Hornsteine sind eher die Ausnahme. Synsedimentäre Breccien mit aufgearbeiteten Lumachellen sind auf den Steinwandlkögeln sichtbar. Wenige Zentimeter mächtige gelbe, violette oder weiße tonige Lagen stellen möglicherweise zersetzte vulkanische Tuffe dar (Oberladin).

„Oberer“ Grauvioletter Bankkalk: Er ist praktisch immer an das Auftreten unterlagernder Reingrabener Schiefer gebunden. Die überaus typische und leicht erkennbare Serie besteht aus dünnbankigen, ebenflächig plattigen, grauen bis schmutzig olivgrünen Kalken, mit lagig oder schlierig verteilten gelbbraunen bis violetten Farbtönen. Graue bis violette Mergellagen bei gleichzeitig eher welligen Schichtflächen treten im Steinwandl-Gebiet auf. Hornsteine wurden praktisch nur im Übergangsbereich zu

auflagernden Pötschenschichten im Profil Nd. Scheibe (Plankensteinscholle) beobachtet.

Das Gestein ist in Dünnschliffen und Säurelösproben fossilieer, und seinem Gesamthabitus nach nicht als typischer Hallstätter Kalk zu bezeichnen. Zusammen mit den unterlagernden Reingrabener Schiefen (=Halobienschiefer) stellt es eher eine *S o n d e r f a z i e s* der Nordalpinen Raibler Schichten im Bereich der Buntkalkschwellen dar.

Roter Knollenflaserkalk: Das prägnante Erscheinungsbild geht im wesentlichen auf Drucklösung im Zuge der Diagenese zurück, wobei ein primär erhöhter Tongehalt eine Rolle spielen dürfte. Die Lithologie reicht von dickbankigen knolligschichtigen Rotkalken mit Mergelfugen über Knollenkalke zu isolierten Kalkknollen in roter Mergelmatrix. Eine Einregelung der häufigen Filamente parallel zu den Flaserungszonen ist typisch. Das mikrofazielle Bild zeigt tonige Filamentmikrite mit wechselndem Gehalt an Radiolarien und Peloiden.

Bunte Flaserkalke mit rotem Hornstein: Die stets roten Hornsteinknollen treten sowohl in roten Knollenflaserkalken (Steinwandl, Raschberg, Klockau Alm) als auch in hellen welligschichtigen Bankkalken auf (Steinwandl, Schiechlingkogel). Diese laterale Variation stellt den Übergang vom Schwellenbereich (Roter Knollenflaserkalk) zum Becken(Pötschenkalk) hin dar, gut verfolgbar entlang der Straße zur Raschberghütte. Mikrofaziell ist im Zuge dieses Überganges keine signifikante Änderung erkennbar.

Roter Bankkalk – Schreyeralmkalk: Die beiden Begriffe werden hier weitgehend synonym betrachtet. Subsolution, hardgrounds, Schichtlücken und stratigraphische Kondensation sind kennzeichnend für diese roten, dickbankigen fossilreichen Kalke. Die Serienmächtigkeit ist meist auf wenige Meter reduziert. Mikrofaziell sind angebohrte hardgrounds, Limonitkrusten und „Riffe“ sessiler Foraminiferen bezeichnend (vgl. J. WENDT 1969).

Im Vergleich zu den anderen Hallstätter Kalken (mit Ausnahme von Teilen des Hangendrotkalkes) ist nicht nur ein quantitativ größerer Fossiliengehalt erkennbar, sondern auch eine eindeutig höhere Diversität, was nicht nur auf eine passive Anreicherung durch das verminderte Kalkschlamm-Angebot auf den Schwellenzonen zurückgeführt werden kann.

Massiger Hellkalk, helle Bankkalke: Aufgrund seiner größeren Mächtigkeit und der massigen bis undeutlich grob gebankten Ausbildung stellt er den Hauptwandbildner der Hallstätter Schollen. Die Farbpalette ist gegenüber den sonst ähnlichen mitteltriadischen Hellkalken auf hell grau-gelblich-rosa eingeschränkt. Durchwühlung des Sedimentes, häufige endogene Breccien und geringer Tongehalt sind für die ungeschichtete Ausbildung ausschlaggebend. Eine Analyse der Breccien durch J. RIECHE (1971: 49 ff.) zeigte ihre Entstehung durch Schlamm-Muren mit steif-plastischen Schlickgeröllern. Dies läßt sich gut mit der Vorstellung der Ablagerung im Hangbereich der Buntkalkschwellen vereinbaren.

Helle gebankte Kalke, die bereits bei den Pötschenschichten Erwähnung fanden, vermitteln vermutlich lokal (Steinwandl) von der massigen Fazies zu den Hornsteinbankkalken des tieferen Beckens.

Hangendrot- und -graukalk: Der Hangendrotkalk zeigt wiederum eine beträchtliche Variationsbreite, die in Abb. 3 durch eine vorläufige Zweiteilung angedeutet wurde.

Fazielle Ausbildung von Hallstätter Buntkalken

Abb. 2

Pazielle Parameter		Lithotyp								
		Hangendrotkalk	Massiger Hellkalk	Heller Bankkalk	Graugelber Bank- u. Massekalk	Roter Bankkalk	Schreyeralnkalk	Roter Knollen- flaserkalk	Roter od. heller Knollenkalk mit roten Hornsteinen	Oberer Grauvioletter Bankkalk
Bankung	knollig schichtig	●						●	●	●
	eben bis wellig	● ●		●	●	●			●	●
	massig /undeutl. gbkt.		●							
Bankdicke (in dm)		0,5 - 5	1-3	1 -	1-10	0,5-2	0,5 - 2	0,3-1,5		
Farbe	grünlich				○					
	grau		●	○	●			●	●	●
	gelblich	○	●	○	●			●	●	
	hell rötlich		○		○		●	●	●	
	rotbraun	● ●				●	●	●	●	
violett	○								○	
Matrix	Tongehalt	● ●			○	●	●	●	●	● ●
	Mikrit	● ●	●	●	●	●	●	●	●	● ●
	Mikrosporit	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Komponenten	Sparit	○	○	○	○		●	○	○	○
	Mikrit ausgespült	○	○	○	○		○	○	○	
	Bioturbation	● ●	●		○	●				
	Kondensation/Hardgrounds	●				●				
	Schlickgerölle		○							
	Intraklaste/Breccien		●		●					
	Pellets/Pelcide		●	○	●		●	○		
	Filamente	● ●	●	●	●	●	●	●	●	●
	Radiolarien	● ●	●	●	○	●	●	●	●	●
	Conodonten	● ●	●	●	●	●	●	●	●	
	vag. Foraminiferen	● ○	○		○	●				
	sess. Forams (Krusten)	●				●				
	Cephalopoden	● ○	○		○	●				
	Bivalven-Lamachellen	○ ○	○	○	○	○				
	Gastropoden	○				○				
Crinoiden	●			○	●	○	○			
Echiniden	○			○						
Globochaete alpina	●		○	○						
Heterastridien	●									

häufig ● mäßig häufig ● selten ○

Die, nach Geländebefunden, Dünnschliffen und Literatur geschätzten Häufigkeitsangaben beziehen sich auf den Gesamtkörper der jeweiligen Serie, so z.B. sind die Cephalopoden-Massenanhäufungen im Hangendrotkalk lokale Sonderentwicklungen, bei insgesamt eher mäßiger Häufigkeit.

Wir können grob zwischen roten, wellingschichtigen Bankkalken einer einförmigen Kalkschlammfazies mit Filamenten und Radiolarien, und einer biogenreichen Rotkalkfazies mit Lösungshorizonten, Kondensation und hardgrounds, „Foraminiferenriffen“ und Anhäufung von Ammoniten unterscheiden, die mit ihrer Mangelsedimentation an den Roten Bankkalk erinnert. Hydrozoen der Gattung *Heterastridium* treten nach bisheriger Beobachtung nur hier auf (s. W. SCHLAGER 1969:295, J. RIECHE 1971:19, L. KRYSZYN 1980:90). Völliges Auskeilen der Serie in Richtung Schwellenscheitel wird vom Sommeraukogel beschrieben (s. Darstellung bei KRYSZYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1971, oder bei L. KRYSZYN 1980:Fig. 14, 15).

Das fossilarme „Normalsediment“ läßt besonders in den Schönau-Schollen (Beil. 5) deutlich Anklänge an Knollenfaserstrukturen erkennen, desgleichen die Rotkalke an der Basis der Kaunwand (Plankenstein-Scholle). Letztere führen auch rote Hornsteine und verzahnen sich lateral mit hellbunten Hornsteinkalken, die bereits den Pötschenschichten zugeordnet werden müssen. Der Übergang von der Schwelle in das Becken dürfte sich im Mittelnor in ähnlicher Weise vollziehen, wie im Oberkarn.

Der Hangendgraukalk stellt eine etwas mergeligere, nicht oxidierte Variante des Hangendrotkalkes dar, und vertritt lokal dessen Hangendabschnitt. Von paläogeographischem Interesse ist das Auftreten einer Linse mit grobem Riffschutt, das G. SCHÄFFER (1971:88) vom Hangendabschnitt des Graukalkes am Steinbergkogel beschreibt.

Auf die Beziehungen zu den überlagernden Zlambachschichten wurde bereits bei diesen kurz eingegangen. Sie beenden die Buntkalksedimentation der Trias.

3.5.2. Mikrofazies und diagenetische Veränderungen

Eine detailreiche Darstellung der Fazies von obertriadischen Hallstätter Kalken lieferte J. RIECHE 1971, der lithologische, sedimentologische, geochemische und paläontologische Parameter zusammenstellte. Da er jedoch nur zwischen „gebankter“ und „massiger“ Fazies unterschied, kann seine mikrofazielle Gliederung nur bedingt auf die hier gegebene lithologische Gliederung angewendet werden.

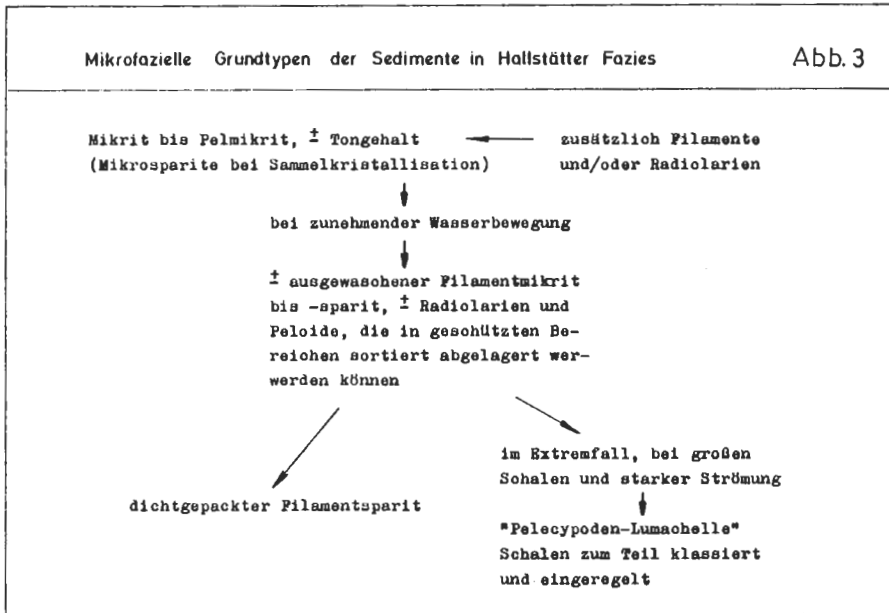
RIECHE teilte die Hallstätter Kalke in 6 Mikrofaziestypen ein, deren charakteristische Merkmale folgendermaßen aussehen:

- HK 1 a: Filamentmikrit mit reichlich Radiolarien, typisch für Hellkalke der massigen Fazies.
- HK 1 b: Tonreicher Filamentmikrit mit zahlreichen Globochaeten, typisch für Rotkalke der gebankten Fazies.
- HK 1 c: Fossilreicher Filamentmikrit mit Heterastridien.
- HK 1 d: Filamentmikrit mit „Riffen“ sessiler Foraminiferen.
Die beiden letzteren stehen in engem Zusammenhang und sind auf die gebankte Fazies im Obernor beschränkt.
- HK 1 e: Filamentmikrit mit Hornsteinknollen; dies wird von RIECHE als atypisch für die Hallstätter Fazies bezeichnet.
- HK 2: Sonderfazies der Pelecypoden-Lumachellen mit Matrix aus HK 1 a oder 1 b.

Wie das eigene Probenmaterial aus mittel- und obertriadischen Hallstätter Kalken verschiedenster Lokalitäten zeigte, trifft HK 1 a auch auf einen Großteil der gebankten Kalke zu, während HK 1 b mit dem Reichtum an Globochaeten in der gebankten Fazies auf den Hangendrotkalk beschränkt sein dürfte.

Eine scharfe Korrelation einzelner Mikrofaziestypen mit bestimmten, lithologisch abgegrenzten Serien scheint nicht durchführbar zu sein (vgl. Abb. 2).

Für alle Hallstätter Kalke und auch für den Pötschenkalk läßt sich als Sedimentgrundtypus die Entwicklungsreihe auf Abb. 3 angeben. Die Mikritmatrix, die Korngrößen zwischen 1–6,5 μm mit einem Häufigkeitsmaximum bei 2 μm besitzt, wird für den Hangendrot- und -graukalk des Steinbergkogels von E. FLÜGEL (1967) auf



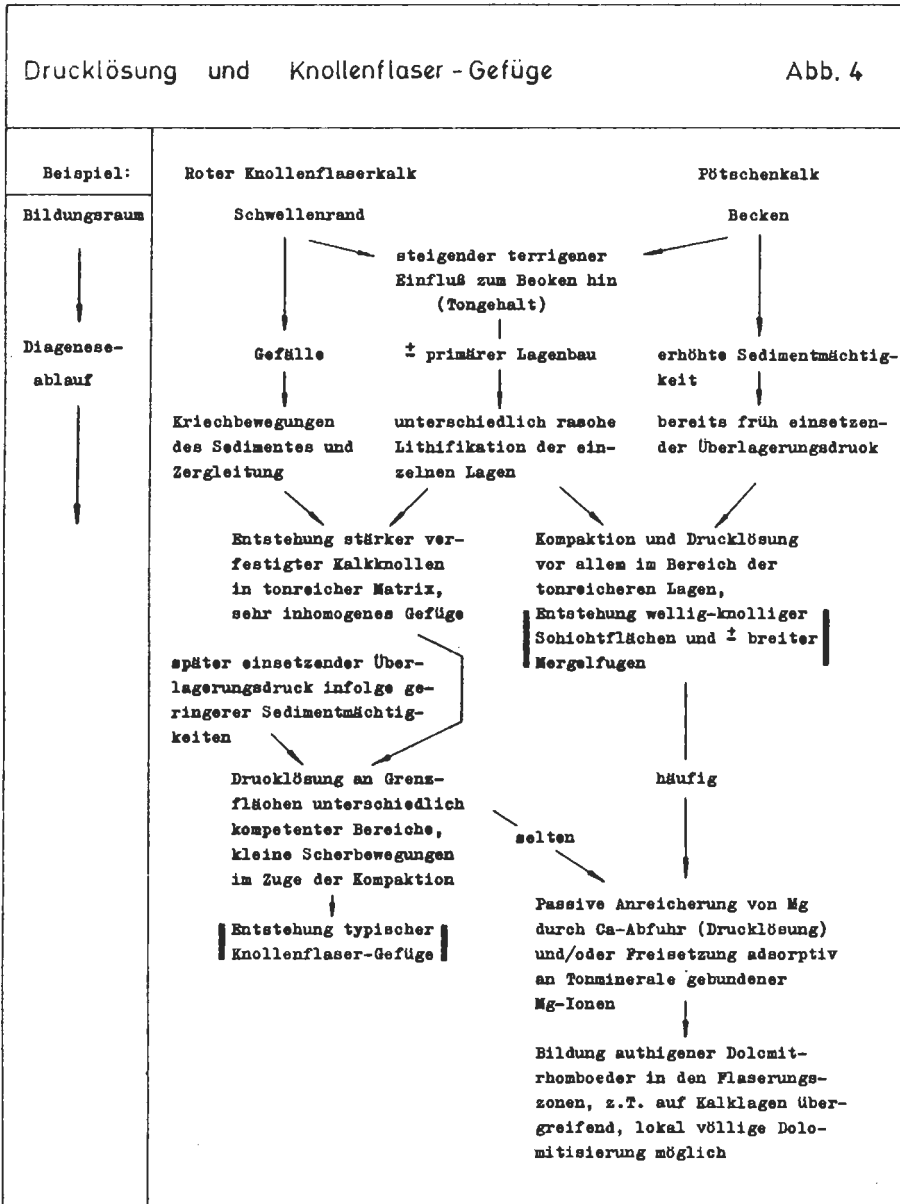
chemische Fällung zurückgeführt. Ein weiterer Teil dürfte durch den Zerfall mikritischer faecal pellets entstanden sein, da fließende Übergänge von dichtgepackten Pelmikrospariten über Mikrite mit „Kümmelstruktur“ zu einförmigen Mikriten auftreten können. Ein Großteil des Kalkschlammes der Pötschenkalk-Becken ist aber wohl auf ausgespültes Feinstmaterial von den Seichtwasser-Plattformen mit ihrer hohen biogenen Karbonatproduktion zurückzuführen.

S e d i m e n t s t r u k t u r e n erweitern das mikrofazielle Spektrum. Dazu zählen Wühlgefüge unterschiedlicher Art und Feinschichtung, welche, abgesehen von rhythmischen Sedimentationsunterbrechungen in Rotkalken (Feuerkogel), hauptsächlich auf Wechselfolgen von Mikrit und Karbonatsilt, beziehungsweise auf eingeschwemmte, lagenweise nach Größe sortierte Peloide zurückgeht. Schlickgerölle, Resedimente und Breccien sind auf Sedimentkriechen und murenartiges Abgleiten in Hangbereichen (RIECHE 1971:49 ff.) und auf strömungsbedingte Sedimentumlagerung (W. SCHWARZACHER 1948:44) zurückführbar. Manche Breccien sind auch mit synsedimentärer Bruch- und Spaltentektonik in Verbindung zu bringen, so etwa ein Vorkommen westlich der Klockau Alm (Schönau-Schollen, Beil. 5). Die Karbonatklastika konzentrieren sich bevorzugt auf die helle, massige Fazies der Mittel- und Obertrias.

Bei den **B i o g e n e n** treten neben Filamenten und Radiolarien die stratigraphisch so wichtigen Conodonten in allen Gesteinstypen auf (Ausnahme: Oberer Grauvioletter Bankkalk). Eine auffällige Zunahme des Biogendetritus ist nur in den Rotkalken auf extremen Schwellenpositionen feststellbar, nämlich in Teilen des Hangendrotkalkes und im Roten Bankkalk/Schreyeralmkalk. Die damit auch verbundene Zunahme der Faunendiversität läßt auf lokal verbesserte Lebensbedingungen schließen.

Knollenfasergefüge: Die Druckfaserung ist ein wesentlicher Faktor bei der Ausgestaltung der Schichtflächen der gebankten Kalke, sowohl im Becken (wellig-knollige Pötschenkalke) als auch auf den Buntkalkschwellen (Roter Knollenfaserkalk).

Primäre Inhomogenitäten des Sedimentes begünstigen die Drucklösung. Tonreichere Lagen bleiben länger wasserreich als die frühzementierten Kalke (vgl. J. RIECHE 1971:Abb. 25). Das bei Druckbeanspruchung in Lösung gehende Karbonat kann ab-



transportiert werden, die entstehenden Tonanreicherungen verbreitern primäre Mergelfugen oder durchziehen netzförmig das Gestein (Knollenflasergefüge).

Die Möglichkeit einer bereits synsedimentären Anlage des Knollengefüges durch Sedimentkriechen beschreibt G. SCHÄFFER (1971:52).

Abbildung 4 soll die Beziehungen zwischen Ausgangssediment und Ablagerungsraum und die daraus resultierenden Faktoren für die diagenetische Umgestaltung der primären Sedimentgefüge an zwei Beispielen zeigen.

Die chemischen Analysen von RIECHE (1971) lassen außerdem einen Zusammenhang zwischen Drucklösung und dem Auftreten authigener Dolomitrhomboeder vermuten. Diese Beziehung, die in den Buntkalken nur angedeutet ist, ist in den Pötschenschichten sehr häufig beobachtbar. Hier setzt die Dolomitsprossung stets in den Mergelfasern ein und greift auf die Kalke in unterschiedlichem Ausmaße über.

Hornsteinbildung: Als Lieferant für die Kieselsäure dienten aller Wahrscheinlichkeit nach Radiolarien und kieselige Schwammspicula, die heute überwiegend nur noch kalzitisch erhalten sind. Vulkanischer Ursprung scheidet für die Obertrias laut RIECHE (1971:87) nach Untersuchung des unlöslichen Rückstandes der Kalke aus.

Wesentlicher Faktor für die Konzentration des SiO_2 zu Knollen und Lagen ist die Wegsamkeit für Porenlösungen. Bevorzugte Verkieselung erfahren einerseits Lumacheln oder arenitische Bereiche mit primärem Porenraum, oder andererseits auch tonreicher Kalkschlamm, dessen Wasserabgabe und Lithifikation langsamer erfolgt. Damit deckt sich auch das Zurücktreten der hornsteinführenden Pötschenkalken an den Beckenrändern und ihr Ersatz durch helle Bankkalke (abnehmender Tongehalt). Dagegen kann bei entsprechendem Tongehalt die Hornsteinbildung weit auf die Buntschwelle übergreifen (karnische Flaserkalke mit rotem Hornstein, Teile des Hangendrotkalkes).

Die Konzentration zu Knollen und Lagen erfolgt allen Beobachtungen nach bereits frühdiagenetisch. Dafür sprechen:

- die noch nötige Wegsamkeit für Lösungen,
- frühe Kluftbildungen im Hornstein, die vom umgebenden, noch unverfestigtem Kalkschlamm verfüllt wurden (RIECHE 1971:75),
- resedimentierte Hornsteinbruchstücke (Pötschenkalk, Cidarisbreccie),
- Bildung der Hornsteine meist vor, maximal während der Druckflaserung.

3.5.3 Räumlich/zeitliche Verteilung der Buntkalke und Beziehungen zur Graufazies

Mitteltrias

Der genaue zeitliche Verlauf der Seriengrenzen ist fast ausschließlich von der Zuverlässigkeit der Conodontenstratigraphie abhängig, die für die Mitteltrias derzeit noch etwas im Fluß ist. Verschiebungen im Grenzbereich Anis/Ladin sind hier noch möglich.

Das Einsetzen der Hallstätter Fazies ist dort am auffälligsten, wo fossilreiche Rotkalke (Schreyeralmkalk) unmittelbar auf anisischem Algenkalk auflagern (Schiechlingkamm, Schreyeralm, Sulzkogel). Nach KRYSZYN & SCHÖLLNERGER (1972:66) ist diese Wende im höheren Mittelanis einzuordnen. Gleichzeitig findet jedoch auch die Sedimentation von grauen Hornsteinkalken statt. Übergangsbereiche zum Rotkalk sind bisher noch nicht bekannt.

Nach einer Mergeleinschaltung läuft im Becken die Hornsteinkalkfazies weiter, aufgrund der bunteren Farben nun als „Unterer“ Grauvioletter Bankkalk bezeichnet. Das

in Abb. 5 dargestellte Nebeneinander äußert sich in den Profilen vorwiegend als ein Übereinander, wobei der Rote Knollenflaserkalk stets vom Grauvioletten - zum Roten Bankkalk vermittelt. Das tiefe Hinabreichen der hellen Massenkalk und Roten Knollenflaserkalk bis ins Illyr wurde bisher nur im Profil „Leislingwände“ erfaßt.

Am Schwellenrand sind spätestens ab dem hohen Fassan hellbunte Bank- und Massenkalk charakteristisch und biostratigraphisch gesichert. Sie können im obersten Ladin bis über die kondensierten Rotkalk auf die Hochzonen übergreifen (Schiechlingkamm, Beil. 6). Im Profil Plankenstein/Kaunwand macht sich im Jul bereits lateral wieder Beckeneinfluß mit Hornsteinkalken bemerkbar.

Obertrias

Die Reingrabener Wende (SCHLAGER & SCHÖLLBERGER 1974) mit ihrem Umschlag zu weit verbreiteten terrigenen Schüttungen stellt auch in der Hallstätter Fazies einen scharfen Schnitt dar. Nur einige wenige Hochschollen im Becken werden vom Tonschlamm nicht überdeckt. Dort geht die karbonatische Sedimentation weiter, wenn auch stark eingeschränkt – Mangelsedimentation mit Kondensationshorizonten (Feuerkogel, Millibrunnkogel). Die laterale Beziehung zu den Mergelarealen ist bisher nicht aus Aufschlüssen bekannt, möglich erscheint eine scharfe bruchtektonische Begrenzung der Hochschollen. Gleiches gilt für den „Oberen“ Grauvioletten Bankkalk, mit dem die eher lebensfeindlichen Bedingungen im tieferen Becken des Unterkarn wieder zu Ende gehen.

Unklar ist noch die Frage nach der Möglichkeit einer durchgehenden Hellkalksedimentation, da etwa am Siriuskogel bei Bad Ischl nach MOSTLER & PARWIN (1974) der massige bis dickbankige Hellkalk aus dem Nor bis in das „Cordevol“, eventuell sogar Langobard hinabreichen soll, ohne daß ein trennender Mergelhorizont im Karn sichtbar wäre.

Ab dem Oberkarn tritt wiederum eine gut verständliche Faziesverteilung auf. Im Becken setzt die Hornsteinkalkfazies der Pötschenschichten ein. Zunehmende Buntfärbung der Kalke und Hornsteine leitet lateral zum Roten Knollenflaserkalk der Schwellenränder über, während auf einigen Schwellen noch letzte Vorkommen des Roten Bankkalkes sedimentiert werden. Noch im obersten Tural dürfte verstärktes Kalkschlammangebot zur erneuten Ausbildung heller Massenkalk beitragen. Die Hornsteinbildung wird beckenwärts zurückgedrängt, die Mangelsedimentation auf den Hochzonen nach einem kurzen Verzahnungsbereich (Solinger/Sommeraukogel, SCHÄFFER 1971:66) spätestens im tiefsten Unternor endgültig beendet.

Bemerkenswert erscheint, daß diese völlige Unterbrechung der Rotkalksedimentation nicht auf die Hallstätter Zonen des Salzkammergutes beschränkt bleibt, sondern auch in außeralpinen Hallstätterkalk-Profilen aufscheint (vgl. KRYSZYN & MARIOLAKOS 1975).

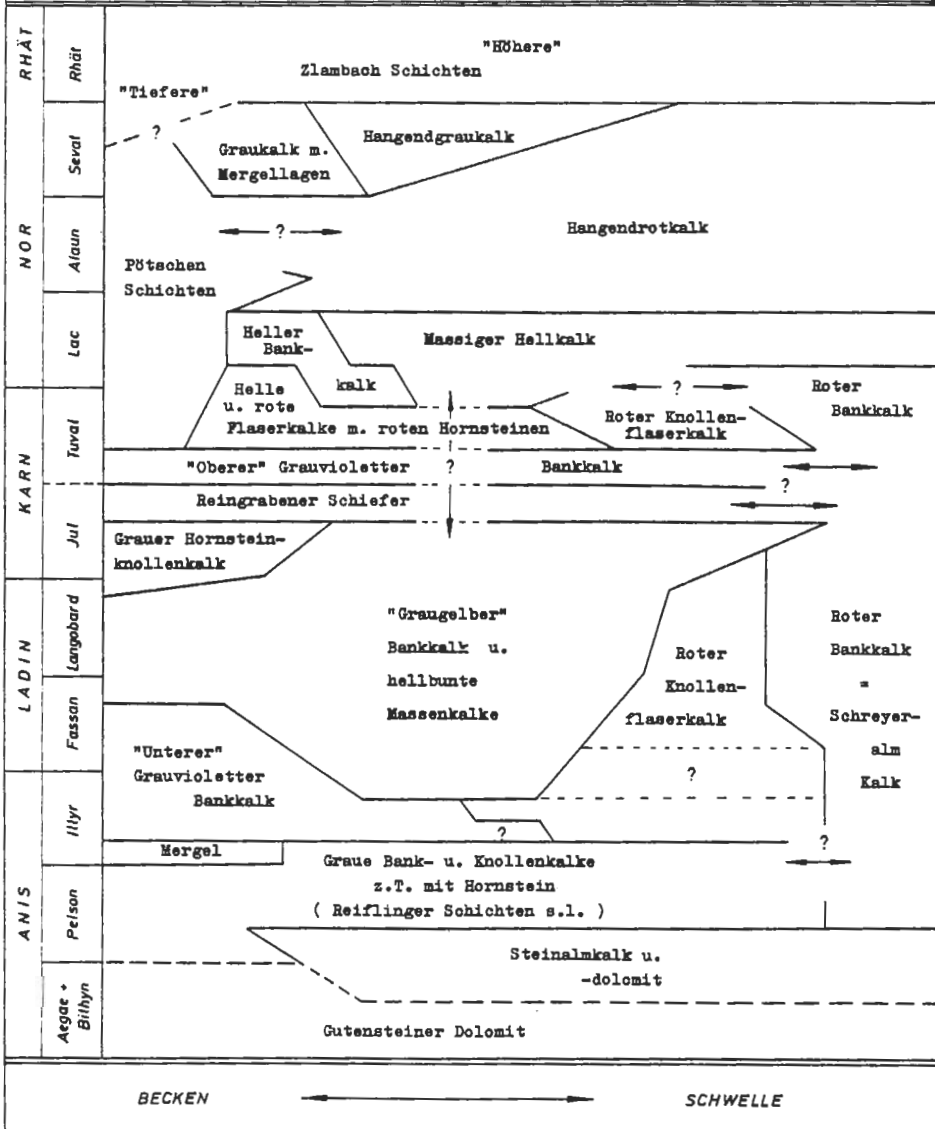
Noch im obersten Lac wird der massige Hellkalk mit offenbar zeitlich scharfer Grenze vom Hangendrotkalk abgelöst. Damit stellt sich erneut eine, dem höheren Tural vergleichbare Faziesverteilung ein: Pötschenkalk im Becken, Rotkalk auf den Schwellen. Der Hangendrotkalk ist in sich noch in einen fossilreichen Anteil mit Mangelsedimentation (Schwellenzone Sommeraukogel, Roßmoos) und in einen einförmig bankig-knolligen Anteil gliederbar. Der Übergang zum Pötschenkalk ist bisher nur im Profil Kaunwand erkennbar. Hier wechsellagern rote Knollenkalk und helle Bankkalk, beide enthalten bunte Hornsteine. Die Wechselfolge ist mit Conodonten sicher in das obere Lac einzustufen. Jüngere Anteile sind hier durch Tektonik verloren gegan-

Zeitlicher Umfang der Sedimente des

Abb. 5

Hallstätter Faziesraumes

Schematischer Entwurf für Buntkalkschwellen und schwellennahes Becken.
Der Zeitumfang ist zur realen Serienmächtigkeit nicht proportional !



gen. Einen ähnlichen Verzahnungsbereich könnten die Hornsteinkalke und roten „Pedataschichten“ im Loferer Raum (Thälerer Graben) darstellen (vgl. TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN 1970).

Im Obenor treten nebeneinander Pötschenkalk, hornsteinfreie mergelreiche Graukalke, Hangendgrau- und -rotkalk auf. Obwohl laterale Beziehung dieser Lithofaziestypen nicht im Detail in Aufschlüssen sichtbar ist, liegen sie doch auf einer logischen Entwicklungslinie im Übergangsbereich zwischen Becken und Schwelle. Die mergeligen Graukalke im Steinwandlgraben lassen in einer Einschaltung roter Mergel und Kalke noch einen letzten Einfluß einer nahen Buntkalkschwelle erkennen.

Die Frage nach einem hier angedeuteten, etwas heterochronen Einsetzen der Zlambachschichten kann zur Zeit mangels feinstratigraphischer Daten nicht endgültig beantwortet werden.

Diesem grob skizzierten „Normalen Sedimentationsablauf“ überlagert sind lokale Komplikationen durch Ausfallen mancher Schichtglieder an breccienbesetzten Diskontinuitäten, und das im Gelände nicht immer sofort erkennbare Phänomen der Spaltenfüllungen.

Diskontinuitäten mit Breccien treten etwa im Oberen Grauvioletten Bankkalk des Sommeraukogels (SCHÄFFER 1971:59) und auch am Millibrunnkogel an der Basis des Unteren Grauvioletten Bankkalkes und des Massigen Hellkalkes auf (KRYSTYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1969). Am Rosenkogel dürfte ein Großteil der Triasschichtfolge zwischen Anisdolomit und Hangendrotkalk fehlen, und nur durch einen Breccienhorizont vertreten werden.

Synsedimentäre Bruchtektonik und Spaltenbildung in den Hallstätter Kalken hat SCHLAGER 1969 eindrucksvoll dokumentiert. Derartige, aus Kartierungen SCHÄFFERs (1971) bekannte Strukturen wurden im Querschnitt 1 b auf Beil. 8 mitberücksichtigt, da sie als wesentliches Element bei der Umgestaltung des Ablagerungsraumes betrachtet werden.

3.6 Ablagerungsbedingungen und Paläogeographie

Charakteristische Faktoren der Hallstätter Fazies sind nach W. SCHWARZACHER 1948, J. RIECHE 1971, H. MOSTLER 1978 und eigenen Eindrücken folgende:

- Aufgrund sedimentologischer, paläontologischer und geologisch kartierbarer Fakten handelt es sich bei den Hallstätter Kalken nach allgemeiner Übereinstimmung um triadische Beckensedimente, die zeitgleichen Karbonatplattformen des Seichtwasserbereiches gegenüber stehen.
- Die überwiegend mikritische Matrix weist auf relativ ruhiges Wasser unterhalb der normalen Wellenwirkungszone, lokal klassierter Detritus und Komponenteneinregelung zeigt zeitweilig verstärkte Strömungen an.
- Der terrigene Einfluß ist gering, er tritt in den gebankten und knolligen Kalken (besonders der Graufazies) in Form des Tongehaltes in Erscheinung.
- Kennzeichnend für die Buntfazies sind lokal geringe Sedimentmächtigkeiten, kondensierte Schichtfolgen, Karbonatlösung (Subsolution) und Schichtlücken.
- Resedimentäre Breccien machen ein gegliedertes Relief wahrscheinlich, desgleichen die lateralen Übergänge zwischen Bunt- und Graufazies.
- Typische Seichtwasserorganismen (Algen, Korallen) fehlen weitgehend.
- Ebenso fehlen Bewohner der Psychrosphäre, Wassertiefen größer als 500 m sind daher auch im Beckentiefsten (Pötschenkalk) unwahrscheinlich.

- Auffällig ist die lokal reiche Weichtierentfaltung, optimale Lebensbedingungen (speziell in der Buntfazies) sind anzunehmen.
- Sauerstoffreiches Bodenwasser wird angezeigt durch benthonisch lebende Organismen, intensive Sedimentdurchwühlung, oxidierende Bedingungen bis tief in das Sediment und Rotfärbung durch Hämatit/Goethit im Bereich geringer Sedimentationsraten (Buntfazies).
- Die weiträumig verbreitete Fauna besitzt offenmarinen Charakter: Ammoniten, Bivalven, Schwebcrinoiden, Conodonten, Radiolarien.

Der Ablagerungsraum ist also ein festlandfernes Meeresbecken mit maximalen Wassertiefen von wenigen 100 Metern, mit einem beckeninternen gegliederten Relief und mit der Möglichkeit eines ungehinderten Wasser- und Faunenaustausches mit der offenen Tethys.

Alle paläogeographischen Rekonstruktionsversuche im Salzkammergut sind stets eng verknüpft mit dem jeweilig vertretenen tektonischen Entwicklungsmodell, da die primären faziellen Zusammenhänge im Laufe der alpidischen Tektonik weitgehend zerrissen wurden. Die hier skizzierte Anordnung der Teilschollen der Hallstätter Trias geht von einer ursprünglichen Position der mittel- bis obertriadischen Buntfazies südlich der Seichtwasserplattform der Dachsteindecke aus. Diese Annahme wird infolge erhaltener Verzahnungen von Plattform- und Beckensedimenten heute als wahrscheinlichste Lösung angesehen (vgl. R. LEIN 1975, A. TOLLMANN 1976:Abb. 253). Die tektonische Zerstückelung begann nach derzeitigem Kenntnisstand bereits im Jura mit ausgedehntem Gleitschollen- und Gleitdeckenbau (vgl. B. PLÖCHINGER 1976, G. SCHÄFFER 1976, A. TOLLMANN 1981, G. W. MANDL 1982).

Die Schwellenzonen Schiechlingkamm–Sommeraukogel und Rosenkogel–Millbrunnkogel mit ihrer häufig auftretenden Mangelsedimentation wurden einem einheitlichen „Salzsattel“ zugeordnet (siehe Beil. 8). Lateral sind hier im Westen die Halleiner und Berchtesgadener Buntkalke anzuschließen, im Osten die Mitterndorfer Schollen.

Die oberpermischen Evaporite begannen ihren Aufstieg etwa im Mittel- bis Oberanis, begünstigt durch die Bruchzerlegung des unteranischen Flachwasserschelfes (Reiflinger Wende). Für eine wesentliche Rolle des Salzdiapirismus bei der Ausbildung beckeninterner Hochzonen sprechen folgende Argumente:

- Größere Buntkalkareale sind stets mit mächtigen Evaporitkörpern vergesellschaftet (Salzbergbaue Hallein, Hallstatt, Ischl, Aussee).
- Intensive, synsedimentäre Bruchtektonik erzeugt unterschiedliche, nicht unmittelbar zusammenpassende Schichtfolgen im Bereich eng benachbarter Schollen, sowie tiefgreifende Spaltenbildung mit Verfüllung durch jüngere Sedimente.
- Ein weitgehender Ausgleich des Reliefs innerhalb des Beckens durch zunehmende Verfüllung wird angestrebt, aber immer wieder durch erneute Hebungstendenzen der Schwelle unterbunden.
- Schwellenrandbereiche, die in der Mitteltrias Buntkalke aufweisen, geraten in der Obertrias zunehmend in den Einfluß des Hornstein-Beckens, während am Schwelenscheitel immer wieder Bereiche mit Mangelsedimentation existieren. Die zunehmende Konzentration der spezifisch leichteren und daher hochdringenden Haselgebirgsevaporite im Bereich der tektonisch zerstückelten Buntkalkschwelle ist in den umgebenden Arealen mit einem gleichzeitigen Abwandern der Evaporite verbunden. Der ihnen dort auflagernde Sedimentstapel zeigt Absenkungstendenzen relativ zur Schwelle.

Auf die Möglichkeit eines frühen Durchschlagens des permischen Haselgebirges durch seinen triadischen Sedimentmantel weist die Beobachtung von R. LEIN (1981: Taf. 1, 211), der im Hangendrotkalk Breccienlagen älterer Komponenten bis hinab zu Werfener Schichten und zu Haselgebirgstonen feststellen konnte (Mürztaler Alpen).

Diese lokalen beckeninternen Bewegungstendenzen sind jedoch getrennt zu halten von den Vorgängen im kristallinen Basement.

Übergänge von der Schwelle ins tiefere Becken sind sowohl im Gebiet um den Plassen (Hallstatt) als auch in der Ischl-Ausseer Zone feststellbar:

- Bereiche mit Buntkalken bis Oberkarn und Pötschenkalk im Nor (Steinwandl, Plankensteinplateau),
- lateraler Fazieswechsel von Rotem Knollenflaserkalk zu Pötschenkalk im Oberkarn (Raschberg-Westseite, typische Übergangsserien sind punktuell auch vom Schiechlingskogel, aus den Schönau-Schollen, von der Pailwand und anderen Stellen bekannt),
- beckenwärts zunehmende Mächtigkeit des Massigen Hellkalkes ab Tuval, auf Kosten des Roten Knollenflaserkalkes (Leislingwände) bis zu dessen fast völligen Reduktion (Dietrichkogel),
- teilweise laterale Vertretung des Massigen Hellkalkes durch Pötschenkalk (Klauskogel, Keifeneck),
- Auskeilen und Kondensation des Hangendrotkalkes in Richtung Schwellenseitel (Sommeraukogel),
- Verzahnung Pötschenkalk-Hangendrotkalk im höchsten Unternor (Kauwand).

Ebenfalls an den Schwellenrand dürfte der Siriuskogel zu stellen sein, dessen Schichtfolge jedoch von allen anderen Hallstätter Profilen abweicht (vgl. MOSTLER & PARWIN 1974). Desgleichen ein Sonderfall ist der Steinbergkogel, den die norischen Rotkalke und Spaltenbildungen einerseits an die Buntschwelle binden, während andererseits die Riffschuttlinse im Sevat Plattformnähe erfordert (G. SCHÄFFER 1971:88).

Dem Becken nördlich der Buntkalkschwelle sind bisher nur die Graufazies-Schollen im Zwieselalmgebiet und Teile der Plankensteinscholle zuordenbar. Während der Riff/Becken-Komplex der westlichen Dachsteindecke einigermaßen genau in seinen Abmessungen rekonstruiert werden kann, bestehen für die Angabe eines Abstandes zwischen Plattformrand und Plankensteinscholle bzw. Buntkalkschwelle wenig Anhaltspunkte, da der obernorische Anteil der Schichtfolgen im Plankensteingebiet im Zuge der Tektonik verlorenging. Ein eventueller Riffeinfluß zu dieser Zeit ist damit nicht faßbar. Für die dargestellte relative Nähe zur Plattform (Beil. 8) spricht nur der Riffdetritus am Steinbergkogel.

Das Becken südlich der Buntkalkschwelle wird in der Obertrias neben Hornsteinkalken am Klauskogel und Keifeneck im wesentlichen von den Pötschen- und Pedataschichten der Ischl-Ausseer Zone repräsentiert. Während südlich des Sandling durch die vertikale Lagerung der Buntkalke (Kritkogel-Dietrichkogel) ein Einblick in laterale Übergänge Schwelle/Becken nicht möglich ist, sind die Verhältnisse der südwestlichen Raschbergseite eindeutig als fließender Übergang in ein Hornsteinkalk-Becken aufzufassen. Deckentektonische Trennflächen müßten innerhalb der Graufazies liegen, wofür im Gelände keinerlei Anhaltspunkte (etwa eingeklemmte Juraserien) zu finden waren. Auch treten sehr spezifische Gesteine wie die schwarzen Pedataschich-

ten mit ihren gradierten alldapischen Lagen nicht nur um Luppitsch auf, sondern sind auch dem Profil Kriemooskogel–Zlambach zuzuordnen, sodaß dazwischen keine bedeutendere Bewegungsfläche liegen kann.

Eine zwingende Konsequenz des Zusammenhanges der Bunt- und Graufazies der Ischl–Ausseer Zone ist die Annahme eines unmittelbar im Süden des Hallstätter Faziesraumes gegebenen Seichtwasserareals unbekannter Dimension, dessen Existenz sich im Detritus der Pedataschichten ausdrückt.

Dieser, zumindest örtlich scheinbar „kanalartige“ Charakter des Ablagerungsraumes, der Bunt- und Graufazies gemeinsam enthält, paßt nicht unmittelbar in das Bild eines nach Süden offenen, weiträumigen Beckens, wie es etwa R. LEIN (1975: Abb. 6, 1981: Beil. 12) andeutet, und wie man aufgrund der weiten Verbreitung der Buntkalke von den Karpaten über die Dinariden und Helleniden in die Türkei und weiter bis Ostasien anzunehmen geneigt ist. Der Übergang zur offenen „ozeanischen“ Tethys, die nach dem Lateralverschiebungsmodell von BECHSTÄDT (1978: 103) in der dinarischen „Inneren Radiolarit- und Ophiolithzone“ gesehen werden könnte, dürfte eine komplexere Faziesanordnung als in den bisherigen Modellen besessen haben.

Es erscheint durchaus vorstellbar, daß die Hallstätter Buntfazies bei dafür günstigen Bedingungen auch lokal begrenzt innerhalb andersartiger karbonatischer Beckensedimente auftreten kann. Diese Bedingungen können auf verschiedenste Weise entstehen, nicht nur am landfernen Schelfrand bis Kontinentalabhang (J. RIECHE 1971: 173 ff.) oder auf Guyots, sondern auch auf beckeninternen Schwellen bedingt durch Salzdiapirismus (wie im dargestellten Fall, Beil. 8) oder auf rein bruchtektonisch entstandenen Hochzonen ohne oder mit begleitendem Vulkanismus wie etwa am Dobratsch (BECHSTÄDT, BRANDNER & MOSTLER 1976) oder in den Südalpen (CROS & LAGNY 1972: 173 ff., G. PISA 1972).

Das weitere Schicksal solcher Gebiete mit Buntkalken vom Hallstätter Typus ist dann wesentlich vom lokalen Umfeld abhängig. Sie können wieder unter dem Detritus vorwachsender Karbonatplattformen begraben werden wie in der Mitteltrias am Dobratsch und in den Ramsauer Südwänden (Dachstein), oder, als außeralpines Beispiel, auf Karaburun (Türkei) (vgl. E. OTT 1972). Eine zweite Möglichkeit ist die rasche Ablösung der geringmächtigen Buntkalke durch alles überdeckende vulkanoklastisch dominierte Beckensedimente (Südalpen) oder durch Hornsteinkalke wie vermutlich in Teilen der Dinariden (PANTIC & RAMPNOUX 1972). Eine dritte Möglichkeit ist dann die mehr oder minder durchgehende Buntkalkentwicklung, wie sie in den Kalkalpen in Resten überliefert ist und auch außeralpin in meist isolierten Schollen bekannt ist (KRYSSTYN & MARIOLAKOS 1975).

Bei allen großräumigen Rekonstruktionsversuchen dürfen trotz der gemeinsamen Züge nicht die individuellen Eigenheiten der jeweiligen Gebiete vergessen werden. Sie erst erlauben es, ein wesentlich farbigeres, detailreicheres Bild zu zeichnen.

4. Anmerkungen zu Detailfragen des Gosaukamm-Gebietes

Hier soll kurz noch auf jene lokalen Detailfragen eingegangen werden, die vom stratigraphisch-faziellen Standpunkt aus beantwortet werden können.

Schönau-Schollen: Hier kam SCHLAGER 1967 zur Vorstellung einer Transgression karnerischer Rotkalke auf den anisischen Massenkalk/-dolomit. Eine Detailaufnahme und Beprobung auf Conodonten ergab ein obernorisches Alter der Rotkalke (Hangendrotkalk), die den unterlagernden Massigen Hellkalk in Spalten durchschwärmen können. Die „Transgressionsbreccie“ SCHLAGERs ließ in den Komponenten keine Beteiligung von Mitteltrias erkennen, die überwiegenden Hellkalke besitzen nach Conodonten julisches bis norisches Alter, die fossilarme Rotkalkmatrix, die zum Teil ebenfalls noch brecciert wurde, ist wahrscheinlich infiltrierter Hangendrotkalk (der bisher nur Bruchstücke indifferenter Astformconodonten enthielt). Ein Transgressionskontakt zu Anisgesteinen ist nicht feststellbar, eher sind die Breccien mit synsedimentärer Bruchtektonik und Spaltenbildung erklärbar.

Ein terrigenes Karn (Reingrabener Schichten) dürfte in dieser Abfolge genauso primär fehlen, wie in dem Profil im Bachbett nördlich der Klockau Alm. Letzteres reicht mit Rotem Knollenflaserkalk sogar noch bis ins Langobard hinab.

Völlig anders geartet sind ein fensterartiges Vorkommen von Gesteinen der Graufazies knapp westlich der Klockau Alm und die Abfolge nördlich des Speckpalfen. Die Kombination Reingrabener Schiefer, Cidarisbreccie, helle Bankkalke ohne und mit Hornstein (Pötschenkalk) und Pedataschichten mit riffspezifischem Detritus entspricht vollkommen den Profilen der Zwieselalm und der Gosauseen-Furche. Für ein laterales Verzahnen der Bunt- und Graufazies können hier keine Anhaltspunkte gefunden werden. Die teilweise auch invers liegenden Buntkalkabfolgen sind tektonisch der Graufazies auflagernde, ortsfremde Schollen.

Zwieselalm – Gosauseen: Diese Gebiete sind im Sinne SCHLAGERS 1967 trotz tektonischer Zerstückelung als ursprünglich zusammengehörig und benachbart erkennbar. Ein faziell deutlicher, lateraler Übergang vom Rand einer Karbonatplattform in ein Hornsteinkalk-Becken ist bei Ausglättung der lokalen Tektonik verfolgbar, und bindet die Teilschollen aneinander. Für eine deckentektonische Deutung lokaler Trennflächen nördlich der Gosauseen, wie sie SCHÄFFER auf Blatt 95 (St. Wolfgang) gibt, lassen sich keine zwingenden Argumente erkennen. Eine derartige Deckengrenze würde genetisch zusammengehörige Serien (Riffschutt und riffnaher Beckenrand) trennen.

Roßmoos – Kesselwand: Eine häufig diskutierte Frage ist die Beziehung des Dachsteinkalkes der Kesselwand zu den liegenden Zlambachmergeln. Zuletzt ging D. WURM (1982:250 ff.) auf diese Problematik ein, wobei er jedoch sehr widersprüchliche Aussagen machte, wenn er einmal die paläontologische und mikrofazielle Ähnlichkeit zwischen den Dachsteinkalken des Gosaukammes und der Kesselwand betonte (S. 253), an anderer Textstelle (S. 254) dagegen deutlich verneinte.

Nach eigener Anschauung ist der Auffassung SCHLAGERS 1967 zuzustimmen, der die Zlambachschichten des Roßmoos als Muldenkern zwischen einem aufrechten Liegendschenkel (Dachsteinkalk nordwestlich Roßmoos) und einem, bis zu inverser Lagerung überkippten Hangendschenkel (Kesselwand-Scholle) betrachtete. Der liegende Dachsteinkalk geht an seiner Obergrenze deutlich sichtbar in zunehmend dunkle, gebankte Biogenschuttkalke über, die Hornsteine führen können, mäßig steil gegen Südosten in Richtung zum Mergelareal einfallen und faziell zu diesem vermitteln. Auffällig ist hier der Echinodermenreichtum, den auch D. WURM (1982:253) in vergleichbarer Grenzposition weiter südlich im Schneckengraben feststellte. Verfolgt man die Lagerungsverhältnisse dieses Grenzgebietes entlang des Westrandes des „Roßmooskeiles“, so kann man gegen Südosten zunehmende Steilstellung beobachten, die schließlich zur überkippten Lagerung der Kesselwand vermittelt. Die starke Verknetung der Zlambachmergel unterhalb der Kesselwand und im Schneckengraben und die Verschleierung ursprünglicher Zusammenhänge ist durchaus auch einer derartigen tektonischen Einrollung zuschreibbar, und bedarf keines Ferntransportes.

Die Serien des Roßmooskeiles und der Kesselwand werden als primär dem Gosaukamm und damit der Dachsteindecke angehörig betrachtet.

Zur Darstellung auf Beilage 9 ist noch anzumerken:

Die als Randschollen der Dachsteindecke bezeichneten Areale Buchbergriedel, Riedelkar, Losegg-Hofpürgel wurden wegen ihrer mitteltriadischen Buntdolomite und Hornsteinkalke im Vergleich zu den Zwieselalm-Profilen ebenfalls noch der Dachsteindecke zugerechnet, was im Detail durch Vergleiche mit der Werfener Schuppenzone noch zu prüfen ist. Äquivalente Verhältnisse finden sich westlich der Lammer in der Pailwand-Scholle, wo, vergleichbar dem Buchbergriedel,

einem dolomitischen Mitteltriassoekel Bunt- und Graufazies-Schollen tektonisch auflagern (vgl. W. HAMILTON 1981).

Eine Zugehörigkeit der Randschollen zur Werfener Schuppenzone ist weniger wahrscheinlich, da nach R. ROSSNER (1972) den Schichtfolgen des Schuppenlandes mächtigen Haselgebirge fremd ist.

Die Untergrenze einer derart definierten Dachsteindecke wird ziemlich lückenlos vom oberpermischen Haselgebirge markiert, das diskordant Quarziten, Werfener Schiefen und Kalken, sowie Anisdolomiten der Werfener Schuppenzone auflagert, wobei die Anisdolomite am tektonischen Kontakt zum gipsführenden Haselgebirge randlich häufig zu Rauhacken umgesetzt wurden. Die Ausläufer der Schuppenzone waren dabei erstaunlich weit bis nordöstlich der Pailwand verfolgbar.

Am Südrand (Sulzenschneid, Raucheck) ist die Zuordnung der Mitteltriadolomite zur Schuppenzone oder zu den Randschollen noch unklar.

5. Literatur

- BECHSTÄDT, T., 1978: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweise auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. — Jb. geol. B.-A., 121/1, 1–121, 17 Abb., Wien.
- , BRANDNER, R. & MOSTLER, H., 1976: Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. — Geol. Rdsch., 65, 2, 616–648, 8 Abb., Stuttgart.
- & MOSTLER, H., 1974: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, H. 5/6, 1–74, 4 Abb., 3 Taf., 4 Tab., Innsbruck.
- BOLZ, H., 1974: Die Zlambach-Schichten (alpine Obertrias) unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden, 2: Zur Stratigraphie und Fazies der Zlambach-Schichten. — Senck. leth., 55, 1/5, 325–361, Frankfurt/M.
- CROS, P. & LAGNY, Ph., 1972: Die paläogeographische Bedeutung der pelagischen Ablagerungen im Anis und Ladin der westlichen Karnischen Alpen und der Dolomiten (Norditalien). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21/1, 169–192, 13 Abb., 3 Taf., Innsbruck.
- FLÜGEL, E., 1967: Elektronenmikroskopische Untersuchungen an mikritischen Kalken. — Geol. Rdsch., 56, 341–358, 2 Abb., 2 Taf., 1 Tab., Stuttgart.
- , LEIN, R. & SENOWBARY-DARYAN, B., 1978: Kalkschwämme, Hydrozoen, Algen und Mikroproblematika aus den Cidarisschichten (Karn, Obertrias) der Mürztaler Alpen (Steiermark) und des Gosaukammes (Oberösterreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 25, 153–195, 5 Abb., 1 Tab., 6 Taf., Wien.
- GANSS, O., KÜMEL, F. & SPENGLER, E., 1954: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. — Wiss. Alpenvereinsh., 15, 82 S., 3 Abb., Taf. 1–6, 1 geol. Kt., Innsbruck.
- GROTTENTHALER, W., 1978: Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Pyhrnpaß. Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 25, 11–33, 1 Abb., Taf. 2–15, Wien.
- HAMILTON, W., 1981: Die Hallstätter Zone des östlichen Lammertales und ihre geologischen Beziehungen zum Tennengebirgstirolikum (Nördl. Kalkalpen, Salzburg). — Unveröff. Diss. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 226 S., 92 Abb., 1 Tab., 7 Beil., Wien.
- HÄUSLER, H., 1981: Zur Stratigraphie und Fazies einiger Hallstätter Schichtglieder in den salzburgisch-oberösterreichischen Kalkhochalpen. — Jber. 1980 Hochschul-schwerpt. S. 15, 173–182, 1 Abb., Graz.

- KRISTAN-TOLLMANN, E., 1964: Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee im Salzkammergut. — Jb. geol. B.-A., Sdb. 10, 189 S., 6 Abb., 39 Taf., Wien.
- KRYSTYN, L., 1973: Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). — Verh. geol. B.-A., 1973, H. 1, 113–153, 7 Abb., 5 Taf., Wien.
- 1974: Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. — Schriftenr. erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss., 2, 137–144, 1 Abb., 1 Tab., Wien.
- 1980: Triassic Conodont Localities of the Salzkammergut Region (Northern Calcareous Alps). — Abh. geol. B.-A., 35, 61–98, 16 Fig., Taf. 11–14, Wien.
- & MARIOLAKOS, I., 1975: Stratigraphie und Tektonik der Hallstätter-Kalk-Scholle von Epidauros (Griechenland). — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 184, H. 8–10, 181–196, 5 Abb., Wien.
- , SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W., 1969: Stratigraphie und Sedimentationsbild obertriadischer Hallstätterkalke des Salzkammergutes. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 105 (1968), 329–332, Wien.
- , SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W., 1971: Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 137, 284–304, 9 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- & SCHÖLLNER, W., 1972: Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes. — Exkurs-Führer Tagung Paläont. Ges., 1972, 61–106, 7 Abb., 1 Tab., Graz (Paläont. Ges.).
- LEIN, R., 1975: Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 184, H. 8–10, 197–235, 6 Abb., Wien.
- , 1981: Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 207–235, 4 Abb., 1 Taf., Beil. 12, Wien.
- 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, 6 Abb., 2 Taf., 1 Beil., Wien.
- , 1983: Vergleichende Untersuchung der Hallstätter Faziesräume des mittleren Salzkammergutes (Gosaukammvorland, Hallstatt, Ischl–Aussee), Fazies, Stratigraphie und tektonische Modelle. — Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, VI + 243 S., 108 Abb., 12 Tab., 16 Taf., Wien.
- MOJSISOVICS, E. v., 1905: Erläuterungen zur Geologischen Karte Ischl und Hallstatt. Mit geol. Kt. 1 : 75.000, 60 S., Wien (Geol. R.-A.).
- MOSTLER, H., 1978: Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 7, H. 3, 1–28, 4 Abb., 3 Taf., 1 Tab., Innsbruck.
- & PARVIN, P., 1974: Ein Beitrag zur Feinstratigraphie der Hallstätter Kalke am Siriuskogel (Bad Ischl, Oberösterreich). — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3, H. 7, 1–47, 7 Abb., 4 Tab., 4 Profile, Taf. 1–2, Innsbruck.
- & ROSSNER, R., 1977: Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anischen Grenzschichten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, H. 2, 1–44, zahlr. Abb., 4 Taf., Innsbruck.

- OTT, E., 1972: Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Ägäis). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21/1, 251–276, 7 Abb., 2 Taf., 1 Beil., Innsbruck.
- PANTIC, S. & RAMPNOUX, J. P., 1972: Concerning the Triassic in the Yugoslavian Inner Dinarids (Southern Serbia, Eastern Montenegro): Microfacies, Microfaunas, an Attempt to give a Paleogeographic Reconstitution. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21/1, 311–326, 2 Fig., 3 Taf., Innsbruck.
- PISA, G., 1972: Stratigraphie und Mikrofazies des Anis und Ladin der westlichen Karnischen Alpen (Italien). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21/1, 193–224, 2 Abb., 2 Taf., 2 Beil., Innsbruck.
- PISTOTNIK, U., 1972: Zur Mikrofazies und Paläogeographie der Zlambachschichten (O. Nor – ? U. Lias) im Raume Bad Goisern–Bad Aussee (Nördl. Kalkalpen). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 279–288, 1 Beil., Taf. 1–2, Innsbruck.
- PLÖCHINGER, B., 1976: Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein–Berchtesgaden. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 151, 304–324, 7 Abb., Stuttgart.
- , 1982: Geol. Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, Blatt 95, St. Wolfgang, Wien (geol. B.-A.).
- RIECHE, J., 1971: Die Hallstätter Kalke der Berchtesgadener Alpen. — Diss. Techn. Univ. Berlin, 172 S., 49 Abb., 1 Tab., Berlin (Photodruck).
- ROSSNER, R., 1972: Die Geologie des nordwestlichen St. Martin Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin). — Erlanger geol. Abh., 89, 25 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Erlangen.
- SCHÄFFER, G., 1971: Die Hallstätter Triasentwicklung um den Plassen (O.-Ö.). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 198 S., 93 Abb., 22 Beil., Wien.
- , 1976: Einführung zur Geolog. Karte der Republik Österreich Blatt 96, Bad Ischl. — (In:) T. GATTINGER et al.: Arbeitstagung Geol. B.-A. Salzkammergut 1976, 6–26, Abb. 4–25, Wien (geol. B.-A.).
- , 1982: Geolog. Karte der Republik Österreich Blatt 96, 1 : 50.000, Bad Ischl, Wien (geol. B.-A.).
- SCHLAGER, W., 1967: Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich). II. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 17, 205–282, 8 Abb., 3 Taf., Wien.
- 1969: Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. — Geol. Rdsch., 59, 289–308, 8 Abb., Stuttgart.
- & SCHÖLLNBERGER, W., 1974: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in den Schichtfolgen der Nördlichen Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 66–67 (1973/74), 165–193, 2 Abb., Wien.
- SCHÖLLNBERGER, W., 1974: Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 22 (1973), 95–153, 9 Abb., Taf. 6–9, Wien.
- SCHWARZACHER, W., 1948: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. Hallstätter Kalk von Hallstatt und Ischl. — Jb. geol. B.-A., 91 (1946), 1–48, 15 Abb., Wien.
- SUMMESBERGER, H., 1966: Stellungnahme zu einigen Schichtnamen der nordalpinen Mitteltrias („Diploporen“-Gesteine). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 16, 71–83, 1 Tab., Wien.

- TOLLMANN, A., 1976 a: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. — XV + 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- , 1976 b: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogenese, Stellung und regionale Tektonik. — X + 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke).
- , 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 (1981/82), 167–195, 4 Abb., 1 Tab., Wien.
- & KRISTAN-TOLLMANN, E., 1970: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. — *Geologica et Palaeontologica*, 4, 87–145, 20 Abb., 8 Taf., Marburg.
- TRAUTH, F., 1925: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. I. — *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, 100, 101–212, Taf. 1–5, Wien.
- WEIGERT, U., 1971: Zur Geologie der Hallstätter Zone östlich Bad Goisern (Oberösterreich). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 146 S., 53 Abb., 6 Tab., 10 Taf., Wien.
- WENDT, J., 1969: Foraminiferen-, „Riffe“ in karnischen Hallstätter Kalken des Feuerkogels (Steiermark, Österreich). — *Paläont. Z.*, 43, 177–193, 7 Abb., Taf. 21–22, Stuttgart.
- WURM, D., 1982: Mikrofazies, Paläontologie und Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukammes, Österreich. — *Facies*, 6, 203–296, Taf. 27–41, 32 Abb., Erlangen.
- ZANKL, H., 1967: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den Nördlichen Kalkalpen. — *Geol. Rdsch.*, 56, 128–139, 1 Abb., Stuttgart.
- , 1971: Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. — (In:) G. MÜLLER: *Sedimentology of parts of Central Europe*. — 147–185, 20 Fig., 1 Tab., Frankfurt/M. (Kramer).

TAFEL 1

Mikroorganismen der Pedataschichten, Balkenlänge 0,1 mm.

Figur 1:

- 1.–3. *Galeanella tollmanni* (KRISTAN-TOLLM.), 4. *Miliolipora* sp., 5.–7. *Lituosepta* sp., 8. *Textularia* sp., 9.–12. „*Sigmoilina*“ sp., 13. *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLM., 14. *Ammodiscus* sp.

Figur 2:

1. *Endothyranella* sp., 2. *Endothyra/thyranella* sp., 3. *Endothyra* sp., 4. *Duostominidae* gen. et. spec. indet., 5. *Ophthalmidium* sp., 6. *Ophthalmidium triadicum* (KRISTAN), 7. *Ophthalmidium leischneri* (KRISTAN-TOLLM.), 8. *Palaeospiroplectamina* sp., 9. *Valvulinidae* gen. et. spec. indet., 10. *Pseudotaxis inflata* (KRISTAN), 11. ? *Pseudotaxis* sp., 12. *Pseudotaxis humilis* (KRISTAN), 13.–14. *Quinqueloculina* sp.

Fig. 2/1-14

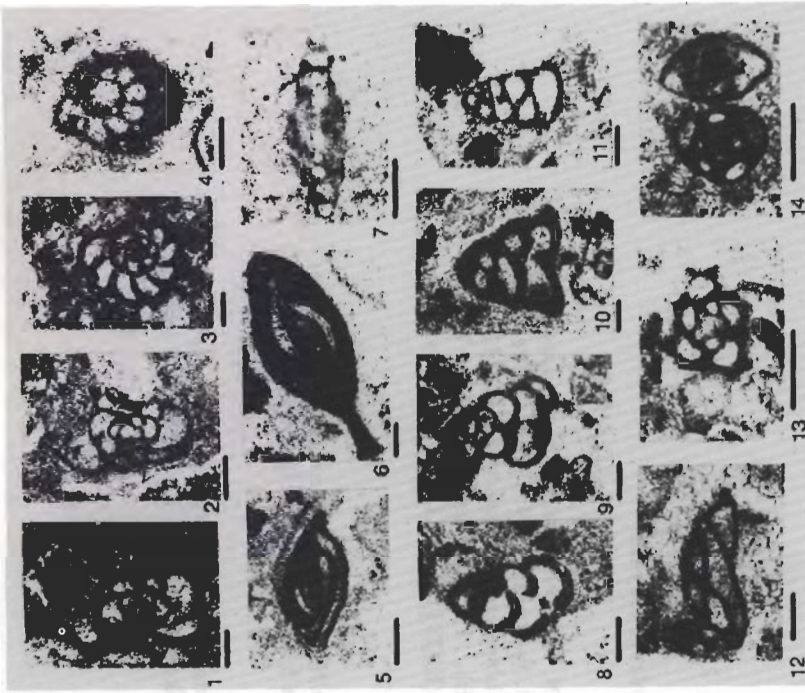
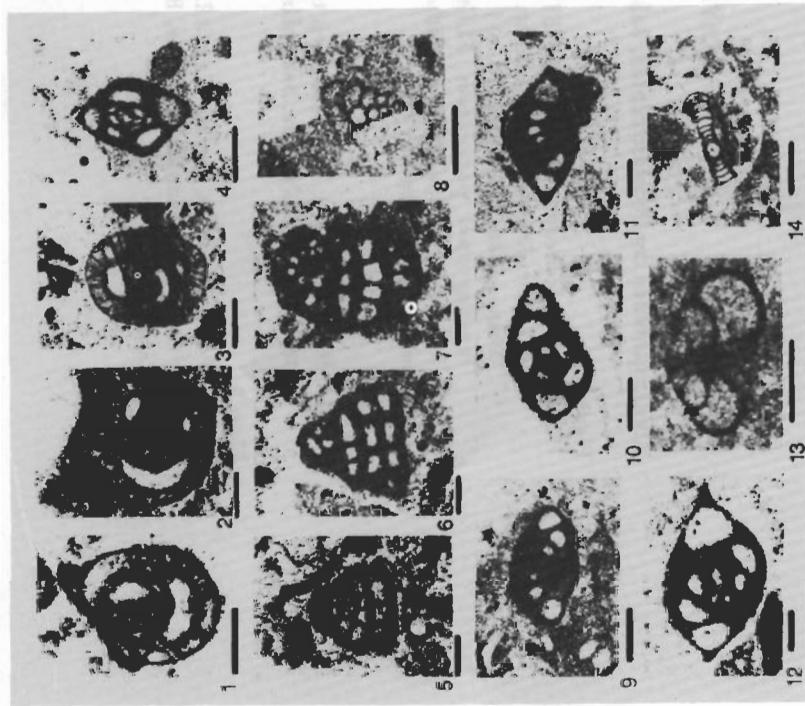


Fig. 1/1-14



TAFEL 2

Mikroorganismen der Pedataschichten, Balkenlänge 0,1 mm.

Figur 1:

- 1.-3. *Variosoma crassum* KRISTAN, 4. *Frondicularia* sp., 5. *Nodosaria* sp., 6. *Lenticulina* sp., 7. *Astacolus* sp., 8. *Nodosaria* sp., 9. *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI, 10.-11. *Tubiphytes obscurus* MASLOV, 12. *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL, 13. *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, 14. *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLM.), 15. *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL.

Figur 2:

- Pedataschichten, Mikrofaziestyp tpe/MF 2 a: sparitisch zementierter Bioarenit. Dünnschliff-Negativ, Balkenlänge 5 mm, nördl. Speckpalfen.

Figur 3:

- Pedataschichten, tpe/MF 2 a mit Lumachellenlage, beginnende Hornsteinbildung (hell). Dünnschliff-Positiv, Balkenlänge 5 mm, Kueßiger Bichl (nördl. Gosaulacke).

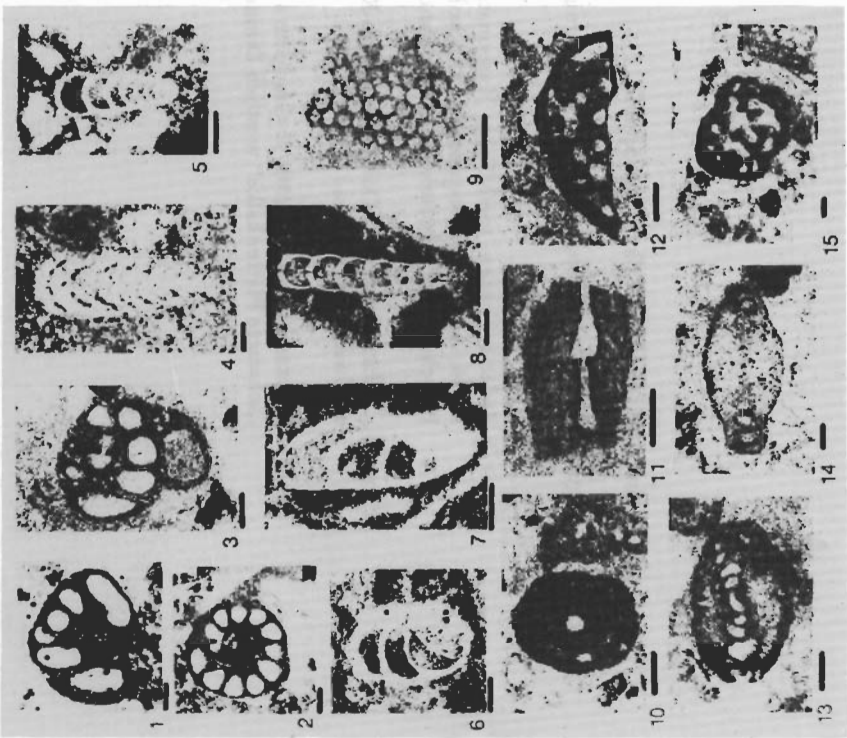
Fig. 2



Fig. 3



Fig. 1/1-15



TAFEL 3

Dünnschliff-Positive, Balkenlänge 5 mm.

Figur 1: Pedataschichten, tpe/MF 2b: Feinkörniger Biointramikrit, nördl. Vd. Gosau-see.

Figur 2: Pedataschichten, tpe/MF 2b: Karbonatsiltitischer Biomikrit, verwühlt, Radialien, Ammonoideenquerschnitt – isoliert betrachtet bereits der Fazies der Pötschenkalkke nahestehend, obere Wandstufe südl. Gosaulacke.

Figur 3: „Pedataschichten“: Ooid/Rindenkorn-Kalk, Linse im Pötschenkalk, Profil C nordwestl. Zwieselalm (81/99).

Figur 4: Pedataschichten, tpe/MF 1: Gradierte alodapische Lagen in tonigem Mikrit, „schwarze Plattenkalke“ westlich Dimmelberg (Luppitsch).

Fig. 2



Fig. 4

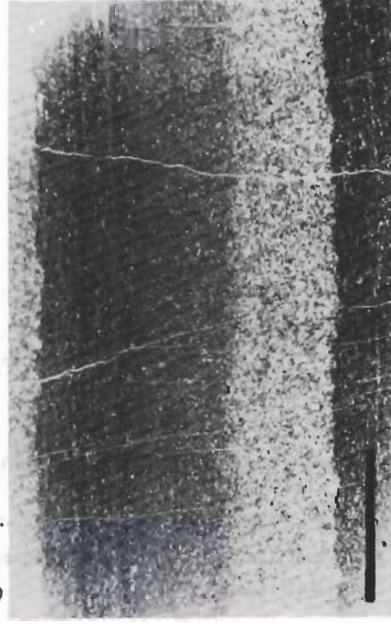
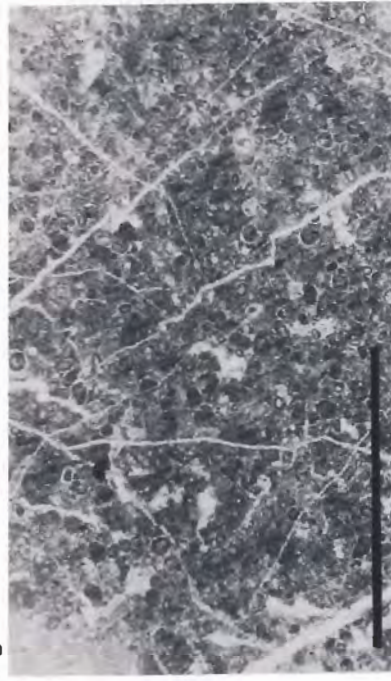


Fig. 1



Fig. 3



TAFEL 4

Dünnschliff-Positive, Balkenlänge 5 mm.

Figur 1--2: Pötschenkalk, detritischer Typus tpö/MF 2: Intraklasten (Radiolarienmikrit tpö/MF 1), Echinodermenreste, Filamente. Südöstl. Zwieselalm, Profil E (81/139).

Figur 3: Hallstätter Kalk/Pötschenkalk. Sedimenttypus Filamentmikrit. Heller Bankkalk, nördl. Speckpalfen.

Figur 4: Hallstätter Kalk/Pötschenkalk. Sedimentgrundtypus Radiolarienmikrit. Hangendrotkalk, Speckpalfen.

Fig. 1

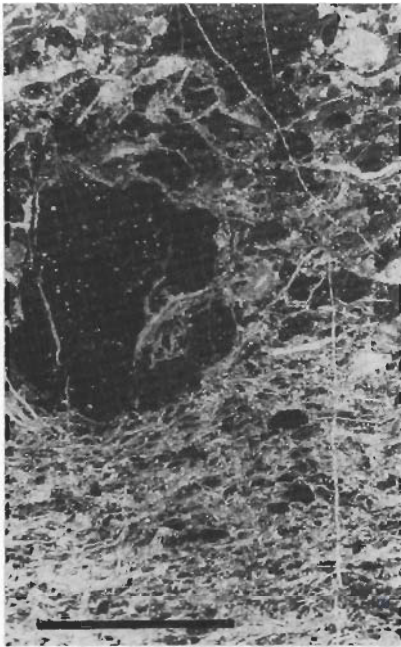


Fig. 2



Fig. 3

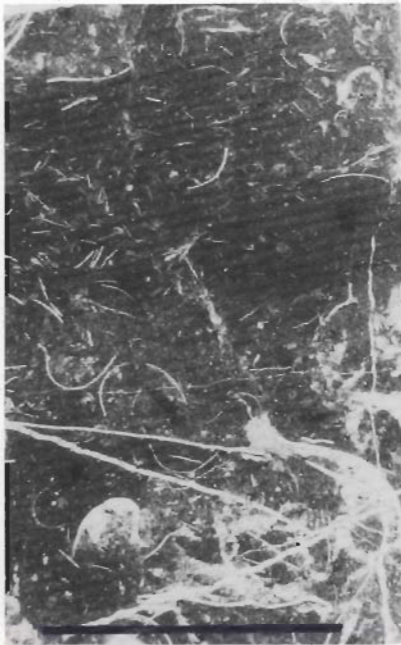
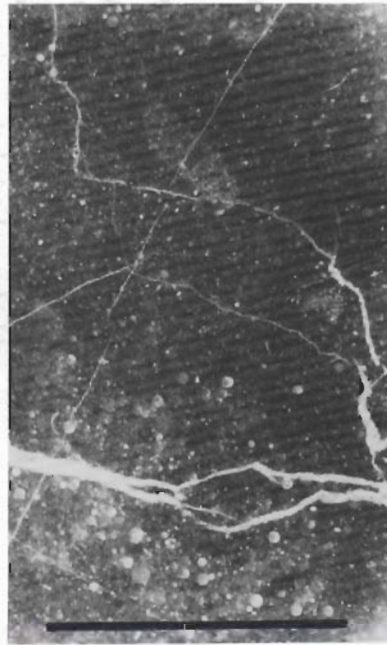


Fig. 4



TAFEL 5

Hallstätter Kalke. Dünnschliff-Positive, Balkenlänge 5 mm.

Figur 1: Sedimentgrundtypus, dichtgepackter toniger Filamentkalk. Hangendrotkalk, Bachbett nördl. Klockau Alm.

Figur 2: Filamentmikrit/-sparit, Kleinhöhle von rekrystallisiertem Faserzement ausgekleidet und mit lagig sortierten Peloiden verfüllt. Helbunter Massenkalk (81/78) westlich Klockau Alm (Beil. 5).

Figur 3: Verwühlter Mikrit. Basaler graugelber Massenkalk, Leisingwand-Basis.

Figur 4: Fossilreicher Biomikrit, völlig von Limonit und sessilen Foraminiferen umkrustetes Ammonoideengehäuse, Echinodermen, Gastropoden, Ostracoden, Radiolarien, Filamente, Wühlgefüge. Hangendrotkalk, fossilreicher Typus, schneckenkugel (Leising).



Fig. 4



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

Paläogeographie, Stratigraphie und
Conodonten-Biofazies des Westlichen Mitterberges
(Trias; Niederösterreich)

von
W. LEITHNER* & L. KRYSZYN**

ÖK 50, Blatt 73, 74
Nördliche Kalkalpen
Mitteltrias Beckenentwicklung
Hallstätter Kalk
Ammoniten
Conodonten

Anschriften:

* Ing. W. Leithner
Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7/III
A-1010 Wien

** Doz. Dr. L. Krystyn
Institut für Paläontologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7/II
A-1010 Wien

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	178
I. GEOLOGIE (W. Leithner)	180
1. Einleitung	180
2. Schichtglieder	181
2.1. Werfener Schichten	181
2.2. Gutensteiner Schichten	181
2.3. Steinalmkalk	181
2.4. Schreyeralmkalk (Hallstätter Kalk)	182
2.4.1. Grauer bis graugelber Biomikrit	182
2.4.2. Roter mikritischer Kalk	183
2.5. Reiflinger Schichten s. l.	183
2.5.1. Grauer bis brauner Hornsteinkalk	183
2.5.2. Heller Massenkalk/-dolomit	184
2.6. Mikritischer Buntkalk (Hallstätter Kalk s. l.)	184
2.7. Spaltenfüllungen	185
3. Profile	185
3.1. Profil Forststraße Mitterberg Südleiten	185
3.2. Profil Mitterberg Südleiten	187
4. Paläogeographische Überlegungen und tektonische Stellung des Mitterberges	189
II. PALÄONTOLOGIE (L. Krystyn)	189
5. Biostratigraphie	189
5.1. Makrofauna	189
5.1.1. Ammoniten	190
5.1.2. Bivalven (Halobiiden)	192
5.2. Mikrofauna (Conodonten)	193
6. Conodonten—Biofazies	197
6.1. Faziesbereiche	198
6.2. Interpretation	199
7. Literatur	200

Zusammenfassung

Die Scholle des Mitterberges läßt eine z. T. in Hallstätter Kalk ausgebildete Beckenentwicklung ab dem Illyr erkennen. Im Langobard folgt eine kurzfristige Plattformannäherung in Form detritusführender massiger Kalke, die im Hangenden wieder von ins Karn reichenden gebankten Buntkalcken abgelöst werden. Die durchgehende Beckenfazies, das Fehlen eines unterkarnischen Terrigenintervalls, sowie die geringe Mächtigkeit (max. 60 m) lassen die Deutung des Westlichen Mitterberges als hochjuvavisches Element der Hallstätter Fazies zu. Es ist dies der erstmalige Nachweis einer Hallstätter Scholle s. str. in den Mürzalpen. Das bisher nur punktförmig erfaßte Liegende der Scholle des Westlichen Mitterberges zeigt neben Kössener Schichten auch untypische Allgäuschichten und Breccienlagen. Eine jurassische Eingleitung des Mitterberges kann somit ins Auge gefaßt werden.

Im paläontologischen Teil wird 1) eine reiche oberanisische, unkondensierte Ptychitenfauna bestimmt und abgebildet, 2) die Anis/Ladin-Grenze an Hand mikro- und makropaläontologischer Daten diskutiert und zwischen *Avisianus*- und *Nevadites*-Zone plziert und 3) die vom Oberanis bis ins Unterkarn reichende Conodontenfauna

nach stratigraphischen und faziellen Gesichtspunkten untersucht. Dabei werden fünf Alters- und vier Biofazies-Bereiche unterschieden, letztere sind übereinanderfolgend *constricta*-Fazies, *excelsa* A-Fazies, *excelsa* B-Fazies und *tethydis*-Fazies. Die *constricta*-Fazies grenzt sich von den anderen Faziesbereichen durch das Fehlen von *Gladigondolella* ab. Umgekehrt fehlt in der *tethydis*-Fazies *G. constricta*. Ansonsten sind die Unterschiede zwischen den Faziesbereichen nur quantitativ und beruhen auf der wechselnden relativen Häufigkeit von in allen Fazies verbreiteten Formen. Das im großen übereinstimmende Sedimentationsmilieu (tieferneritisches Becken) deutet eine starke Faziesabhängigkeit und eine benthonische Lebensweise der untersuchten Conodonten an. Auffällig ist die z. T. enge Bindung von Biofazies-Grenzen an stratigraphische Grenzen.

Summary

The sedimentary sequence of the Westliche Mitterberg (Northern Calcareous Alps, Lower Austria) is characterized by Hallstatt type basinal deposits ranging from Upper Anisian to the Lower Carnian. Only during the Upper Ladinian exists a short platform-near interval. It is formed by thick bedded finegrained limestones with shallow water debris intercalations. The continuous basinal, in part Hallstatt type sedimentation, the missing of a Lower Carnian terrigenous event and the small thickness of the sequence (60 m) altogether provide grounds to interpret the Mitterberg as an part of the Juvavic Hallstatt zone which originally was deposited at the southern edge of the Northern Calcareous Alps. The tectonical base of the Westliche Mitterberg consists of Lower Triassic Werfen beds, Upper Triassic Koessen beds and various Jurassic sediments (Allgäu formation, breccias). These breccias are an indicator to regard the Mitterberg as a huge northward glided olistholith (part of the Hallstatt nappe) during Jurassic time.

The paleontological part deals with 1) a rich uncondensed *Ptychites*-fauna, 2) a discussion of the Anisian/Ladinian boundary based on ammonoid and conodont evidence with its placement between *Avisianus*- and *Nevadites* zones and 3) a stratigraphical and biofacial investigation of the Upper Anisian to Lower Carnian conodont fauna. Within this interval five timestratigraphic and four biofacies units (*constricta* biofacies, *excelsa* A biofacies, *excelsa* B biofacies, and *tethydis* biofacies) are represented. The *constricta* biofacies is distinguished from the other biofacies associations by the missing of *Gladigondolella*. Beside this it is dominated by *Gondolella constricta*, and it has rare *Gondolella excelsa*. The *excelsa* A biofacies again is dominated by *Gondolella constricta* group with increasing *Gondolella excelsa* group and rare *Gladigondolella*. Within the *excelsa* B biofacies *Gondolella excelsa* group becomes dominant versus rare or missing *Gondolella constricta* group and *Gladigondolella* is more frequent. Dominance of *Gladigondolella* with frequent *Gondolella excelsa* group and missing *Gondolella constricta* group characterize the *tethydis* biofacies. Since the principal sedimentary environment (deeper neritic basin) was very similar through time local environmental factors rather than depth alone must have controlled the biofacies distribution. And it favours a benthonic mode of live of the studied conodonts. An important fact, however, is the close or direct relation between stratigraphical and biofacies boundaries. This is the reason to suspect that Ladinian conodont biostratigraphy of the Northern Calcareous Alps in part might be facies-controlled.

I. GEOLOGIE

1. Einleitung

Der Westliche Mitterberg bildet einen SSE–ENE streichenden Berggrücken nord-östlich von Frein (Stmk.), welcher im Norden von der Puchberg–Mariazeller Linie begrenzt wird. Die Puchberg–Mariazeller Linie wieder wird als Trennung zwischen voralpinem tirolischem Bereich (Göllerdecke) und hochalpinem juvavischen Bereich (Mürzalpendecke, Schneeberger Decke) betrachtet.

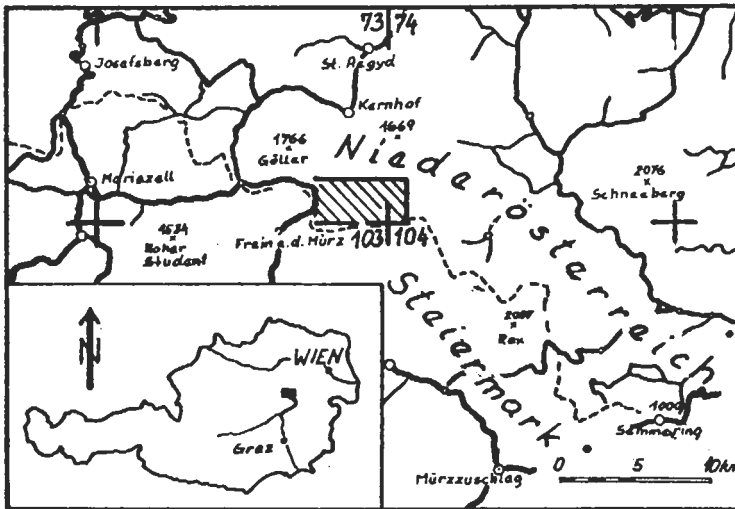


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes auf der ÖK 50, Blatt 73, 74.

Von SPENGLER wurde 1931 (a, b, c) der Westliche Mitterberg als östliches Ende der voralpinen Wieskogel–Tribeinschuppe mit einer Basis aus Werfener Schichten über Kössener Schichten und roten Liaskalken einer tieferen Einheit gedeutet (1931 a, 92). Die Kalke am Mitterberggrat wurden von ihm (1931 c, 502), ebenso wie von GEYER 1889, 649, als norischer Hallstätter Kalk aufgefaßt.

THURNER 1951, betrachtet den Westlichen Mitterberg als Teil der tirolischen Tribein–Wildalpenschuppe. Diese ist nach ihm ein Teil der Göllerschubmasse, die vorgosauisch auf im Halltal liegende juvavische Schollen südvergent rücküberschoben wurde.

KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1962, stellen den Westlichen Mitterberg auf Grund seiner – aus der Literatur übernommenen – Schichtfolge zur Mürzalpendecke.

LEIN 1972, 79, deutet die Kalke des Mitterberggrates als gosauisch eingefärbte Dachsteinkalke, und damit als Teil einer südbewegten Schuppe der Göllerdecke. TOLLMANN (1976 b, 294; 1980, 398 f.) schließt sich dieser Meinung an, und deutet nun den Mitterberg als Teil der tirolischen Tribein–Wildalpenschuppe im Sinne von SPENGLER 1931 c, 498 (Taf. XVIII) und THURNER 1951, 642.

Die vorliegende Arbeit umfaßt Teile der Ergebnisse einer Neukartierung des West-

lichen Mitterberges im Zuge einer Vorarbeit, sowie weiterführender detaillierter stratigraphischer Studien. Diese an die Vorarbeit anschließenden Untersuchungen wurden gemeinsam mit L. KRYSZYN vorgenommen.

Die Grundlage zum geologischen Teil dieser Arbeit bildete ein Vorarbeit am Geologischen Institut der Universität Wien, die durch Prof. A. TOLLMANN und R. LEIN (Geol. Inst. Univ. Wien) angeregt wurde. Die Bestimmung der Foraminiferen wurde dankenswerter Weise von Doz. E. KRISTAN-TOLLMANN (Wien) und von W. PILLER (Schliffe, Paläont. Inst. Univ. Wien) durchgeführt. B. GRUBER (Linz) bestimmte die Bivalven. Für die Anfertigung der Dünnschliffe sei dem Laboranten, Herrn Lummer gedankt.

Besonderer Dank gilt aber auch meinem Studienkollegen G. W. MANDL, sowie L. KRYSZYN, die mich grundlegend in die geologische und paläontologische Arbeit einführten und betreuten. Meiner Frau und unseren Kindern wäre sicher mehr mit einem häufigeren Beisammensein, als mit noch so herzlichem Dank geholfen.

2. Schichtglieder

2.1. Werfener Schichten (Skyth—? Anis)

Die Werfener Schichten sind im Liegenden des Profils Forststraße Mitterberg — Südleiten aufgeschlossen. Sie bestehen aus roten und grünen Schiefen, die im Hangenden in sandige, dünnsschichtige Kalke übergehen.

U. d. M sind teilweise gradierte Schichtung, sowie verfüllte Wühlgänge erkennbar.

2.2. Gutensteiner Schichten (Anis)

Die als Gutensteiner Schichten kartierten Dolomite sind mittelgrau, feinkörnig, teilweise von feinen Kalzitadern durchsetzt und makroskopisch wie auch im Schliffbereich fossilifer. Ihre Bezeichnung als Gutensteiner Schichten erfolgt auf Grund der Lage im Profil zwischen Werfener Schichten und Steinalmkalk.

2.3. Steinalmkalk (Anis)

Am Westlichen Mitterberg ist der Steinalmkalk durch die im Hangenden folgende Beckenentwicklung eindeutig ins Anis einzustufen. Großteils herrscht eine massige Ausbildung des Steinalmkalkes vor. Im hangenden Bereich zeigen sich vermehrt Andeutungen von Bankfugen, die in den obersten Metern zu geschichteten Kalken (ca. 10–20 cm Abstand) überleiten.

Gleichfalls im Hangenden treten örtlich begrenzt Anhäufungen von Echinodermen- und Dasycladaceenschutt, sowie von Foraminiferen auf.

U. d. M. sind in den biomikritisch bis biosparitischen Kalken zusätzlich noch Filamente (möglicherweise Ostracodenschalen) erkennbar.

Fossilführung: Foraminiferen.

94 — Profil Forststraße Mitterberg Südleiten, 1090 m

Glomospira sp., *Trochammina* sp., *Diplotremina persublima* KRISTAN-TOLLMANN, *Endothyra* sp., *Dentalina* sp., *Fronicularia* sp.

101 — Profil Forststraße Mitterberg Südleiten, 1090 m.

Endothyra sp., „*Turitelletta*“ *mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY & PANTIC, *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Fronicularia* sp., *Astacolus* sp., *Lenticulina* sp.

- 178 – Profil Forststraße Traxlerboden, 1090 m.
Glomospirella sp., *Agathammina* sp.
- 181 – Profil Forststraße Traxlerboden, 1120 m.
Glomospirella grandis (SALAJ), *Ammobaculites* sp., *Trochammina* sp.,
Diplostromina persublima KRISTAN-TOLLMANN, *Endothyra* sp.
- 82/5 – Profil Forststraße Mitterberg Südleiten, 1095 m.
Glomospira sp., *Bigenerina* sp., *Reophax* sp., *Endothyra* sp., *Endothyra-*
nella sp., *?Pseudotaxis* sp., *Nodosaria* sp.

Besonders sei auf das zweifache Vorkommen von *Diplostromina* (= „*Trochammina*“) *persublima* KRISTAN-TOLLMANN (Proben 94, 181) hingewiesen, die bislang als ladinische Leitform (vgl. TOLLMANN 1976 a, 117 f.) galt. Inzwischen wurde sie auch im Oberanis Chinas (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1983) und bereits 1967 in den Westkarpaten (SALAJ et al.) nachgewiesen.

2.4. Schreyeralmkalk (Hallstätter Kalk)

2.4.1. Grauer bis graugelber Biomikrit (Illyr)

Der Wechsel vom Plattformmilieu der Steinalmschichten zu Beckensedimenten ist durch einen abrupten Wechsel der Ablagerungsbedingungen gekennzeichnet. Dieser Sedimentationsumschwung ist möglicherweise durch synsedimentäre Bruchtektonik hervorgerufen und entspricht der räumlich weit verbreiteten „Reiflinger Wende“ (SCHLAGER & SCHÖLLNERBERGER 1975). Sie führt am Westlichen Mitterberg zu geringmächtigen, biogenreichen, mikritischen Bankkalken mit pelagischer Fauna. Endogen brecciöse Linsen zeigen synsedimentäre Rutschungen an. Schichtgebunden tritt ein Cephalopodenhorizont auf, der eine reiche Ptychitenfauna (s. S. 190) enthält. In diesem Horizont wurde auch das Fragment einer Wirbeltierrippe aufgefunden (Probe 100, Profil Forststraße Mitterberg Südleiten, 1100 m). Auffällig häufig sind im Lösungsrückstand glaukonitisierte Foraminiferensteinkerne, Pyrite und kleine authigene Quarzkristalle.

Im Profil Mitterberg Südleiten findet sich hangend dieser Entwicklung ein etwa zwei Meter mächtiger Abschnitt mit rötlich gefärbten, gut ausgewaschenen, örtlich Schrägschichtung aufweisenden Lumachellen, die von juvenilen Bivalven stammen dürften.

U. d. M. zeigen sich Biomikrite bis Biomikrospare mit Echinodermen, Foraminiferen, Ostracoden, Bivalven und Gastropoden. Die Biogene sind oft glaukonitisiert, häufig sind weiters umkrustete mikritische Intraklasten.

Fossilführung:

Cephalopoden Tab. 1 und S. 190, Conodonten s. Tab. 2 und S. 193. Stratigraphische Reichweiten der Conodonten in den Profilen Forststraße Mitterberg Südleiten und W Mitterberg Südleiten sind in den Abb. 3 und 4 ersichtlich. Die aufgesammelten Cephalopoden (s. S. 190) entstammen den Profilen Forststraße Mitterberg Südleiten, Mitterberg Südleiten, Forststraße Traxlerboden, sowie dem Fundpunkt am Westende des Rundumsteiges. Mit Ausnahme der Profile Mitterberg Südleiten und Traxlerboden stammen die Fossilfunde aus dem Hangschutt. Da jedoch nur ein geringmächtiges Schichtpaket als Lieferant der Fossilien in Frage kommt, kann man die Funde als horizontal betrachtet (vgl. S. 186).

Foraminiferen:

- 153 – Westende Rundumsteig, 1400 m. *Ophthalmidium* sp.
 82/6 – Profil Forststraße Mitterberg Südleiten, 1120 m. *Nodosaria* sp.

2.4.2. Roter mikritischer Kalk (Illyr)

Bunte Anteile des Schreyeralmkalkes treten am Westlichen Mitterberg in Form rötlichbrauner bis roter, mikritischer, dickbankiger Kalke mit Lösungserscheinungen an einzelnen Bankoberflächen auf. Am besten ist der Rotkalk im Profil Forststraße Traxlerboden, hangend einer geringmächtigen Zwischenschaltung von Biogenschuttkalk über dem Steinalmkalk entwickelt. Auf Grund der Conodontenfauna (Probe 82/60) mit *G. constricta* MOSHER & CLARK, *G. cf. excelsa* (MOSHER), sowie nicht zum *tethydis*-Multielement gehörenden Astformen ist dieses Vorkommen ins Illyr zu stellen. Ein weiterer Aufschluß liegt am Westende des Rundumsteiges mit unbestimmbaren Cephalopodenquerschnitten.

Im Gesamten gesehen weist das nur punktförmige Auftreten der Rotkalke auf kleinräumige, zeitlich unabhängig auftretende Bereiche mit etwas verminderter Sedimentationsrate in den Beckenkalken des Westlichen Mitterberges hin. Auffällig ist der hohe Glaukonitgehalt, der zum Großteil aus Gastropoden und Foraminiferensteinkernen besteht. Weitere Anteile des Lösungsrückstandes sind Hautschuppen, Fischzähnen, verwitterte Pyrite, Linomitkrusten und vereinzelt Dolomitrhomboeder.

Fossilführung: Cephalopoden:

82/144 Profil Forststraße Traxlerboden, 1120 m.

Ptychites sp.

Nautilus sp.

Conodonten siehe die Übersicht in den Profilen (Abb. 3 und 4).

2.5. Reiflinger Schichten s. I.

Kalkige Beckensedimente im Ladin der Nördlichen Kalkalpen werden, soweit sie nicht bunt gefärbt sind, durchwegs als Reiflinger Schichten bezeichnet. Dem wird hier wegen gewisser lithologischer Eigenheiten nur eingeschränkt – durch Benützung lithostratigraphischer Subbegriffe – gefolgt.

2.5.1. Grauer bis brauner Hornsteinkalk (Fassan)

Die Beckenentwicklung im unteren Ladin ist durch dünnbankige bis dm-bankige, mittelgraue, selten braune, stark verkieselte Kalke mit Hornsteinbändern, -schnüren und -krusten um kalkige Kerne und mit ebener bis welliger, selten knolliger Schichtoberfläche gekennzeichnet. Nach L. KRYSTYN weisen sie lithologische Ähnlichkeiten mit den südalpiner Buchensteiner Schichten auf. R. LEIN vergleicht sie mit dem Hüpflinger Kalk (pers. Mitt.), der allerdings oberladinisches Alter hat. Beachtenswert ist die Abnahme, bzw. das Fehlen von Hornsteinen bereits beim Auftreten von geringen Anteilen mergeliger Zwischenschichten. Schichtweise ist das Vorkommen juveniler Lumachellenlagen zu beobachten.

Der Hornsteinkalk tritt an der gesamten Südseite des Mitterberges im Kammbereich (ausgenommen die Mitterbergschneid), an der Forststraße Traxlerboden, am Klausogel und an der Forststraße Traxlerboden auf. Eine Sonderausbildung stellt die geringmächtige rote Variante am Mitterberggrat dar.

U. d. M. zeigen sich teils radiolarienreiche Mikrite mit Filamenten und Peloiden, sowie Filamentsparite.

Fossilführung:

Conodonten siehe Übersicht in den Profilen (Abb. 3 und 4). Der Rotkalk des Mit-

terberggrates (82/74) ist an Hand seiner Conodontenfauna mit *Gl. tethydis* (HUCKRIEDE) + ME, *G. trammeri* KOZUR und *G. exzentrica* BUDUROV & STEFANOV (*G. transita* sensu KOZUR) ins Fassan zu stellen.

2.5.2. Heller Massenkalk/-dolomit (Langobard)

Im Hangenden des grauen bis braunen Hornsteinkalkes folgt ein heller, dickbankiger, massig wirkender Kalk, der durch vereinzelte Detrituslagen eine Plattformannäherung anzeigt. Die wandbildenden Kalke haben ebene bis leicht gewellte Schichtflächen und eine Bankung bis etwa 0,6 m. Nur vereinzelt treten dünnere Lagen auf. Besonders im Hangenden sind dünne, seitlich auskeilende Biogenschuttlagen mit Echinodermen- und Dasycladaceenresten beobachtbar. Die Gesamtmächtigkeit beträgt 12–20 m, der hangende Übergang in Grau- bzw. Buntkalke ist allmählich, teilweise tritt starke Dolomitisierung auf.

Etwa 3–5 m über der Basis ist örtlich eine erste, 15–20 cm dicke Lumachellenlage mit *Daonella tyrolensis* MOJSISOVICS und *Veldedinella dieneri* ALMA (det. B. GRUBER) eingeschaltet. Ein zweiter Bivalvenhorizont folgt etwa zwei bis drei Meter hangend davon.

Fossilführung : Bivalven:

82/58, 82/59, Profil Mitterberg Südleiten, 1140 m.

Daonella tyrolensis MOJSISOVICS

Veldedinella dieneri ALMA

Cephalopoden:

82/10 Profil Mitterberg Südleiten, 1140 m

Joannites ? sp.

82/45

Michelinoceras sp.

Conodonten siehe Abb. 4 und die Proben 82/12.2, 82/13 mit

Gl. tethydis (HUCKRIEDE) + ME

G. inclinata KOVACS

E. mungoensis (DIEBEL)

E. hungarica KOZUR & VEGH

Foraminiferen:

82/12.1, 82/12.2, Profil Mitterberg Südleiten, 1130 m.

Jaculella dentaliniformis HOHENEGGER & LEIN,

Tolypammina sp.

2.6. Mikritischer Buntkalk (Hallstätter Kalk s. l., Langobard bis Jul)

Im Hangenden des Hellen Massenkalkes sind stellenweise bunte, sowie graue feinkörnige Bankkalke, die wieder größere Plattformferne anzeigen, aufgeschlossen. In gleicher Position treten an der Nordseite des Mitterberges mikritische rote Kalke mit roten Hornsteinen auf. Die vorhandene Mächtigkeit beträgt etwa 10 m. Die altersmäßige Einstufung ergibt Langobard/Jul, sowie indirekt Jul durch Conodonten aus Spaltenfüllungen. Jüngere Anteile sind am Mitterberg bisher nicht aufgefunden worden.

Fossilführung : Conodonten (siehe Abb. 4) sowie die Proben

82/127 und 82/128 mit

Gl. tethydis (HUCKRIEDE) + ME, *G. inclinata* KOVACS

2.7. Spaltenfüllungen (Jul)

Im Profil Mitterberg Südleiten sind zum einen orangefarbene, mikritische bis biomikritische, zur Schichtung normale und parallele Spalten bis zu einer Breite von 20 cm beobachtbar (Spaltengeneration 1). Daneben kann eine zweite, dem Muttergestein (graue Bankkalke) gleichfärbige Generation, die normal zu den Schichtflächen beobachtbar ist, und eine Füllung mit *Halobia* sp. aufweist, abgegliedert werden. Die beiden Spaltengenerationen sind nach den enthaltenen Conodontenfaunen geringfügig verschiedenen Alters (vgl. S. 197).

Fossilführung: Bivalven:

82/81 Profil Mitterberg Südleiten, 1135 m.

Halobia sp. juv. (vgl. S. 000).

Conodonten: siehe Abl. 4.

3. Profile

Die während der Kartierung bzw. anschließend untersuchten und hier dargestellten zwei Profile liegen im westlichen Teil des Mitterberges. Die gleiche Schichtfolge ist am gesamten Mitterberg anzutreffen, jedoch jeweils nur in kurzen Profilabschnitten aufgeschlossen. Das Profil Mitterberg Südleiten ist das komplettere und umfaßt bei einer Mächtigkeit von etwa 60 m den Zeitbereich Illyr bis Jul. Das Profil Forststraße Südleiten liegt etwa 500 m östlich davon und ist durch sein fossilreiches Oberanis hervorzuheben. Seine Mächtigkeit beträgt etwa 40 m.

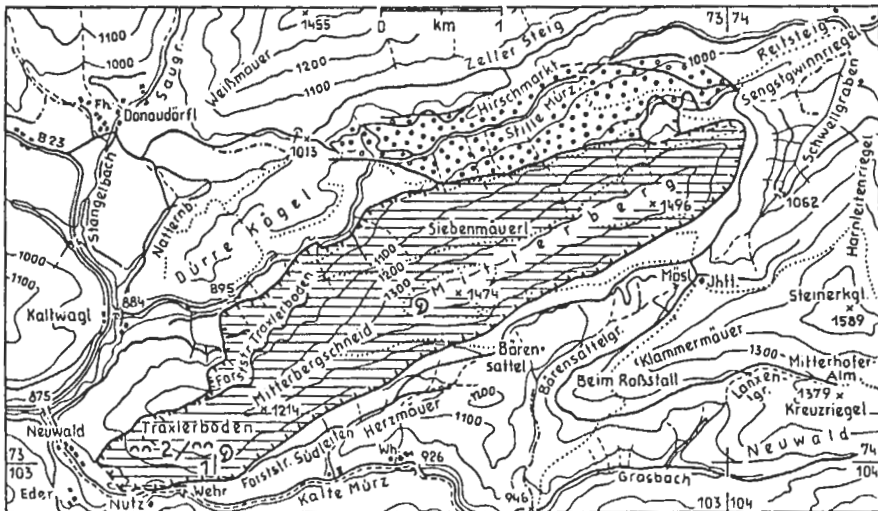


Abb. 2: Tektonische Abgrenzung der Mitterbergscholle, Fossilfundpunkte und Lage der Profile am Westlichen Mitterberg. 1 Profil Forststraße Mitterberg Südleiten, 2 Profil Mitterberg Südleiten. ▨ Mitterbergscholle °° Gosau.

3.1. Profil Forststraße Mitterberg Südleiten

Lage des Profiles: Das Profil liegt vor dem westlichen Ende der Forststraße Mitterberg Südleiten. Der Beginn ist etwa 70 m vor dem Westende und zieht den Hang bis über die Wandstufe der Steinalmschichten hinauf. In nächster Zeit wird eine Begeh-

barkeit durch das Aufwachsen des neu aufgeforsteten Waldbestandes erschwert sein (etwa ab 1986).

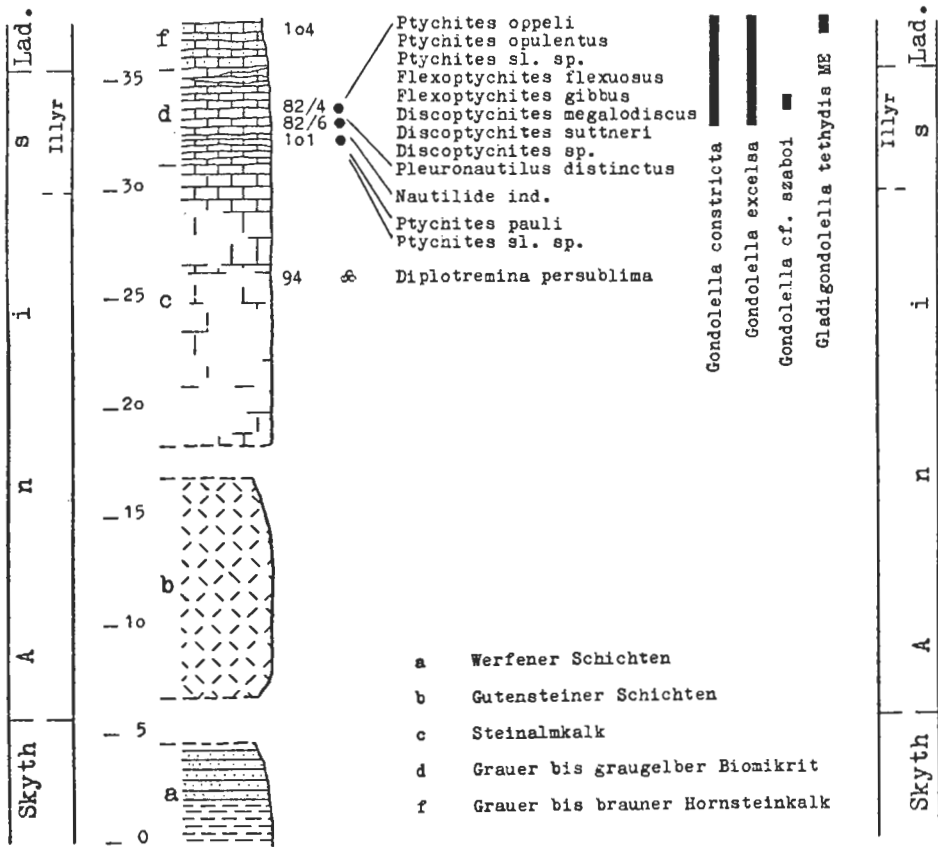


Abb. 3: Profil Forststraße Mitterberg Südseiten. Die Buchstaben (a) bis (d) und (f) beziehen sich auf die Profilbeschreibung in Kapitel 3.1.

Profilbeschreibung (vgl. Abb. 3):

Über stark verwitterten roten und grünen Schiefen mit einzelnen Resten von Haselgebirgston sind im Hangschutt hellbraune, feinschichtige Sandsteine mit nicht genauer identifizierbaren Fossilabdrücken auffindbar. Die Mächtigkeit der Werfener Schichten (a) kann auf Grund der Aufschlußverhältnisse nicht angegeben werden. Darüber folgen nach einem mit Hangschutt bedecktem Teil etwa 10 m mächtige dunkelgraue, leicht zerfallende Dolomite (b) (Gutensteiner Schichten), die sich als fossilfrei erwiesen. Die hangenden Steinalmkalke (c) sind als graue, in einzelnen Teilen biogenreiche, teilweise dolomitisierte Kalke ausgebildet. Der oberste Bereich dieses Kalkes geht in gebankte (bis ca. 20 cm), biogenreiche Kalke mit unebener bis welliger Schichtoberfläche über. Es folgen graue, biogenreiche Kalke (d) mit Cephalopoden-

lagen. Bemerkenswert dabei ist die starke Glaukonitführung, die bereits im Handstück erkennbar ist. Intern brecciöse, linsenförmige Anteile weisen auf synsedimentäre Rutschungen hin. Der Übergang in die Hangenden Hornsteinkalke (f) ist noch knapp abgeschlossen.

3.2. Profil Mitterberg Südleiten

Lage des Profiles: Zufahrt wiederum über die Forststraße Südleiten. Im Profil Mitterberg Südleiten aufsteigend bis zum Jagdsteig bei 1060 m. Dann durch den derzeitigen (1984) Jungwald 500 m Richtung Westen. Beginn des Profiles etwa 30 m oberhalb des Forststeiges, der auch vom Forsthaus Neuwald her begangen werden kann (ca. 15 Minuten).

Profilbeschreibung (vgl. Abb. 4)

Das Profil beginnt über dem Steinalmkalk. Die darüber folgenden, etwa 2,5 m mächtigen grauen bis rötlichbraunen Biogenschuttkalke (d) zeigen vereinzelt Lösungserscheinungen mit Fe- und Mn-Krusten an den Schichtoberseiten. Im oberen Bereich dieser Kalke sind Cephalopodenquerschnitte zu beobachten. Die Cephalopoden selbst sind schwer herauslösbar und erbrachten folgende Fauna mit

82/27.1 *Flexoptychites noricus*

82/13 *Ptychites* s. l. sp.

Darüber folgen dünnbankige, rötliche sparitische Kalke (e) mit juvenilen Lumachellen. Interne Schrägschichtung, sowie durch tektonische Beanspruchung bedingte Fältelung ist zu beobachten. Es schließen 1.5 m bräunlichrote, bankige Kalke, noch ohne Hornsteine an. Der nun folgende, ca. 12 m mächtige Abschnitt (f) zeigt gut gebankte (10–40 cm), graubraune Kalke mit Hornsteinknollen bis etwa 3 cm Durchmesser. Ebenso sind Hornsteinkrusten um karbonatische Kerne, sowie Hornsteinbänder zu beobachten. Einzelne, bis 5 cm dicke Lagen zeigen linsenförmig Anhäufungen von juvenilen Lumachellen. In Bänken mit erhöhtem Tongehalt und gelblich-bräunlichen Fugenbelägen tritt die sonst deutliche diffuse Verkieselung zurück. Im Bereich der Proben 82/33.1 und 82/34 (bzw. 82/8) ist das Profil am Hang um etwa 100 m seitlich versetzt aufgenommen, wobei sich die zusammengehörigen Bänke durchverfolgen lassen.

Im Anschluß an (f) lassen die Aufschlußverhältnisse auf rund 8 m eine detaillierte Profilaufnahme nicht zu. Die darüber folgenden Kalke (g) weisen wieder verringerte Anteile an Hornsteinknollen und vermehrt gelbliche mergelige Lagen auf. Den Übergang in den wandbildenden Hellen „Massenkalk“ nehmen dünnbankige dunkelgraue Kalke (h) mit leicht welliger Oberfläche, ohne Hornstein ein. Der Helle Massenkalk (i) ist dickbankig mit einzelnen dünneren Zwischenlagen. Etwa 3–5 m über der Basis ist eine Bivalvenlumachelle, die über längere Strecken verfolgt werden kann zu erwähnen. Der etwa 12 m mächtige Helle Massenkalk geht in dm-gebankte, rund 10 m dicke Grau- und Buntkalke (j) über. In diesem hangenden Abschnitt sind streichend etwa 300 m weiter westlich in durch Windwurf frisch geschaffenen Aufschlüssen zwei Spaltengenerationen beobachtbar: Eine, mit orange gefärbten, mikritischen, an Biogen reichen, zu den Schichtflächen normalen und parallelen Füllungen bis etwa 20 cm Dicke, die zweite, mit einer dem Muttergestein gleich grau gefärbten Füllung, besteht aus juvenilen Bivalvenschälchen (*Halobia* sp.).

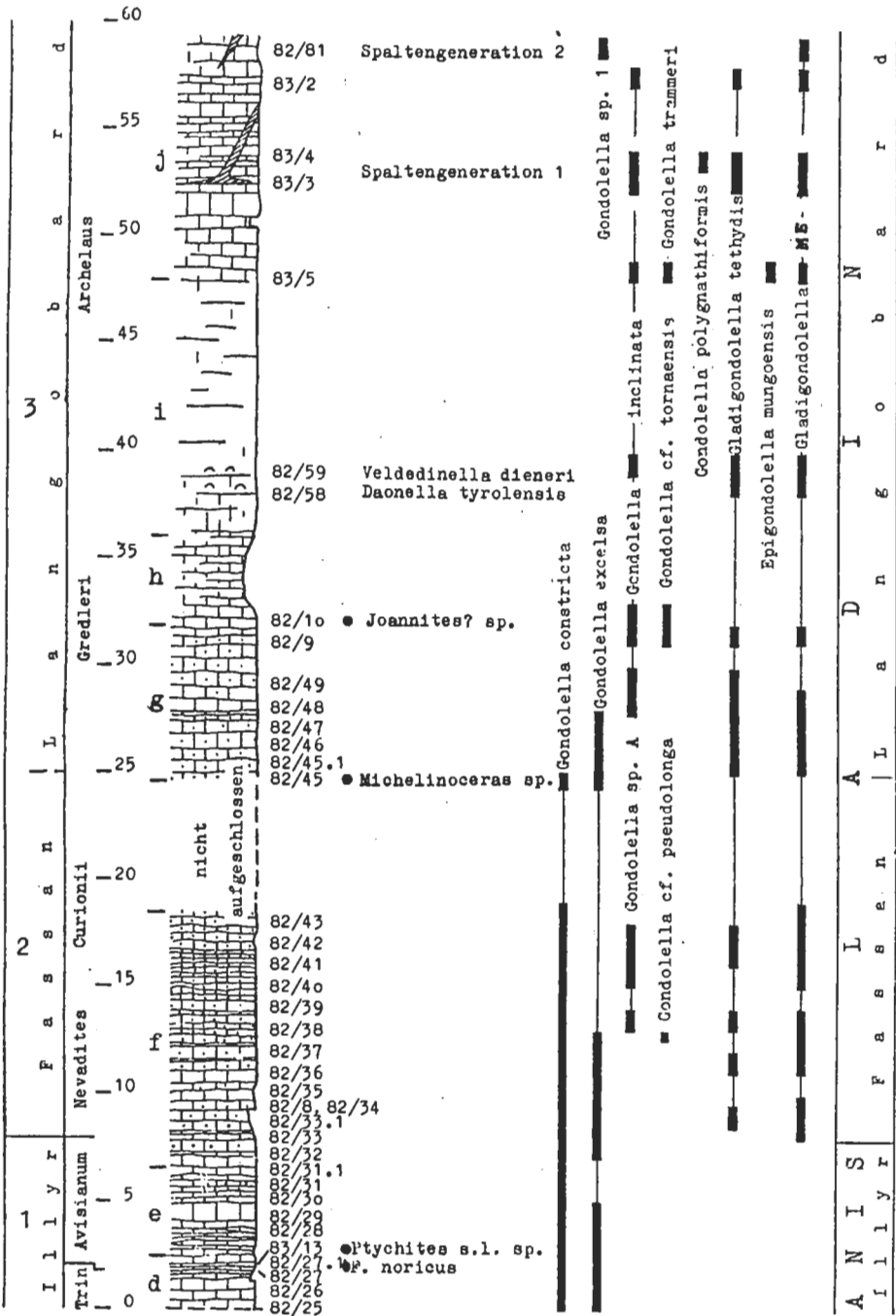


Abb. 4: Profil Mitterberg Südleitens. Die Buchstaben (d) bis (j) beziehen sich auf die Profilbeschreibung in Kapitel 3.2.

4. Paläogeographische Überlegungen und tektonische Stellung des Mitterberges

Der Westliche Mitterberg zeichnet sich durch eine vom Oberanis bis ins Unterkarn durchlaufende Beckenentwicklung aus. Dabei werden die geringmächtigen und zum Teil bunten, pelagischen Sedimente im Oberanis und obersten Ladin bis Unterkarn als Hallstätter Kalke angesprochen. Nur in den Seichtwasserdetritusschüttungen des oberladinischen Massenkalkes sind kurzfristige Anzeichen einer Plattformannäherung abzulesen. Soweit die beiden Spaltengenerationen, insbesondere die jüngere, oberjulische, mit Halobien als beweiskräftig angesehen werden, fehlt ein unterkarnisches Terrigenintervall. Alle diese Beobachtungen legen den Schluß nahe, den Westlichen Mitterberg als hochjuvavisches Element des Hallstätter Beckens, das ursprünglich am Südrand der Kalkalpen beheimatet war, zu deuten. Die oberladinischen Schuttlagen und das gegenüber dem Zentrum der Hallstätter Buntfazies verspätete Absinken im Oberanis weisen ihm dabei eine relativ randliche, plattformnahe Position zu. Im zentralen Bereich der Hallstätter Fazies beginnt die Beckenentwicklung bekanntlich schon im mittleren Anis.

Die tektonische Unterlage der Mitterbergscholle besteht hauptsächlich aus Werfener Schichten. An einer Stelle kommen aber auch oberste Trias (Kössener Schichten) und Jura (untypische Allgäuschichten und Brekzien) vor. Besonders die Brekzien sprechen für eine Deutung des Mitterberges als jurassische Gleitscholle, wobei das Alter des Gleitvorganges derzeit mangels Fossilien nicht näher eingengt werden kann. Analoge Beispiele nordgerichteter Eingleitungen von Hallstätter Gesteinen bzw. Schollen beschreiben schon PLÖCHINGER 1979; 1984 und LEIN 1981; 1983 aus westlicher gelegenen Teilen der Kalkalpen. TOLLMANN 1981 sieht in der Gleittektonik überhaupt das bestimmende Transportelement der alpinen Hallstätter Zone.

II. PALÄONTOLOGIE

5. Biostratigraphie

Die altersmäßige Datierung der Beckensedimente der Mitterbergprofile beruht auf der Auswertung folgender Fossilgruppen: Ammoniten, pelagische Bivalven (Halobiden) und Conodonten. Davon treten letztere in der gesamten Abfolge auf, während die beiden ersten Gruppen sich auf kurze Abschnitte im tiefen (Ammoniten) bzw. im mittleren (Daonellen) Teil der Serie beschränken. Nichtsdestoweniger wird ihnen, besonders den Ammoniten, ein gegenüber den Conodonten erhöhter stratigraphischer Aussagewert zubilligt. Anlaß dafür ist die weiter unten begründete Annahme, daß die vertikale Reichweite der Plattformconodonten im Mitterbergprofil, und möglicherweise auch in anderen gleich alten, d. h. ladinischen Sedimenten der Kalkalpen faziesabhängig sein dürfte.

5.1. Makrofauna

Am Mitterberg sind drei stratigraphisch wichtige Makrofossilniveaus vertreten: ein basales, das durch Ammoniten gekennzeichnet ist, sowie zwei Bivalvenniveaus im mittleren bzw. obersten Profilabschnitt (vgl. Abb. 3, 4). Ammoniten kommen mit einer Ausnahme nur in den unteren drei Metern der gebankten Beckensedimente oberhalb des Steinalkalkes vor. Dieses Fossilniveau ist bei guten Aufschlußverhältnissen am gesamten Mitterberg anzutreffen und reich an Ptychiten. Tab. 1 gibt einen Überblick der gefundenen Fauna. Der erwähnte Einzelfund stammt aus dem höheren Teil

des Profiles Mitterberg–Südleiten und besteht aus einem fraglichen *Joannites*, sowie einem *Michelinoceras*. Im gleichen Niveau treten lumachellenbildend daonellide Bivalven in zumeist juveniler Form auf. Die obersten Profilmeter werden vereinzelt von Spalten durchschlagen, welche mit Halobiidenschalen angereichert sind.

5.1.1. Ammoniten

Es können drei Niveaus unterschieden werden, deren Faunen im nachfolgenden – stratigraphisch aufsteigend geordnet – angeführt sind. Die Probennummern entsprechen jenen des geologischen Teiles und sind in ihrer Profilposition aus Abb. 3, 4 abzulesen.

1) Probennummern 101, 82/4, 82/70, 82/71 – Illyr 1 (*Trinodosus*-Zone).

Ptychites oppeli MOJSISOVICS, 1882 – Taf. 1, Fig. 2.

Ptychites opulentus MOJSISOVICS, 1882 – Taf. 1, Fig. 1.

Ptychites pauli MOJSISOVICS, 1882

Flexoptychites flexuosus MOJSISOVICS, 1882

Flexoptychites gibbus (BENECKE, 1866) – Taf. 1, Fig. 3.

Discoptychites megalodicus (BEYRICH, 1867) – Taf. 2, Fig. 1.

Discoptychites suttneri (MOJSISOVICS, 1882) – Taf. 2, Fig. 2.

Tabelle 1 gibt eine genaue Aufschlüsselung der Fauna auf die einzelnen Fundpunkte. Der ergiebigste ist damit jener im Profil Forststraße Südleiten (82/4), wo alle genannten Arten mit Ausnahme von *P. pauli* gefunden wurden. Die anderen Punkte sind vergleichsweise artenarm. Ihre Gruppierung ins Niveau 1 beruht auf folgenden Grundlagen: a) gleiche lithostratigraphische Position knapp (2–3 m) über dem Steinalmkalk – der allerdings im Profil Mitterberg Südleiten nicht aufgeschlossen ist – und b) idente Gesteinsfazies in Form grauer, welligschichtiger biomikritischer Kalke mit reichlich Foraminiferen, Crinoiden, Kleingastropoden und -bivalven, die im Schliff, besonders aber im Lösungsrückstand als glaukonitisierte Steinkerne hervortreten. Im Profil Mitterberg Südleiten (vgl. Abb. 4) sind nur zwei, im Abstand von 1 m genommene Proben, nämlich 82/5 und 82/6, glaukonitführend und werden daher mit dem Niveau 1 korreliert. Eine weitere Bestätigung findet diese Korrelation in dem Umstand, daß die Bank 82/25 zahlreiche Querschnitte glattschaliger Ammoniten erkennen läßt, die wahrscheinlich der Gattung *Ptychites* zugehören, durch ihre Ungewinnbarkeit aber keine nähere Bestimmung erlauben.

Bemerkenswert an der Fauna ist ihr monolithischer Charakter. Es dominiert eine Gruppe (nämlich Ptychiten), die zu den sogenannten leiostraken Triasammoniten gehört. Stratigraphisch kurzlebige trachyostrake Formen, wie z. B. *Paraceratites* fehlen. Dadurch wird die altersmäßige Fixierung erschwert, bzw. eine ausführliche Diskussion nötig.

Die stratigraphische Auswertung stößt insofern auf Schwierigkeiten, als ein Großteil der bekannten alpinen Ptychitenfaunen aus kondensierten Vorkommen der Hallstätter Fazies stammen, die feinstratigraphisch noch nicht aufgeschlüsselt sind. Dazu zählen etwa die Schreyeralm in Österreich (vgl. MOJSISOVICS 1882 und DIENER 1900) oder die zahlreichen Fundpunkte in Bosnien (HAUER 1888; 1892) und Montenegro (MARTELLI 1904; 1906). Somit muß sich die Auswertung auf jene Formen konzentrieren, die in unkondensierten Schichten vertreten sind. Einen ersten Versuch in diese Richtung hat ASSERETO 1971 unternommen und sich dabei wesentlich auf die oberitalienischen Fossilvorkommen im Prezzokalk (VENZO & PELOSIO 1968, GAETANI 1969) gestützt.

Tab. 1: Cephalopodenfauna und -fundpunkte am Westlichen Mitterberg.

Probe Nr.	Profil	Alter	<i>Ptychites oppeli</i>	<i>Ptychites opulentus</i>	<i>Ptychites pauli</i>	<i>Ptychites sl. sp.</i>	<i>Flexoptychites flexuosus</i>	<i>Flexoptychites gibbus</i>	<i>Flexoptychites noricus</i>	<i>Discoptychites megalodiscus</i>	<i>Discoptychites sutneri</i>	<i>Discoptychites sp.</i>	Joannites? sp.	Michelinoceras sp.	<i>Pleuromutilus distinctus</i>	<i>Pleuromutilus cf. distinctus</i>	Nautilide ind.
101	Forststrasse Südleiten	Illyr 1		1	1												1
82/4	Forststrasse Südleiten	Illyr 1	1	1		7	1	1		1	1	1				2	
82/6	Forststrasse Südleiten	Illyr															1
82/27.1	Mitterberg Südleiten	Illyr 2						1									
83/13	Mitterberg Südleiten	Illyr 2				1											
82/45	Mitterberg Südleiten	Langob.?												1			
82/10	Mitterberg Südleiten	Langob.?											1				
82/70	Westende Rundumsteig	Illyr 1								1							
82/71	Westende Rundumsteig	Illyr 1					1		1	1							
82/144	Forststrasse Traxlerboden	Illyr				1											1

So können die beiden *Flexoptychites*-Arten als leitend für die *Trinodosus*-Zone s. str. angesehen werden, das ist jener Bereich, den ASSERETO 1971, 47 als „Niveau 4“ im Oberanis ausgeschieden hat. Die *Ptychites*-Arten beginnen möglicherweise bereits im „Niveau 3“ (*Binodosus*-Zone sensu MOJSISOVICS, *Trinodosus*-Zone s. l. bei ASSERETO 1973), ihre Hauptverbreitung dürfte aber ebenfalls im „Niveau 4“ liegen. Über die Reichweite der *Discoptychiten* kann z. T. aus eigenen Erfahrungen (Epidaurus, Himalaya) berichtet werden. Ihr Erstauftreten fällt wahrscheinlich ins „Niveau 3“, häufig sind die dann in der *Trinodosus*-Zone s. str., und in der darüber folgenden *Avisianus*-Zone (s. u.).

Reine Ptychitenfaunen sind recht ungewöhnlich und deuten möglicherweise auf ökologische Sonderbedingungen hin. Mir ist nur ein vergleichbares Beispiel bekannt, das BYSTRICKY 1973 aus dem Steinalmkalk von Kecovo im Slowakischen Karst beschrieben hat, und ich anlässlich einer Exkursion besichtigen konnte. Die Ptychiten stecken dort in einer Crinoidenspatlage, die onkoid-führenden Algenkalken zwischengeschaltet ist. Auch die Ptychitenlage des Mitterberges folgt direkt auf Steinalmkalk (vgl. Abb. 3) und ist reich an Crinoiden. Es dürfte sich somit in beiden Fällen um Bildungen in relativ seichtem Wasser handeln, in dem entweder nur bestimmte Ammoniten lebten oder die Ammoniten postmortal hineindrifteten.

2) Probennummer 82/27.1 Profil Mitterberg Südleiten – Illyr 2 (*Avisianus*-Zone) *Flexoptychites noricus* (MOJSISOVICS, 1882)

Die Probe 82/27.1 liegt ca. 1,5 m über 82/25 (vgl. Abb. 4), und damit knapp über dem Fossilniveau 1. Die dazu gehörige 0,5 m mächtige Kalklage besteht aus einem grauen glaukonitfreien Biomikrit mit zahlreichen *Ptychites*-artigen Ammonitenquerschnitten. Das einzige gewinnbare Exemplar, ein 3 cm großer Phragmokon, entspricht mit seiner median leicht gekanteten Externseite und den an sich hohen, dabei aber

breiten und oben spitz konjugierenden Flanken recht gut dem von MOJSISOVIC 1882 (Taf. 64, Fig. 5, 6) beschriebenen Originalen von *Flexoptychites noricus*.

Schon ASSERETO 1969 ist das Auftreten dieser Art in der klassischen „Avisianus-Fauna“ von Forno (Oberitalien) aufgefallen, sowie ihr Fehlen in allen *Trinodosus*-Faunen. Sie ist in der Großgruppe der Ptychiten – zusammen mit *Flexoptychites angustoumbilicatus* und wahrscheinlich auch *Flexoptychites acutus* – meines Erachtens ein sicheres Indiz für ein Faunenintervall, das über der *Trinodosus*-Zone liegt und bislang zumeist als *Avisianus*-Zone bezeichnet wurde (vgl. ASSERETO 1969). Diese Zone wird hier zum Anis gerechnet und als „Illyr 2“ auf Tab. 1 bezeichnet. Die Gründe dafür sind z. T. schon in KRISTYN 1983 angeführt: Sowohl die Ammonitenfauna (Dominanz von *Ptychiten* und „*Ceratiten*“), als auch die Conodontenfauna (vgl. S. 193 und KRISTYN 1983, 250 f.) besitzen ein überwiegend anisches Gepräge. Das gleiche gilt übrigens auch für die Fauna der „Reitzi-Tuffe“ von Felsöors im Bakony Gebirge (Ungarn, der Typlokalität der Reitzi-Zone, mit der MOJSISOVIC 1882 die Basis des Ladins definiert hat. Sie wurde von KRISTYN 1983 als Altersäquivalent der *Avisianus*-Zone erkannt, der in Übereinstimmung mit RIEBER 1974 das Ladin mit dem Einsetzen der Gattung *Nevadites*, einem phylogenetisch frühen Eoprotachyceraten beginnen läßt. Die Gattung *Nevadites* kommt auch nach den aktuellen Untersuchungen (vgl. SZABO et al. 1980) in der Reitzi-Fauna des locus typicus (Felsöors) nicht vor, weshalb der von KOZUR 1980, 96 postulierte *Nevadites*-Horizont innerhalb der *Reitzi*-Zone als unbewiesen abgelehnt wird. Diese Ansicht wird weiters durch die Anwesenheit der Gattung *Kellnerites* bis in den höchsten Teil der Reitzi-Tuffe von Felsöors bestätigt, die SZABO et al. 1980 in Schicht 104 gefunden und als „*Parakellnerites*“ *felsoeoerensis* bestimmt haben. *Kellnerites* und der morphologisch recht ähnliche *Parakellnerites* sind beide Indikatoren der *Avisianus*-Zone bzw. ihrer zeitlichen Äquivalente (d. s. *Polymorphus/Parakellnerites*-Zone), und bislang in unverfälschten, d. h. unkondensierten *Nevadites*-Faunen (Mte. S. Giorgio, Epidaurus) unbekannt.

3) Probennummer 82/45, 82/10 Profil Mitterberg Südleiten – Langobard ?

Joannites ? sp. ind.

Michelinoceras sp.

Von den beiden schlecht bzw. bruchstückhaft erhaltenen Funden erlaubt nur der *Joannites* eine angenäherte Altersdatierung. Seine Bestimmung ist deshalb mit einem Fragezeichen versehen, weil die Lobenlinie nicht erkennbar ist. Glattschalige, involute und mit Einschnürungen versehene Ammoniten können aber im Ladin auch der Gattung *Proarcestes* angehören, wobei diese Formen zumeist einen globosen Querschnitt besitzen. Da das vorliegende Stück einen hochovalen Windungsquerschnitt mit eher flach gewölbten Flanken und mit einer kräftig und kurz gerundeten Externseite erkennen läßt, ist seine Zugehörigkeit zur Gattung *Joannites* wahrscheinlicher. Joanniten mit dem eben beschriebenen Umgangsquerschnitt kommen vom Oberladin bis in das Unterkarn vor.

5.1.2. Bivalven (Halobiiden)

Pelagische Bivalven aus der Familie der Halobiiden sind auf das obere Drittel des Mitterbergprofils beschränkt (vgl. Abb. 4). Sie treten dort in zwei Niveaus auf, einem schichtigen und einem spaltenbildenden. Das schichtige Niveau umfaßt einen mehrere Meter mächtigen Bereich mit zahlreichen 0,5–30 cm dicken Lumachelle-La-

gen, bestehend aus kleinen bis mittelgroßen (– 2 cm) Schalen von Daonelliden. Dagegen sind die Vorkommen im höchsten Profilabschnitt auf kleine, 1–2 dm breite und max. 2 m tief in die Hangendbänke diskordant eingreifende Spaltenfüllungen beschränkt. Ein Teil der Bivalven wurde gemeinsam mit B. GRUBER (Linz) aufgesammelt, dem wir auch die artlichen Bestimmungen verdanken.

1) Probennummern 82/57, 82/58, 82/59 Profil Mitterberg Südleiten – Langobard

Daonella tyrolensis MOJSISOVICS

„*Veldedinella*“ *dieneri* ALMA

Die beiden Arten kommen zusammen vor. Sie bilden ein lockeres Haufwerk von untergeordnet parallel, häufiger im Spreitzgefüge gelagerter Schalen, die von mikritischem Sediment oder von geopetal angeordnetem sparitischem Zement umgeben sind. Eine nennenswerte Kompaktion ist nicht festzustellen. Die geringe Größe (max. 2 cm) der Schalen erschwerte die exakte Artbestimmung besonders bei *Daonella tyrolensis*.

Entsprechend den derzeit bekannten Daten sind die beiden gefundenen Arten für das Oberladin charakteristisch. Nach noch unpublizierten Untersuchungen von einem der Autoren (L. K.) hat *Daonella tyrolensis* seinen Schwerpunkt im unteren und mittleren Langobard, kommt jedoch auch im höchsten Langobard bzw. untersten Karn (z. B. Himalaya) vor. „*Veldedinella*“ *dieneri* dürfte auf das Ladin beschränkt sein.

2) Probennummer 82/81 Profil Mitterberg Südleiten – Karn

Halobia sp. juv. aus der Gruppe der *Halobia superba* MOJSISOVICS

Es handelt sich um ausschließlich juvenile, max 1 cm große, im Spreitzgefüge angelegerte Schalen, wobei die Zwischenräume mit sparitischem Zement gefüllt sind. Auf Grund ihrer Kleinheit sind die Formen artlich nicht näher anzusprechen, ihre gruppenmäßige Zuordnung ist jedoch gesichert. Halobien aus der Gruppe der *H. superba* sind nach GRUBER (pers. Mitt.) für das Karn charakteristisch.

5.2. Mikrofauna (Conodonten)

Namen, Verteilung und Häufigkeit der im Profil Mitterberg Südleiten enthaltenen Plattformconodonten sind Tab. 2 zu entnehmen. Die Ergebnisse beruhen auf der Auswertung von insgesamt 36 Proben, wobei das Probengewicht zwischen 1 und 3 kg schwankt. Grundsätzlich sind nur die anisischen Proben conodontenreich, die übrigen arm bis sehr arm an Conodonten. Im anisischen Biogenschuttkalk besteht übrigens eine positive Korrelation zwischen Benthos- und Conodontenreichtum, welche vielleicht auf eine verlangsamte Sedimentationsrate der unteren drei Profilmeter zurückzuführen ist.

Es wurden 11 Arten angetroffen, die sich auf die Gattungen *Gondolella* (9), *Epi-gondolella* (1) und *Gladigondolella* (1) verteilen. Ihre taxonomische Ansprache erfolgt im Sinne von KRZYSTYN 1983, mit zwei Ausnahmen: *Gondolella* sp. A (vgl. S. 196) und *Gondolella tornaensis* KOVACS, 1983. Letztere ist die bislang einzige *Gondolella*, die sich durch Rippen an den Seitenrändern der Plattform auszeichnet und daran leicht erkennbar ist. Unsere Funde sind jedoch bedeutend jünger als die von KOVACS, welche aus dem Mittelanis stammen, und deshalb mit cf. bestimmt.

Stratigraphie

Die Conodontenfaunen erlauben eine Unterteilung des Profils Mitterberg Südleiten

Alter KARN	Bereiche Spalten	kg	Probe Nr.	Gondolella constricta		Gondolella excelsa		Gondolella sp. A		Gondolella inclinata		Gondolella div. sp.		Gondolella		Summe	Biofazies			
				N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%					
L A A A A A A A A A A A	2	1,5	82/81																	
		2	83/4																	
		2	83/5																	
		2	83/2																	
		2	83/5																	
		2	82/59																	
		2	82/58																	
		1	82/10																	
		1	82/9																	
		1	82/49																	
		1	82/48																	
		I L A A A A A A A A A A	3	1	82/47															
1	82/45,1																			
1	82/45																			
1	82/43																			
1	82/42																			
1	82/41																			
3	82/40																			
1	82/39																			
3	82/38																			
3	82/37,1																			
3	82/37																			
1	82/36																			
1	82/35																			
1	82/35																			
1	82/34																			
3	82/33,1																			
1	82/33																			
3	82/32																			
3	82/31,1																			
1	82/31																			
1	82/30																			
1	82/29																			
1	82/28																			
1	82/27																			
1	82/26																			
1	82/25																			
A N I S I I	1	27	82/25																	
		66	82/25																	
		14	82/25																	
		34	82/25																	
		4	82/25																	
		6	82/25																	
		4	82/25																	
		27	82/25																	
		61	82/25																	
		46	82/25																	
		52	82/25																	
		41	82/25																	

Tab. 2. Conodonten (Verteilung, Faunenbereiche und Biofazies) im Profil Mitterberg Sütleiten.

in fünf Abschnitte, die weiter unten beschrieben werden. Bereich 1–3 folgen in normalem sedimentären Verband konkordant aufeinander. Die Bereiche 4 und 5 sind auf Spaltenfüllungen beschränkt, welche diskordant in den Bereich 3 eingreifen und deutlich jüngeres Alter besitzen (s. u.). Datiert wurden die Bereiche ausschließlich an Hand ihrer Conodontenfaunen.

Bereich 1:

Mächtigkeit: Rund 8 m

Alter: Oberanis (*constricta*–A. Z.).

Die Conodontenfaunen der Proben 82/25 bis 82/32 werden dominiert von *G. constricta* MOSHER, 1968, welche mindestens zwei Drittel, oft aber auch 95–100 % der Plattformen stellt. *G. excelsa* MOSHER & CLARK, 1965 ist die einzige, zumeist seltene Begleitform (vgl. Tab. 2).

G. constricta und *G. excelsa* ohne *Gladigondolella* (bzw. ohne *Gladigondolella*-Multielement) sind in den Nördlichen Kalkalpen – mit Ausnahme der Hallstätter Zone – kennzeichnend für das Oberanis (vgl. KOZUR 1980, 100). Derselbe Autor definiert diesen Zeitabschnitt als *excelsa*-A. Z. und korreliert ihn mit der *constricta*-A. Z. MOSHERs. Letztere wird hier bevorzugt, weil *G. constricta* 1) viel häufiger ist als *G. excelsa* und 2) im Gegensatz zu letzterer in allen Proben vorkommt.

Bereich 2:

Mächtigkeit: mind. 15 m (teilweise nicht aufgeschlossen)

Alter: Unterladin

Die insgesamt 16 Proben von 82/33 bis 82/45 enthalten wie der Bereich 1 *G. constricta* und *G. excelsa*, sowie darüber hinaus *Gladigondolella tethydis* bzw. das *Gladigondolella*-Multielement (ME). Allerdings ist *Gladigondolella* selten und fehlt in fast der Hälfte der Proben. Von 82/38 bis 82/43 fehlt *G. excelsa*, an ihre Stelle tritt *Gondolella* sp. A. Diese Form erinnert an *G. inclinata*, hat aber ein rechteckig abgestuftes Hinterende und eine *G. polygnathiformis* ähnliche Carina. Als stratigraphisch wichtiger Einzelfund ist schließlich *G. cf. pseudolonga* KOVACS, KOZUR & MIETTO, 1980 in 82/37.1, 4 m über der Basis des Bereiches 2, zu erwähnen. Ein beträchtlicher Teil (mind. 7 m) im oberen Bereich 2 konnte mangels Aufschlüssen nicht beprobt werden.

KOZUR & MOSTLER 1971 haben schon vor langem auf die Bedeutung des *tethydis*-Einsetzdatums im Raum der Nördlichen Kalkalpen und der Karpaten („Austroalpine Faunenprovinz“) hingewiesen. Sie benützen dieses Ereignis zur conodontenstratigraphischen Fixierung der Anis/Ladin-Grenze. Wie schließen uns ihrer Vorgangsweise an. Gleichzeitig möchten wir aber darauf aufmerksam machen, daß das *tethydis*-Datum von ihnen mit der Basis der *Avisianus*-Zone korreliert wird (z. B. KOZUR 1980), und sich diese Korrelation nicht mit unserem Befund deckt. Am Mitterberg kommt *Flexoptychites noricus*, eine charakteristische Ammonitenart der *Avisianus*-Zone (vgl. S. 191), 6 m unter *Gladigondolella tethydis* vor. Auch KRYSSTYN 1983, 252 erörtert ein jüngeres Alter des *tethydis*-Datums. Er parallelisiert es mit der Basis der über der *Avisianus*-Zone folgenden *Nevadites*-Zone und spricht diese – RIEBER 1974 folgend – als Untergrenze des Ladin an. Zwischen dem Erstauftreten der Astformen des *Gladigondolella*-ME in 82/33 und von *Gladigondolella* s. f. in 82/33.1 liegt im Profil rund ein Meter. Wir führen das auf die generelle Armut an Plattformconodonten in 82/33 zurück und messen dem sonst keine Bedeutung bei (vgl. S. 198).

Das Fehlen praktisch aller wichtigen Leitformen setzt einer Korrelation des Berei-

ches 2 mit den derzeit gebräuchlichen Zonierungen (KOZUR 1980, KRISTYN 1983) enge Grenzen. Auf das im Unterladin der Kalkalpen anscheinend weitverbreitete Phänomen stratigraphisch aussageschwacher Conodontenfaunen weist schon KOZUR 1980, 100 hin. Im Mitterbergprofil erlaubt nur *G. cf. pseudolonga* eine differenzierte Einstufung der Probe 82/37.1 in die *pseudolonga*-Zone des basalen Ladin. Ansonsten sind sowohl *G. constricta* als auch *G. excelsa* sehr langlebige Formen, die im gesamten Unterladin vorkommen. *Gondolella* sp. A., die auf den mittleren Teil des Bereiches 2 beschränkt ist, könnte vielleicht in Zukunft an Bedeutung gewinnen. Die Obergrenze des Bereiches 2 wird mit dem Aussetzen von *G. constricta* gezogen; ein Datum, das KRISTYN 1983 mit der Grenze Fassan/Langobard indiziert. Nach KOZUR 1980, Tab. 1 setzt dagegen *G. constricta* tiefer, innerhalb des Fassan aus. Differenzen in der Reichweite könnten durch Faziesabhängigkeit der Art (vgl. S. 198) begründet sein. Deshalb möchten wir keineswegs ausschließen, daß in adäquaten Faziesbereichen *G. constricta* auch ins Oberladin weiterreichen kann.

Bereich 3:

Mächtigkeit: ca. 33 m.

Alter: Oberladin

Bis zur Mitte ist das Probennetz ähnlich dicht wie in den Bereichen 1 und 2. Aus diesen 15 m stammen die Proben 82/45.1 bis 82/10, sowie 82/58 und 82/59. Darüber ist das Gestein nur undeutlich gebankt, wandbildend und unzugänglich; Testproben ergaben keine oder wenige Astform-Conodonten. Die nächste fündige Probe liegt 9 m über 82/59, entstammt der Oberkante der Wand und ist zugleich die stratigraphisch wichtigste des Bereiches. Ihr folgt mit ebenfalls 9 m Abstand die höchste im normal-sedimentären Verband stehende Probe 83/2. Der wandbildende Kalk ist am Mitterberg nicht nur im Profil, sondern im gesamten Verbreitungsgebiet sehr conodontenarm und derzeit faunistisch unterrepräsentiert. Wir hoffen mit einer geplanten Nachbeprobung von 4–5 kg im Meterabstand eine dem tieferen Profilabschnitt vergleichbar detaillierte Conodontenverteilung zu erhalten. Auch die 10 m mächtigen Bankkalk über 83/5 bedürfen einer ergänzenden Bearbeitung. Bis dahin sind die Ergebnisse sicher nur als vorläufig und im Detail keinesfalls als aussagekräftig zu betrachten.

Innerhalb der Fauna ist folgende Abfolge festzustellen:

- 1) Von 0–2 m über Basis Bereich 3 (82/45.1 – 82/47) nur *G. excelsa*.
- 2) Von 2–3 m (82/48) *G. excelsa* und *G. inclinata*.
- 3) Von 3 m über Basis bis top Bereich 3 (82/49 – 83/2) nur *G. inclinata* KOVACS, 1983, begleitet in den Proben 82/9 und 82/10 von *G. cf. tornaensis* KOVACS, 1983.
- 4) Die Probe 83/5 enthält je ein Exemplar von *G. trammeri* KOZUR, 1971, sowie von *Epigondolella mungoensis* (DIEBEL, 1956) und ist derzeit die stratigraphisch wertvollste des Bereiches 3.
- 5) *Gladigondolella tethydis* läuft durch.

Die im Oberladin gebräuchlichen Zonierungen (vgl. KOZUR 1980, KRISTYN 1983) sind auf den Bereich 3 nicht anwendbar. Sie beruhen auf Arten der Gattung *Epigondolella*, welche am Mitterberg vielleicht aus faziellen Gründen unterrepräsentiert sind (S.) und bislang nur in einer Probe gefunden wurden. *G. excelsa* und *G. inclinata* haben jede für sich eine sehr lange Reichweite. Stratigraphisch aussagekräftig sind sie wohl in ihrem Überschneidungsbereich. Der ist am Mitterberg sehr klein – auf einen Meter (82/48) beschränkt – und fällt nach KRISTYN 1983 ins untere

Oberladin. Somit muß die Grenze zum Unterladin unter 82/48 liegen. Sie wird hier mit der Basis des Bereiches 3, der mit dem Aussetzen von *G. constricta* definiert wird (s. o.), parallelisiert. Das leider einmalige Vorkommen von *Epigondolella mungoensis* und von *Gondolella trammeri* in 83/5 erlaubt eine Einstufung des Mittelteils von Bereich 3 in die *mungoensis*-Zone des mittleren Oberladin (vgl. KRYSZYN 1983). Dagegen kann die hangende Probe 83/2 sowohl ladinisch als auch unterkarnisch sein, wenn auch der geringe Abstand zu 83/5 eher für Ladin spricht.

Bereich 4:

Spaltengeneration 1

Alter: Unterkarn

Spaltenfüllungen der Generation 1 sind am Kamm des Mitterberges relativ häufig und durch ihre bunte, ockergelbe bis tiefrote Färbung sehr auffällig. Sie durchschlagen die oberen 10 m des Bereiches 3 bis in den Grenzbereich Bankkalk/„Massenkalk“ und bilden dort ausgedehnte, oft schichtparallele Spaltenetze mit lokal bis zu 20 cm Mächtigkeit. Es wurde je eine Probe aus der gelben und roten Variante untersucht, deren Faunen sich kaum unterscheiden. 83/3 führt *Gondolella inclinata*, *Gondolella tadpole* (= *Gondolella foliata* sensu KOVACS) und *Gladigondolella tethydis*, 83/4 enthält zusätzlich *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, 1965. Beide Proben sind sicherlich unterkarnisch.

Bereich 5:

Spaltengeneration 2

Alter: Hohes Unterkarn

Die Spaltengeneration 2 ist auf die oberen Meter des Bereiches 3 beschränkt und wegen der gleichen, grauen Färbung makroskopisch eher schwer vom Umgebungsgestein abzutrennen. Ihre Conodontenarmut dürfte mit der Art der Matrix des Spaltensedimentes zu erklären sein, die fast nur aus Sparit besteht. In der einzigen fündigen Probe 82/81 ist *Gondolella* sp. 1 sensu KRYSZYN 1983, 241 = *Gondolella tadpole* sensu KOVACS & KOZUR 1980 bzw. KOVACS 1983 vertreten. Sie hat eine Reichweite vom höheren Jul bis ins tiefe Tuval. Das Mitvorkommen des *Gladigondolella*-ME engt das Alter auf hohes Unterkarn ein.

6. Conodonten-Biofazies

Im Profil können vier Conodonten-Faziesbereiche unterschieden werden. Ihre Gruppierung entsteht durch Häufigkeitsunterschiede im Auftreten plattformtragender Elemente, d. h. von Arten der Gattung *Gondolella* und *Gladigondolella*. Astformelemente sind nicht oder nur allgemein (*Gladigondolella*-ME) berücksichtigt, da die meist bruchstückhafte Erhaltung eine exakte Auszählung erschwert. Generell ist im *Gondolella*-ME eine Überrepräsentanz des p-Elementes festzustellen, die Gründe hierfür sind nicht bekannt. Bezüglich der apparativen Zusammensetzung des *Gladigondolella*-ME und *Gondolella*-ME sei auf KOZUR 1976 und RIEBER 1980 verwiesen.

Von den insgesamt 36 Proben wurden sechs, jene mit weniger als vier Plattformelemente, statistisch nicht ausgewertet. Die relative Häufigkeit schwankt insgesamt zwischen 1 und 60 Plattformconodonten pro kg. Am reichsten sind die Biomikrite der Profilbasis (Proben 82/25 bis 82/28 mit 40–60 Expl. pro kg), während die Proben der oberen Profilhälfte eher conodontenarm sind (selten mehr als 10 Expl. pro kg). Für biofazielle Untersuchungen in der alpinen Mitteltrias sind daher Proben mit einem Ge-

wicht von 2 kg aufwärts sicherlich das Mindestmaß, es empfehlen sich eher 5 kg.

Mit einer Ausnahme (*excelsa* A-Fazies) werden die Faziesbereiche nach der jeweils dominierenden Art bzw. Artengruppe (s. u.) benannt; in der *excelsa* A-Fazies ist dies *Gondolella constricta*. Drei der vier Bereiche unterscheiden sich alleine durch die relative Häufigkeit der an sich übereinstimmenden Arten. Der vierte fällt durch das Fehlen von *Gladigondolella* deutlich heraus. Die vier Bereiche (*constricta*-F., *excelsa* A-Fazies, *excelsa* B-F., *tethydis*-F.) sind folgendermaßen verknüpft: – von 1) nach 3) durch abnehmend *Gondolella constricta* und zunehmend *Gondolella excelsa*; – von 2) nach 4) durch zunehmend *Gladigondolella tethydis*.

Die namensgebende Form steht jeweils für die gesamte Artengruppe. Das sind bei *Gondolella constricta* alle elongaten, niedrigzähligen *Gondolellen* des Oberanis und Ladin (*G. pseudolonga*, *G. longa*, *G. excentrica*, *G. bakalovi* etc.); bei *G. excelsa*: *G. sp. A*, *G. inclinata*, *G. tadpole*, *G. polygnathiformis* und *G. sp. 1*. In der *tethydis*-Fazies werden zwei Arten, nämlich *Gl. tethydis* und *Gl. malayensis* zusammengefaßt, wobei letztere nur vereinzelt auftritt.

6.1. Faziesbereiche

1) *Constricta*-Fazies (9 Proben)

Es dominiert *G. constricta* (6 x >90 %, nur 1 x <70 %). *G. excelsa* tritt untergeordnet auf (max. 34 %, teilweise – in zwei Proben – überhaupt nicht). *Gladigondolella* fehlt.

2) *Excelsa* A-Fazies (13 Proben)

Es dominiert wieder *G. constricta* (9 x >70 %, nur 1 x <50 %). Die *G. excelsa*-Gruppe tritt untergeordnet auf (max. 50 %, 6 x ≤ 10 %). *Gladigondolella* s. f. ist selten (<10 %) oder fehlt in mehr als der Hälfte der Proben. KOZUR 1976 beschreibt in den Kalkalpen ein früheres Einsetzen der Astformen des *Gladigondolella*-ME als jenes von *Gladigondolella* s. f. Ziemlich wahrscheinlich ist damit die *excelsa* A-Fazies gemeint. In dieser führen auf Grund der allgemeinen Seltenheit von *Gladigondolella* viele Proben die Astformen des *Gladigondolella*-ME ohne das p-Element (vgl. Tab. 2).

3) *Excelsa* B-Fazies (9 Proben)

Es dominiert – und nur hier – die *G. excelsa*-Gruppe (5 x >65 %, 2 x rund 50 %). *G. constricta* ist selten (max. 10 %), bzw. fehlt in der Mehrzahl der Proben (8 x). *Gladigondolella* tritt untergeordnet auf (>10 % bis <50 %).

4) *Tethydis*-Fazies (5 Proben)

Gladigondolella dominiert (>50 %). Die *G. excelsa*-Gruppe kommt untergeordnet vor (bis 30 %). *G. constricta* fehlt.

Wichtig ist weiters die – einmalige – Präsenz von *G. trammeri* und der *E. mungoensis*-Gruppe in 83/5. Beide sind in den Alpen möglicherweise charakteristisch für die *tethydis*-Fazies. Unklar bleibt in diesem Zusammenhang das biofaziell sehr weite, wenn auch disjunkte Verbreitungsspektrum der *Epigondolella mungoensis*-Gruppe, die ja ihr Häufigkeitsmaximum im außer- und randalpinen Raum erreicht. Es muß daher streng zwischen der „perimediterranen (sephardischen) *mungoensis*-Fazies“ und der „tethyalen *mungoensis*-Fazies“ (= *tethydis*-Fazies) unterschieden werden. Die außeralpine *mungoensis*-Fazies ist weltweit bekanntlich durch die Absenz von *Gladigondolella*

gondolella, in Europa zusätzlich durch das Fehlen alpiner *Gondolellen* gekennzeichnet. Sie dürfte biofaziell der *constricta*-Fazies am nächsten kommen.

Ein Vergleich mit bisher entwickelten Faziesmodellen (HIRSCH 1981, KRYSSTYN 1983) fällt schwer, da sie keine qualitative Klassifikation enthalten. Es erstaunt aber, Biofazies-Bereiche des Mitterberges anderswo als Provinzen wiederzufinden (KOZUR 1973, BUDUROV 1975). So entspricht etwa die *constricta*-Fazies qualitativ der Balkaniden Conodontenprovinz BUDUROVs, der Nevadischen Subprovinz KOZURs und der sogenannten „alpin-mediterranen Randbeckenfazies“ von KRYSSTYN 1983, 245. Die *excelsa* A-Fazies kehrt im Niveau I HIRSCH & LAGNYs 1970, 119 (Tab. 3) von Sappada, Oberitalien wieder, ist dort aber oberanisischen Alters. *Excelsa* B- und *tethydis*-Fazies sind beide faunistisch undifferenziert im Mesopelagischen Bereich von HIRSCH 1981 und im Pelagischen Bereich von KRYSSTYN 1983 enthalten.

6.2. Interpretation

Vor der Überinterpretation einer eindimensionalen, d. h. von einem einzigen und somit isoliertem Vertikalprofil stammenden Probeserie warnen schon MERILL & MARTIN 1976. Diese Warnung bekommt zusätzliches Gewicht durch die kleinen Probenmengen pro Faziesbereich, sowie durch die geringe Conodontenanzahl in vielen Proben (s. o.). Deshalb soll hier in erster Linie eine Bestandsaufnahme und nur in beschränktem Umfang eine Interpretation erfolgen. Letztere scheint erst nach einer vermehrten Probennahme und vor allem einer detaillierten mikrofaziellen Analyse des Profils wirklich erfolversprechend.

Soweit bisher Schliffuntersuchungen vorliegen (vgl. Kap. 2.), dürften die Gesteine der vier Faziesbereiche in relativ ähnlichen Wassertiefen nahe (Filamentdismikrite und -sparite), bzw. unterhalb (Mikrite und Biomikrite) der Wellengangsbasis gebildet worden sein. Die Makrofauna (Ammoniten, Halobiiden) spricht für ein offenes, pelagisch beeinflusstes Becken, die im Dünnschliff immer vorhandene Durchwühlung für ein oxidierendes, gut durchlüftetes Bodenmilieu. Trotz des relativ einheitlichen Charakters (Beckensedimente) nimmt die Conodontenhäufigkeit in der oberen Profilhälfte deutlich ab. Inwieweit die Reduzierung der Conodontenhäufigkeit das Produkt einer erhöhten Sedimentationsrate oder auf zunehmende Wassertiefe zurückzuführen ist, muß vorläufig offen bleiben. Sowohl die untersten wie die obersten Partien des Profils bestehen aus Mikriten, welche unterhalb der Wellenbasis gebildet wurden. Ihre eventuell unterschiedliche Wassertiefe ist schwer zu ermitteln und stellt letztendlich ein kumulatives Interpretationsprodukt verschiedener faunistischer Parameter dar. Dazu gehören etwa Art und Besiedlungsdichte des Benthos, das prozentuelle Verhältnis Benthos zu Plankton usw. Alles Daten, deren Erfassung zwar geplant ist, die aber über den Umfang und das Ziel dieser Arbeit hinausgehen. Folgende Aussagen über die vier Faziesbereiche des Mitterberges scheinen jedoch schon jetzt möglich:

- 1) Die vier verschiedenen Biofazien (= Bereiche) sind Ausdruck des Wechsels oder der „Evolution“ von Strukturen durch Anpassung an geänderte (Umwelts-) Bedingungen. Dabei ist eher an ein breites Band von Faktoren zu denken als an eine einfache Antwort im Sinne einer bathymetrischen Kontrolle.
- 2) Benachbarte Bereiche unterscheiden sich qualitativ nur wenig oder gar nicht. Im Paläozoikum, wo conodontenökologische Untersuchungen schon auf breiterer Basis bestehen, spiegeln sich stärkere Faziesunterschiede in qualitativ deutlich differierenden Faunenspektren wider (vgl. div. Arbeiten in BARNES 1976). Die faziellen Unterschiede zwischen den Bereichen 1–4 am Mitterberg sollten daher gering gewesen sein.

- 3) Die enge Verflechtung und das ähnliche Bildungsmilieu der Bereiche bei zugleich deutlicher quantitativer Faunendifferenzierung sprechen für eine hohe Sensibilität der Conodonten gegenüber lokalen Umweltfaktoren und vor allem für eine benthonische Lebensweise derselben.
- 4) Es besteht eine auffällige Kongruenz zwischen biostratigraphischen und Biofazies-Grenzen. Das trifft einerseits auf die Grenze Anis/Ladin zu, die im Profil mit dem Einsetzen von *Gladigondolella* definiert wird (vgl. S. 195), und damit dem Wechsel von der *constricta*- zur *excelsa* A-Fazies entspricht. Auch die zweite stratigraphische Grenze höherer Ordnung, jene zwischen Unter- und Oberladin, fällt fast mit der Grenze zweier Conodontenbereiche – von *excelsa* A zu *excelsa* B – zusammen. Der Verdacht, die gegenwärtige Conodontenstratigraphie nicht nur des Mittelbergprofils, sondern auch anderer faziell ähnlicher Areale der alpinen Mitteltrias sei in hohem Maße ökologisch gesteuert, ist somit nicht von der Hand zu weisen. Umso mehr, als in den hier gemeinten Reiflinger- und Partnachbecken z. B. die Grenze Unter-/Oberladin derzeit mit dem Einsetzen von *Epigondolella mungonensis* gezogen wird (vgl. BECHSTÄDT & MOSTLER 1974, MOSTLER & SCHEURING 1974, DONOFRIO, HEISLER & MOSTLER 1979), diese Form in ihrer „Alpin-Variante“ möglicherweise aber einen besonders engen Biofazies-Anspruch stellt (vgl. S. 196). Die Suche nach der Lösung dieser und verwandter Fragen wird sicherlich stimulierend auf weitere Studien wirken. Und von einer Klärung der Palökologie darf einiges erwartet werden. Nicht nur für die Conodontenstratigraphie sondern auch vielleicht für die Sedimente selbst, über deren anscheinend kleinräumig differenzierende Fazies noch kaum etwas bekannt ist.

7. Literatur

- ASSERETO, R., 1969: Sul significato stratigrafico della „Zona ad Avisianus“ del Trias medio delle Alpi. – Bull. Soc. Geol. It., 88, 123–145, 2 Abb., Roma.
- , 1971: Die Binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. 1, 179, 25–53, 5 Abb., Wien.
- , 1974: Aegean and Bithynian: proposal for two new Anisian substages. – Schriften. Erdwiss. Komm., österr. Akad. Wiss., 2, 23–39, 8 Abb., Wien.
- BARNES, C. R. (ed.), 1976: Conodont paleoecology. – Geol. Ass. Can., Spec. paper, 15, 324 S., Waterloo (Ontario).
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H., 1974: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4/5–6, 1–74, 4 Abb., Innsbruck.
- BUDUROV, K., 1975: Die triassischen Conodontenprovinzen auf dem Territorium Bulgariens. – Compr. rendus Acad. bulg. Sciences, 28/12, 1681–1684, 1 Tab., Sofia.
- BYSTRICKY, J., 1973: Triassic of the West Carpathians Mts.; Guide to excursion D. – X. Congr. of Carpathian-Balkan geol. Ass. – 137 S., 34 Abb., Bratislava.
- DIENER, C., 1900: Die triassische Cephalopodenfauna der Schiechlinghöhe bei Hallstatt. – Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. 13(1), 1–42, Taf. 1–3, Wien.
- DONOFRIO, D. A., HEISLER, G. & MOSTLER, H., 1979: Zur tektonischen und stratigraphischen Position des Martinsbühels bei Innsbruck. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 7/7, 1–43, 12 Abb., 1 Tab., Innsbruck.
- GAETANI, M., 1969: Osservazioni paleontologiche e stratigrafiche sul l'Anisico del-

- le Giudicarie (Trento). — Riv. ital. Paleont. 75(3), 469–546, 15 Abb., T 31–37, Mailand.
- GEYER, G., 1889: Beiträge zur Geologie der Mürzthaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. — Jb. Geol. R.-A., 39, 497–784, 18 Abb., pl. 13, Wien.
- HAUER, F., 1888: Die Cephalopoden des bosnischen Muschelkalkes von Han Bulog bei Sarajevo. — Denkschr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 54, 1–50, T. 1–8, Wien.
- , 1892: Beiträge zur Kenntnis der Cephalopoden aus der Trias von Bosnien, I: Neue Funde aus dem Muschelkalk von Han Bulog bei Sarajevo. — Denkschr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 59, 251–296, Taf. 1–15, Wien.
- HIRSCH, F., 1981: Some late Eo- and Mesotriassic conodont-multielements: notes on their taxonomy, phylogeny and distribution. — Arch. Sc. Geneve, 34/2, 201–210, 1 Taf., Genf.
- & LAGNY, P., 1970: Sur l'âge de la formation de Livinallongo (Buchenstein) — Trias moyen — et des emersions contemporaines, dans la région de Sappada (Alpes Carniques occidentales — Italie). — C. R. des sciences, SPHN Geneve, N.S. 5/1, 102–122, 2 Abb., Genf.
- KITTL, E., 1912: Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. — Res. wiss. Erforsch. Balatonsee. — I. Bd., 1. Tl., Anhang: Paläont. II. Bd., 229 S., 37 Abb., 10 Taf., Budapest.
- KOVACS, S., 1983: On the evolution of excelsa-stock in the Upper Ladinian-Carnian (Conodonta, genus *Gondolella*, Triassic). — Schriftenr. Erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., 5, 107–119, 1 Abb., 6 Taf., Wien.
- KOZUR, H., 1973: Faunenprovinzen in der Trias und ihre Bedeutung für die Klärung der Paläogeographie. — Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck, 3/8, 47 S., Innsbruck.
- , 1976: Paleogeology of the triassic conodonts and its bearing on multielement taxonomy. — Geol. Ass. Can., Spec. paper, 15, 313–324, 1 Abb., Waterloo (Ontario).
- , 1980: Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10/3–4, 79–172, 2 Abb., Innsbruck.
- & MOSTLER, H., 1971: Probleme der Conodontenforschung in der Trias. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1/4, 17 S., 2 Taf., Innsbruck.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A., 1962: Die Mürzalpendecke — eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. — Sitzber. österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, 171, 1. und 2. Heft, 39 S., 1 Abb., Wien.
- & TOLLMANN, A., 1983: Überregionale Züge der Tethys in Schichtfolge und Fauna zwischen Europa und Fernost, speziell China. — Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., 5, 177–230, 10 Abb., 2 Tab., 14 Taf., Wien.
- KRYSTYN, L., 1983: Das Epidaurus-Profil (Griechenland) — ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. — Schriftenr. erdwiss. Komm., österr. Akad. Wiss., 5, 231–258, 4 Abb., 8 Taf., Wien.
- & GRUBER, B., 1974: *Daonella lommeli* (WISSMANN) im Hallstätter Kalk der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974/5, 179–286, Stuttgart.
- LEIN, R., 1972: Stratigraphie und Fazies der Obertrias der Mürzthaler Kalkalpen. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 144 S., 25 Abb., 13 Beil., Wien.
- , 1981: Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürzthaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 27, 207–235, 4 Abb., 1 Taf., Beil. 12, Wien.

- , 1983: Vorbericht über die Stratigraphie und Tektonik der Hüpflinger Deckschollen-Gruppe (Östliche Kalkhochalpen, Stmk.). – Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S 15, 237–247, 4 Abb., Graz.
- MARTELLI, A., 1904: Cefalopodi triasici di Boljevici presso Vir nel Montenegro. – *Paleontogr. ital.*, 10, 75–139, 10 Abb., Taf. 5–14, Pisa.
- , 1906: Contributo al Muschelkalk superiore nel Montenegro. – *Paleontogr. ital.*, 12, 97–154, 11 Abb., Taf. 5–11, Pisa.
- MOJSISOVICS, E. v., 1882: Die Cephalopoden der mediterranen Trias. – *Abh. geol. R.-A.*, 10, 1–320, 94 Taf., Wien.
- MERILL, G. K. & MARTIN, M. D., 1976: Environmental control of conodont distribution in the Bond and Matoon Formations (Pennsylvanian, Missourian), Northern Illinois. – *Geol. Ass. Can., Spec. paper*, 15, 243–271, 6 Abb., Waterloo (Ontario).
- MOSTLER, H. & SCHEURING, B. W., 1974: Mikrofloren aus dem Langobard und Cordevol der Nördlichen Kalkalpen und etc. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 4/4, 35 S., 3 Abb., 2 Taf., Innsbruck.
- PLÖCHINGER, B., 1984: Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). – *Geol. Rdsch.*, 73, 1, 293–306, Stuttgart.
- RIEBER, H., 1974: Ammoniten und Stratigraphie der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) der Tessiner Kalkalpen. – *Schriftenr. erdwiss. Komm., österr. Akad. Wiss.*, 2, 167–176, 2 Abb., 2 Taf., Wien.
- , 1980: Ein Conodonten-Cluster an der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio (Kt. Tessin, Schweiz). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 83, 265–274, 1 Abb., 2 Taf., Wien.
- SALAJ, J., BIELY, A. & BYSTRICKY, J., 1967: Trias-Foraminiferen in den Westkarpaten. – *Geol. Prace*, 42, 119–136, Tab. 1–4, Taf. 1–8, Bratislava.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNERBERGER, W., 1975: Das Prinzip der stratigraphischen Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 66/67 (1973/1974), 165–193, 2 Abb., Wien.
- SPENGLER, E., 1931 a: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte . . . Blatt Schneeberg – St. Ägyd. – 108 S., 1 Prof.-Taf., Wien (Geol. B.-A.).
- , 1931 b: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Schneeberg und St. Ägyd am Neuwalde, Wien (Geol. B.-A.).
- , 1931 c: Die Puchberg–Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, 81, 487–531, 1 Abb., Taf. 18–19, Wien.
- SZABO, I., KOVACS, S., LELKES, GY. & ORAVECS-SCHEFFER, A., 1980: Stratigraphic investigation of an Pelsonian–Fassanian section at Felsőörs (Balaton Highland, Hungary). – *Riv. Ital. Paleont.*, 85/3–4, 789–806, 2 Taf., Milano.
- THURNER, A., 1952: Die Puchberg- und Mariazeller Linie. – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I*, 160, 8. u. 9. H., 639–672, 8 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A., 1976 a: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – *Monographie der Nördlichen Kalkalpen*, Bd. 2, XVI + 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- , 1976 b: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. – *Monographie der Nördlichen Kalkalpen*, Bd. 3, IX + 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke).
- , 1980: Neuere Ergebnisse über die deckentektonische Struktur der Kalkhochalpen. –

- Mitt. österr. geol. Ges., 71/72 (1978/1979), 397–402, 1 Abb., Wien.
- , 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, 4 Abb., 1 Tab., Wien.
- VENZO, S. & PELOSIO, G., 1968: Nuova fauna ad Ammonoidi dell'Anisico superior della Lenna in Val Brembana (Bergamo). – Mem. Soc. ital. Sci. nat., 17(2), 73–141, 5 Abb., Taf. 7–17, Milano.

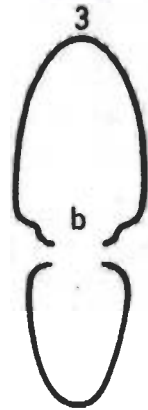
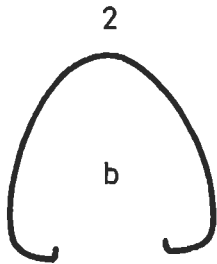
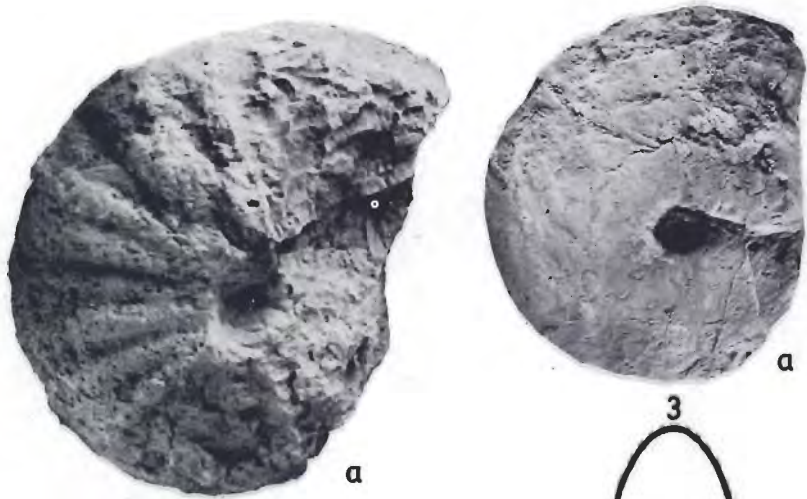
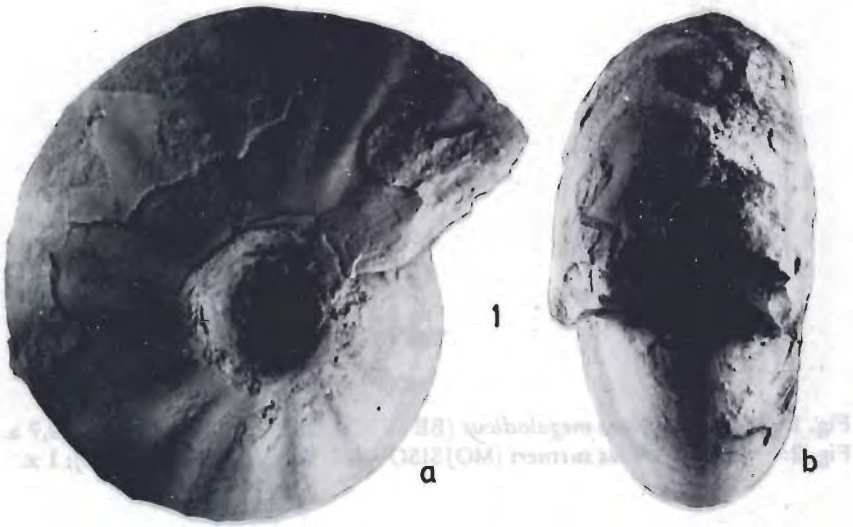
Das Probenmaterial zu dieser Arbeit wird am Institut für Geologie der Universität Wien aufbewahrt.

TAFEL 1

in natürlicher Größe

- Fig. 1: *Ptychites opulentus* MOJSISOVICS, 1882. – 82/4 (Illyr 1).
Fig. 2: *Ptychites oppeli* MOJSISOVICS, 1882. – 82/4 (Illyr 1).
Fig. 3: *Flexoptychites gibbus* (BENECKE, 1866). – 82/71 (Illyr 1).

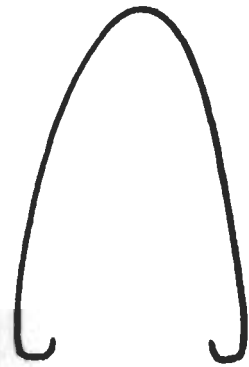
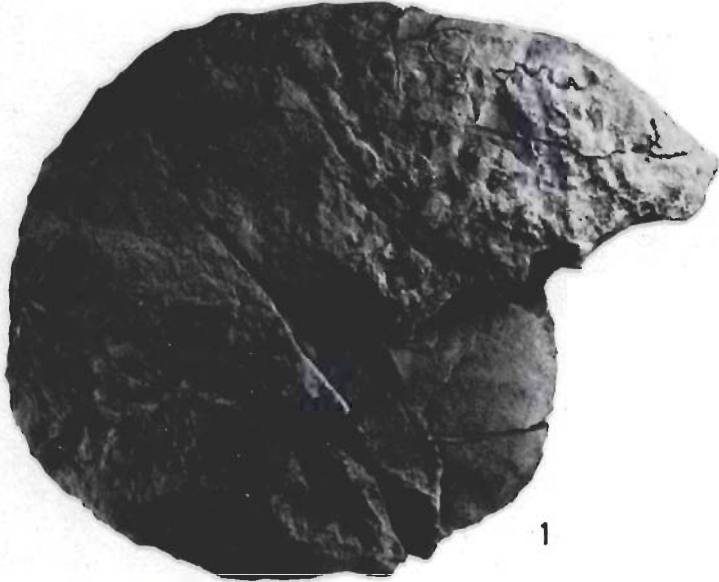
TAFEL 1



TAFEL 2

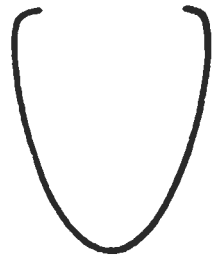
- Fig. 1: *Discoptychites megalodicus* (BEYRICH, 1867). — 82/4 (Illyr 1); 0,7 x.
Fig. 2: *Discoptychites sutneri* (MOJSISOVICS, 1882). — 82/4 (Illyr 1); 1 x.

TAFEL 2



b

a 2



Bemerkungen zur Morphologie und Ökologie
von *Otapiria marshalli alpina* ((ZAPFE) aus den
Zlambachmergeln (Obertrias) von Österreich

von
Bernhard GRUBER

mit
2 Abb. und 1 Taf.

Anschrift des Verfassers:
Dr. Bernhard Gruber
O.Ö. Landesmuseum
Museumstraße 14
A-4020 Linz

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	29	S. 207 – 216	Wien 1984
---------------------------------------	----	--------------	-----------

1. Zusammenfassung

Das erste autochthone Vorkommen von *Otapiria marshalli alpina* im Bereich der westlichen Tethys zeigte, daß diese Bivalven epibenthonisch lebende Schlammfaziesbewohner eines mehrminder weniger gut durchlüfteten Milieu's des sublitoralen bis epineritischen Bereiches waren. Durch die ausgezeichnete Schalenerhaltung, besonders des Schloßrandes und der Ligament-Area konnten weitere morphologische Gemeinsamkeiten mit der im Umriß und Berippung sehr ähnlichen Gattung *Monotis*, speziell mit deren inequivalven Vertretern nachgewiesen werden. Die systematische Stellung des Genus *Otapiria* innerhalb der Familie der Monotidae kann somit als gesichert angesehen werden.

Abstract

The first autochthonous occurrence of *Otapiria marshalli alpina* in the area of the western Tethys showed that these pelecypods were epibenthonic inhabitants of a mud facies of fairly well oxygenated environment in a sublitoral to epineritic realm. Thanks to the excellent conservation of the shell, especially of the hinge and of the ligament area, further morphological features in common with the genus *Monotis*, which is very similar in shape and ribbing, and especially with the inequivalve representatives of *Monotis* could be proven. Thus the systematic position of the genus *Otapiria* within the family Monotidae is firmly demonstrated.

2. Einleitung

Bei der Aufnahme eines Profiles im klassischen Zlambachmergel-Areal östlich von Bad Goisern/Oberösterreich, das zirka 800 m südlich der Roßmoosalm liegt, zeigte es sich, daß unter den zahlreichen Makrofossillagen, dem Vorkommen von *Otapiria* (*Otapiria marshalli alpina*) eine wichtige Bedeutung zukommt (s. Probe RM 95 im Detailprofil der Zlambachschiechten des Roßmoosgrabens in HOHENEGGER & PILLER 1977). Diese Otapirienlage ist das einzige aus dem Bereich der westlichen Tethys bekannte autochthone Vorkommen dieser Bivalvenart. Die Autochthonie dieses Vorkommens wird vor allem aus dem Verhältnis von linken zu rechten Klappen, das 1,0 : 1,2 beträgt und aus der doppelklappigen Erhaltung vieler Exemplare, bestätigt.

Das Auftreten des Genus *Otapiria* in diesem Teil der Tethys wurde erstmals von GRANT-MACKIE & ZAPFE 1973 (s. auch KOCHANOVA 1977 aus den Westkarpaten) beschrieben und betraf ausschließlich synchron allochthone Schalenablagerungen. Denn ähnlich wie bei den von COX 1962 erwähnten Lagern mit *Rhätavicula contorta*, waren in diesen Vorkommen flache rechte Klappen, bedingt durch Frachtsonderung äußerst selten zu finden. Erst der Fund der autochthonen Ablagerung von *Otapiria marshalli alpina* machte es möglich, einige Aussagen über ihre Lebensweise und ihren Lebensraum zu tätigen. Durch den hervorragenden Erhaltungszustand der Schalen, konnten weiters erstmals einige neue morphologische Details zur Artdiagnose von *Otapiria marshalli alpina*, die ZAPFE 1973 auf Grund ihrer höheren Rippenanzahl von *Otapiria marshalli* (s. Abb. 2) abtrennte, hinzugefügt werden. Ferner wurde es möglich, vor allem im Bezug auf die Ausbildung der Ligament-Area und des Byssohres Vergleiche zur Gattung *Monotis* durchzuführen.

3. Morphologie von *Otapiria marshalli alpina*

Otapiria marshalli alpina ist eine inequivalente, dysodonte Bivalve mit einem geraden Schloßrand (Taf. 1/Fig. A, E). Weiters besitzt diese Bivalve inequilateral prosokline Klappen, deren Umriß sehr variabel ist (vgl. Abb. 2). Diese Spezies ist durch folgende morphologische Merkmalskomplexe charakterisierbar: Die linke, bei vielen Arten auch etwas größere Klappe, ist bei weitem stärker gewölbt als die rechte Schale (Taf. 1/Fig. B, F). Der prosogyre, stark gewölbte Umbo überragt den Schloßrand. Auf der flachen rechten Klappe ist anterior ein schmales, kurzes, parallel zur Sagittalebene und zum Schloßrand verlaufendes Byssurohr ausgebildet, das durch eine tiefe Furche – auricular sulcus – von der übrigen Schale getrennt wird (Taf. 1/Fig. E–G). Beiderseits des Byssusschlitzes befindet sich je eine Reihe knotenförmiger Gebilde, dorsal die auricular cruceae und ventral die Ctenolien (vgl. *Aucellina* sp. juv. in JONES et al. 1977), die das Ctenolium (Taf. 1/Fig. G) bilden. Das triangulare Ligament liegt semi-amphidetisch (Taf. 1/Fig. C, D). Ungefähr ein Viertel bis ein Fünftel der etwas vertieften Ligament-Area – ligament pit –, befindet sich vor der Umbospitze. Der hintere, in Breite und Länge äußerst variable flügelartige Schalenteil geht sowohl auf der rechten als auch linken Schale ohne scharfe Abgrenzung aus dem posterioren Schalenabschnitt hervor (Taf. 1/Fig. E, F). Die Skulptur der Schale besteht einerseits aus, in der Breite und Höhe variierenden, sich bündelförmig aufspaltenden Radialrippen, die durch unterschiedlich breite und tiefe Intercostalfurchen voneinander getrennt werden. Bei allen Arten bestehen zwischen linker und rechter Klappe mehrminder starke Differenzen in der Radialskulptur (Abb. 1). Andererseits wird die Schale mit konzentrischen, parallel zu den Anwachslinien verlaufenden Falten bedeckt.

Spezies der Gattung <i>Otapiria</i>	Rechte Klappe	Radiale Berippung		
		Rippenanzahl	Linke Klappe	Rippenanzahl
<i>Otapiria ussuriensis</i> (VORONETZ)	schwach		fein, dicht	
<i>Otapiria marshalli</i> (TRECHMANN)	schwach	52 – 95	sehr dicht	54 – 105
<i>Otapiria limaeformis</i> (ZAKHAROV)	schwach bis fehlend	schwach bis fehlend	fein, dicht	90 – 100
<i>Otapiria marshalli alpina</i> (ZAPFE)	schwach	60 – 98	sehr dicht	90 – 140
<i>Otapiria tailleuri</i> (IMLAY)	feiner als auf der linken Klappe	80 – 100	fein, dicht	105 – 170

Abb. 1: Skulpturelle Unterschiede zwischen der linken und rechten Klappe bei verschiedenen Arten der Gattung *Otapiria* (mod. nach IMLAY 1967:B4).

Fig. 1 : Differences in sculpture between left and right valve with various species of genus *Otapiria* (mod. according to IMLAY 1967:B4).

4. Systematische Stellung

Die Gattung *Otapiria*, von MARWICK (1935) zur Familie der Pteriidae gestellt, wird von ZAKHAROV (1962) und nach ihm von fast allen Autoren zur Familie der Monotidae gerechnet. Ausschließlich der „monotidae Habitus“ der Otapirien (d. h. die große Übereinstimmung ihrer Schalenform und Berippung mit *Monotis*) war für diese systematische Zuordnung allein ausschlaggebend. Jedoch bestehen darüber hinaus weitere wichtige morphologische Gemeinsamkeiten mit Vertretern des Genus *Monotis*, die diese Zugehörigkeit zusätzlich noch unterstreichen: Die triangulare Ligament-Area, die bei *Otapiria* semiamphidet, bei den Angehörigen der Gattung *Monotis* sowohl semiamphidet als auch opistodet liegen kann. Das als deutliches Unterscheidungsmerkmal zwischen diesen beiden Genera angesehene tiefe „ligament pit“ der Arten des Genus *Otapiria*, läßt sich ebenfalls bei einigen Vertretern von *Monotis*, wie z. B. bei *Monotis subcircularis* (s. WESTERMANN 1962, Taf. 117, Fig. 5 a) beobachten. Bei allen Angehörigen der Gattung *Otapiria* liegt das Byssusohr, wie bei den inequivalven Vertretern des Genus *Monotis* in einer Ebene mit der Sagitalebene, bzw. verläuft parallel zum Schloßrand. Hingegen besitzen die equivalven Vertreter von *Monotis*, s. WESTERMAN (1962:756) auf der rechten Klappe ein nicht nur Cardinal-Axe parallel verlaufendes Byssusohr. Dieses Ohr ist in einem stumpfen Winkel zum Schloßrand – transvers – d. h. zur linken Klappe hin gerichtet.

Das Genus *Pleuromysidia* (ICHIKAWA 1954:52) mit der Typusart *Pleuromysidia dubia* wurde von ZAKHAROV (1962) zur Gattung *Otapiria* und damit zur Familie der Monotidae gestellt. Jedoch unterscheiden sich Pleuromysidien von der Familien-diagnose der Monotidae vor allem durch die bei weitem stärker als die linke, gewölbte rechte Klappe, und können aus diesem Grund weder zur Familie der Monotidae noch zur Gattung *Otapiria* gestellt werden (s. IMLAY 1967).

5. Ökologie

In der Literatur werden insbesondere für die Vertreter der Familie der Monotidae – *Monotis* und *Otapiria* – eine pseudoplanktonische Lebensweise (pseudoplanktonisch i. S. von WEST 1977:79) postuliert. Jedoch wurden dabei schalenmorphologische und aktuopaläontologische Aspekte, wie Art der Schalenvorkommen kaum berücksichtigt. ICHIKAWA (1958), partim WESTERMANN (1973), HALLAM (1967) und HAYAMI (1969) schließen auf eine pseudoplanktonische Lebensweise dieser beiden Gattungen vor allem aus ihrer kosmopolitischen Verbreitung, der teilweisen pelagischen Begleitfauna und aus dem Vorkommen dieser beiden monotiden Bivalvengattungen in einem schwach reduzierenden Milieu (s. auch SCHMIDT 1935 und SCHWARZACHER 1948). WESTERMANN (1962:756, 1973:253) und GRANT-MACKIE (1980:243) ziehen für die großwüchsigen, inequivalven Vertreter der *Monotis ochotica*-Gruppe eine benthonische Lebensweise in Betracht. Die kosmopolitische Verbreitung dieser Monotidae führt WESTERMANN darauf zurück, daß hier möglicherweise nur ein geringer Teil der Population angeheftet an flotierenden Objekten (nach GRANT-MACKIE 1980 könnten es große Algen, ähnlich den kelp-beds gewesen sein) lebte und so weltweit verbreitet werden konnte.

Wie unter anderem die Untersuchungen von SCHELTEMA (1971 a, b) und THIEDE (1974) an rezenten benthonisch lebenden Molluskenpopulationen gezeigt haben, ist diesen mittels ihrer planktonisch pelagischen Larvalphase eine rasche Verbreitung, ohne pseudoplanktonische Lebensweise im Adultstadium, möglich. Wäh-

rend dieser planktonischen Phase können die Molluskenlarven mittels Strömungen über große Distanzen transportiert werden. Außerdem ist es einem Teil dieser Larven möglich, bei ungünstigem "environment" die Dauer ihrer pelagischen Larvalphase zu verlängern. Aus diesen Untersuchungen kann (s. SCHELTEMA 1971 a, b) geschlossen werden, daß sich die kosmopolitische Verbreitung vieler Monotidae nicht aus einer pseudoplanktonischen Lebensweise im Adultstadium, sondern aus ihrem planktonischen Larvenstadium erklärt.

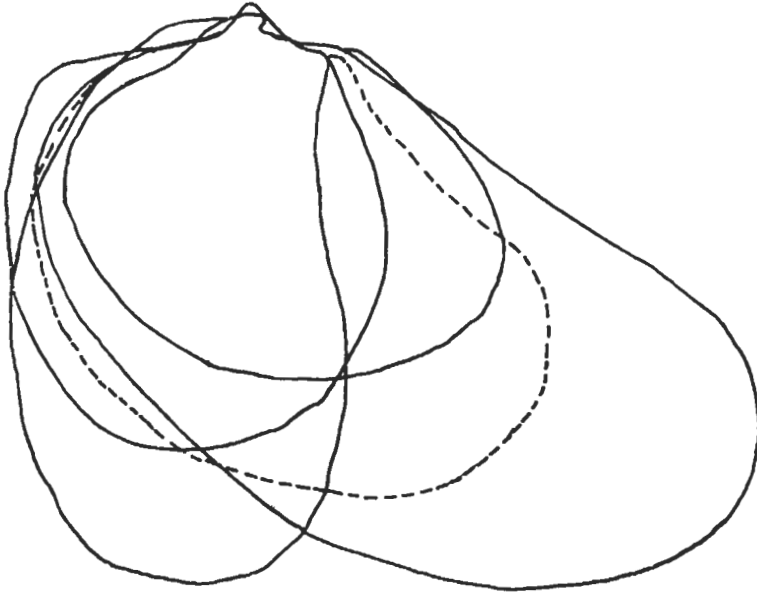


Abb. 2: Umrißvariabilität bei *Otapiria limaeformis* nach ZAKHAROV (1962).

Fig. 2: Variability in shell shape with *Otapiria limaeformis* according to ZAKHAROV (1962).

Die Arbeiten von KAUFFMAN (1969), STANLEY (1970, 1972) und VOGEL (1975) zeigen deutlich auf, daß die Schalenmorphologie der Bivalven, abgesehen von der Ultrastruktur ihrer Schalen, vor allem ihre Lebensweise widerspiegelt. So würde eine benthonische Lebensweise der Monotidae, insbesondere der Gattung *Otapiria* besonders durch folgende morphologische Merkmalskomplexe untermauert werden.

- a) Alle Arten der Gattung *Otapiria* besitzen mehrminder inequilaterale und inequivalente Klappen. Dies bedeutet, daß bei allen Vertretern des Genus *Otapiria*, wie bei den meisten byssat lebenden Pectinacea, Pteriacea und Anomiacea s. STANLEY (1970:30) und VOGEL (1975:486) die flache rechte Klappe mit dem Substrat in Kontakt steht, und damit eine Lebensweise mit nicht senkrecht gehaltener Sagittalebene besitzen.
- b) Die starken skulpturellen Unterschiede zwischen gewölbter linken und flacher rechten Klappe (s. Abb. 1), die nach STANLEY (1970:30) dadurch bewirkt werden, daß unterschiedliche Umwelteinflüsse (environmental conditions) auf die beiden Schalen wirken.
- c) Die große Variabilität des Schalenumrisses bei vielen Arten der Gattung *Otapiria*.

Diese Variabilität ist auf unterschiedliche Umwelteinflüsse (environmental conditions), die innerhalb des Lebensraumes einer Otapirienpopulation geherrscht haben, wie dies WRIGHT (1972) am Beispiel von *Mytilus galloprovincialis* zeigt, zurückzuführen (s. Abb. 2).

Nicht nur diese morphologischen Kriterien der Otapirien schließen mit hoher Wahrscheinlichkeit eine planktonische bzw. pseudoplanktonische Lebensweise aus, sondern auch ihre große fazielle Abhängigkeit. Aus den autochthonen bis parautochthonen Otapirienvorkommen kann geschlossen werden, daß diese monotiden Bivalven, wie z. B. im jüngeren Mesozoikum einige Inoceramen (s. THIEDE et al. 1977), epibenthonisch lebende Schlammfaziesbewohner darstellen, die teilweise an ein mehrminder weniger gut durchlüftetes Milieu des tieferen sublitoralen/neritischen bis oberen bathyalen/hemipelagischen Bereiches angepaßt waren.

Bei ihrer epibenthonischen (epibyssalen) Lebensweise kämen für diese Formen zwei Anheftungsunterlagen in Frage. Einerseits eine Anheftung an primär festsitzenden Pflanzen (=epiphytische Lebensweise), andererseits an andere sekundäre Hartgründe wie Schalenbruchstücke etc. (=epizoische Lebensweise). In dem Otapirien führenden Horizont (Probe RM 95) dominieren vor allem inkrustierende Foraminiferen. Diese haben wahrscheinlich auf Algen festsitzend gelebt, da sie nie inkrustiert auf Hartteile gefunden werden. Deshalb ist bei *Otapiria marschalli alpina* dieses Horizontes anzunehmen, daß diese Bivalven ebenfalls eine epiphytische Lebensweise besaßen. Jedoch ist teilweise ein Transport durch vom Grund losgerissener Algenmatten, an denen diese Schlammfaziesbewohner befestigt waren und damit eine scheinbare pseudoplanktonische, i. S. von FRIEDRICH (1965) fakultativ pelagische Lebensweise nicht auszuschließen. Diese Annahme wird vor allem dadurch bekräftigt, da rezente eine solche Art des Transportes immer wieder beobachtet werden kann, wie dies z. B. STANLEY (1972:189) beschreibt.

Für das Überlassen des Otapirienmaterials und für eine rege Diskussion sei an dieser Stelle den Herren Dr. J. HOHENEGGER und Dr. W. PILLER (beide Wien) gedankt. Herrn Prof. Dr. F. STEININGER (Wien) danke ich für zahlreiche Ratschläge und für die Durchsicht des Manuskriptes. Die Untersuchungen wurden vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, Projekt „Zlambachmergel der alpinen Obertrias“ (Nr. 2864) ermöglicht.

6. Literatur

- COX, L., 1962: New Genera and Subgenera of Mesozoic Bivalvia. — *Palaeontology* 4, 592–598, London.
- et al., 1969: Systematics descriptions. (In:) MOORE, R. C. (ed.): *Treatise on Invertebrate Palaeontology Part N, Mollusca* 6, N 225–N 489, Kansas.
- DUFF, K. L., 1975: Palaeoecology of a bituminous shale. — *The Lower Oxford Clay of Central England*. — *Palaeontology* 18, 443–482, London.
- FRIEDRICH, H., 1965: *Meeresbiologie*. — 436 pp. (Borntraeger), Berlin–Nikolasee.
- GRANT-MACKIE, J. A. & ZAPFE, H., 1973: *Otapiria* (Monotidae, Bivalvia) aus den Zlambach-Schichten des Salzkammergutes, OÖ. — *Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, Jg. 1973, 4 pp., Wien.
- GRANT-MACKIE, J. A., 1980: Mode of life and adaptive evolution in the cosmopolitan Triassic bivalve *Monotis*. — *J. Malacological Soc.*, 4/4, 242–243, Australia.

- HALLAM, A., 1967: The bearing of certain palaeozoogeographic data on continental drift. — *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 3, 201–241, Amsterdam.
- , 1977: Jurassic bivalve biogeography. — *Palaeobiology* 3, 58–73, Chicago.
- HAYAMI, I., 1969: Notes on Mesozoic "planktonic" bivalves. — *Jour. Geol. Soc. Japan* 75, 375–385, Tokyo.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W., 1977: Über ein Vorkommen von *Triasina hantkeni* MAJZON in Zlambachmergeln (Obertrias). — *Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, Jg. 1977, 6 pp., Wien.
- ICHIKAWA, K., 1954: Early Neo-Triassic pelecypods from Iwai, near Itsukaichi, Tokyo Prefecture. — *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, 25, 177–195, Tokyo.
- , 1958: Zur Taxonomie und Phylogenie der triadischen „Pteriidae“ (Lamellibranch.), mit besonderer Berücksichtigung der Gattungen *Claraia*, *Eumorphotis*, *Oxytoma* und *Monotis*. — *Palaeontographica A*: 111, 131–212, Stuttgart.
- IMLAY, W. R., 1967: The Mesozoic Pelecypods *Otapiria* MARWICK and *Lupherella* IMLAY, New Genus, in the United States. — *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper* 573–B, B1–B11, Washington.
- JONES, D. L. & PLAFKER, G., 1977: Mesozoic megafossils from DSDP Hole 327A and Site 330 on the eastern Falkland Plateau. — (In:) WISE, Sh, W. (ed.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 36, 845–855. — U.S. Government Printing Office, Washington.
- KAUFFMAN, E. G., 1969: Form, Function and Evolution. — (In:) MOORE, R. C. (ed.): *Treatise on Invertebrate Palaeontology Part N, Mollusca* 6, N129–N205, Kansas.
- KOCHANOVA, M., 1977: First record of the genus *Otapiria* in the West Carpathians. — *Zapadne Karpaty, ser. paleontologia*, 2–3, 221–226, Bratislava.
- MARWICK, J., 1935: Some New Genera of the Myalinidae and Pteriidae of New Zealand. — *Trans. Roy. Soc. New Zealand* 65, 295–303, Washington.
- SCHELTEMA, R. S., 1971 a: The dispersal of the larvae of shoal-water benthic invertebrate species over long distance by ocean currents. — (In:) CRISP, D. J. (ed.): *Proc. Fourth European Sympos. Mar. Biol.* 7–28 (University Press), Cambridge.
- , 1971 b: Larval dispersal as a means of genetic exchanges between geographically separated populations of shallow-water benthic marine gastropods. — *Biol. Bull.* 140, 284–322, Woods Hole, Massachusetts.
- SCHMIDT, H., 1935: Die binomische Einteilung der fossilen Meeresböden. — *Fortschr. Geol. Paläont.* 12, 1–154, Berlin.
- SCHWARZACHER, W., 1948: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. Hallstätterkalke von Hallstatt und Ischl. — *Jb. geol. B.-A.*, 91, 1–48, Wien.
- STANLEY, S. M., 1970: Relation of shell form to life habits of the *Bivalvia* (Mollusca). — *Geol. Soc. Amer. Mem.* 125, 496 pp., Boulder.
- , 1972: Functional morphology and evolution of byssal attached bivalve mollusk. — *Jour. Paleont.* 46, 165–212, Tulsa.
- THIEDE, J., 1974: Marine bivalves: distribution of mero-planktonic shell-bearing larvae in eastern North Atlantic surface waters. — *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 15, 267–290, Amsterdam.
- & DINKELMAN, M. G., 1977: Occurrence of *Inoceramus* remains in Late Mesozoic pelagic and hemipelagic sediments. (In:) SUPKO, P. P. (ed.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 39, 899–910, U. S. Government Printing Office, Washington.

- VOGEL, K., 1975: Forschungsbericht über Muscheln. — Paläont. Z., 49, 477–492, Stuttgart.
- WEST, R. R., 1977: Organism – substrate relations: terminology for ecology and palaeoecology. — Lethaia 10, 71–82, Oslo.
- WESTERMANN, G. E. G., 1962: Succession and variation of *Monotis* and the associated fauna in the Norian Pine River Bridge Section, British Columbia (Triassic, Pelecypoda). — Jour. Paleon. 36, 745–792, Tulsa.
- 1973: The Late Triassic bivalve *Monotis*. (In:) HALLAM, A. (ed.): Atlas of Palaeobiogeographie 251–258 (Elsevier Sci. Publ. Comp.), Amsterdam.
- WRIGHT, A. D., 1972: The relevance of zoological variations studie to the generic identification of fossil brachiopods. — Lethaia 5, 1–13, Oslo.
- ZAKHAROV, V. A., 1962: Neue Methoden aus dem Unteren Lias der Ochotskischen Küste und ihre stratigraphische Bedeutung. — Geol. Geofiz. 3, 23–31, Novosibirsk.
- ZAPFE, H., 1973: *Otapiria* (Monotidae, Bivalvia) aus der alpinen Trias. — Ann. Naturhist. Mus. Wien 77, 149–158, Wien.

TAFEL 1

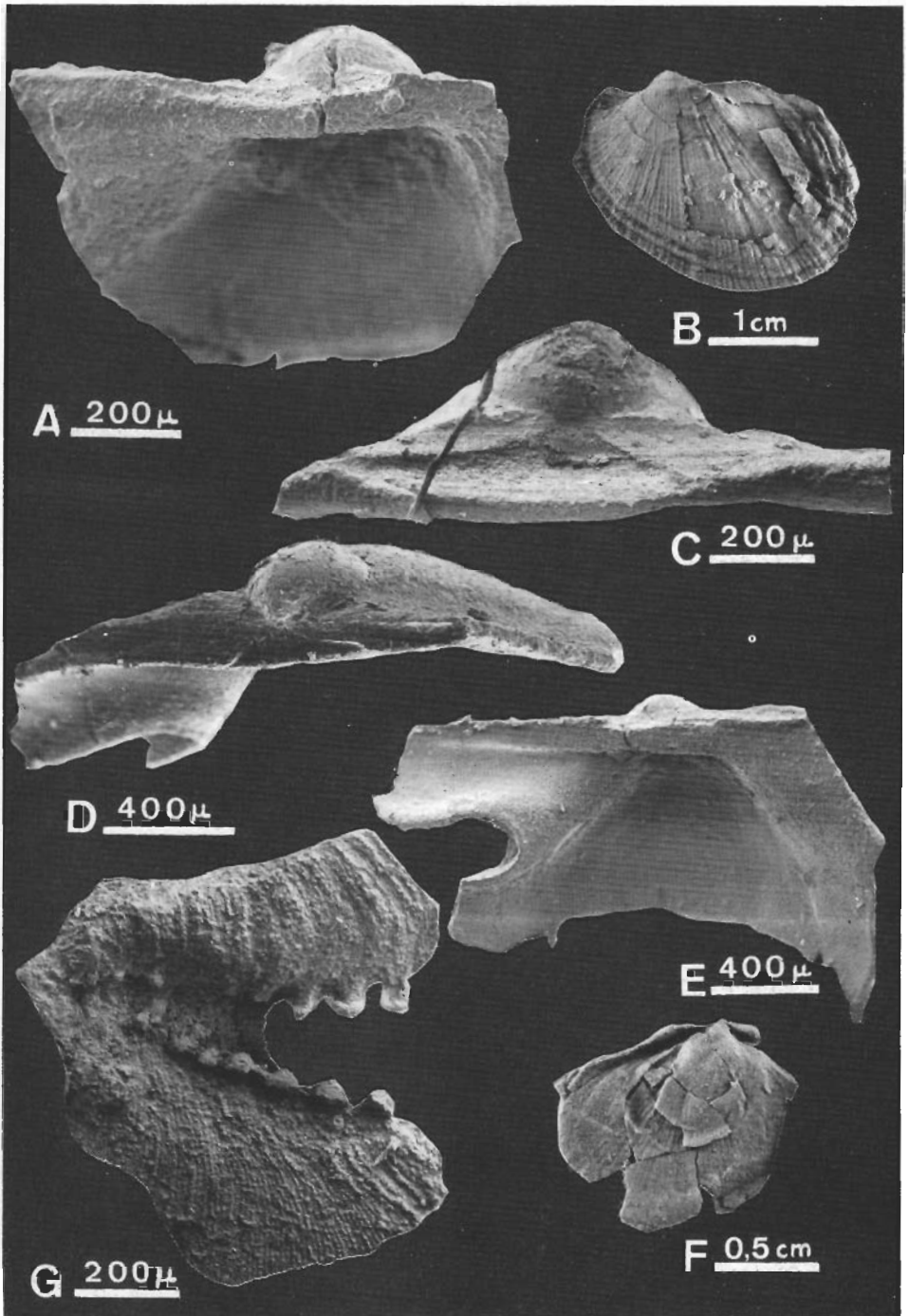
Otapiria marshalli alpina (ZAPFE)

A, E : gerader Schloßrand von *Otapiria marshalli alpina* (ZAPFE),

B, F : stärker gewölbte linke Klappe,

C, D : semiamphidetisch liegendes triangulares Ligament,

G : Ctenolium von *Otapiria marshalli alpina* (ZAPFE)



**Kalzitische Whisker- und Dendritenkristalle als Vorstufe
zur Füllung von Klüften in Kalken**

von

Wolf-Christian DULLO und Gerd Friedrich TIETZ

mit

3 Abbildungen und 3 Tafeln

Anschrift der Verfasser:
Dr. Wolf-Christian Dullo und Dr. Gerd F. Tietz
Institut für Paläontologie
Loewenichstraße 28
D-852 Erlangen

Zusammenfassung

Im Rahmen einer Forststraßenerweiterung auf das Lärcheneck bei Admont in der Steiermark wurden auf freigelegten Klüften in Gutensteinerkalken wollige, weiße Kalzitanflüge und -überzüge gefunden. Derartige Bildungen wurden bereits mehrfach beschrieben und als Mondmilch, Lublinit oder Protokalzit bezeichnet. REM-Untersuchungen des Materials und Vergleiche mit umfassend bearbeitetem Material aus fränkischen Höhlen sowie Literaturangaben lassen den Schluß zu, daß solche Bildungen weiter verbreitet sind als bisher angenommen wurde und wahrscheinlich Früh- oder Vorstufen einer letztlich totalen Kalzitverfüllung von Klüften darstellen.

Das Nebeneinander von Whisker- und Dedritenkristallen unmittelbar an der Oberfläche dieser Anflüge spiegelt gestörtes Kristallwachstum aus Lösungen wechselnder, aber durchweg geringer Übersättigung wieder. In oberflächenferneren (= tieferen) Bereichen solcher Überzüge unterliegen die vorhandenen Porenlösungen nur geringen Konzentrationsänderungen: während länger anhaltender Perioden \pm gleichbleibender Übersättigung bilden sich Krusten von Kalzitrhomboedern durch Weiterwachsen vormaliger Dendritenkristalle.

Abstract

During the extension of an utility road up to the Lärcheneck near Admont, Steiermark, faults and joints within the Gutensteiner Limestone were met. Some walls of these joints were covered by white and wooly coatings of calcite. Similar coatings have been reported earlier as moonmilk, lublinitite or protocalcite. Results from scanning microscope investigations compared with comprehensive studies on material from Franconian caves and a literature review suggest a more common distribution of such coatings. They were taken finally for preliminary or early stages of a later-on complete fault filling by blocky calcite. The presence of both, whisker and dendritic crystals on the surface of those coatings reveal restricted growth conditions due to slightly supersaturated solutions. Areas which are closer to the rock wall contain pore solutions which are not or only less affected by changes in concentration. Under these \pm stable conditions (supersaturation) compact crusts grow while the former dendritic calcite crystals change to rhombohedral crystals.

Einführung

1. Lage des Fundpunktes und regionalgeologische Situation:

Die Fundstelle der hier beschriebenen Kalzitanflüge befindet sich an der Forststraße zum Lärcheneck in 1150 m Seehöhe (Abb. 1). Die günstigste Zugangsmöglichkeit erfolgt über den Geiergraben hinauf zur Pitzalm, den Dörfelstein östlich umgehend.

Der lithologische Aufbau dieses Gebietes setzt sich aus untertriassischen Werfenerschichten und Rauhwacken zusammen, die entlang der Forstwege immer wieder anstehen. Der Gipfel des Dörfelsteins wird vom Wettersteindolomit der Dörfelsteinscholle eingenommen. Im Bereich der Pitzalm stößt man erneut auf Werfenerschichten, die hier vornehmlich als rote bis violette Sand- und Siltsteine vorliegen. Eingeschaltet finden sich auch hier noch Rauhwacken und Werfener Kalke (vgl. AMPFERER, 1935). Darüber folgen wohlgebankte, dunkel braungraue, teilweise auch grauviolette Gutensteinerkalke. Die Bankmächtigkeiten weisen nur geringe Unterschiede auf und liegen um 7 cm; maximal wurden 10 cm gemessen. Gelegentlich finden sich auch größere

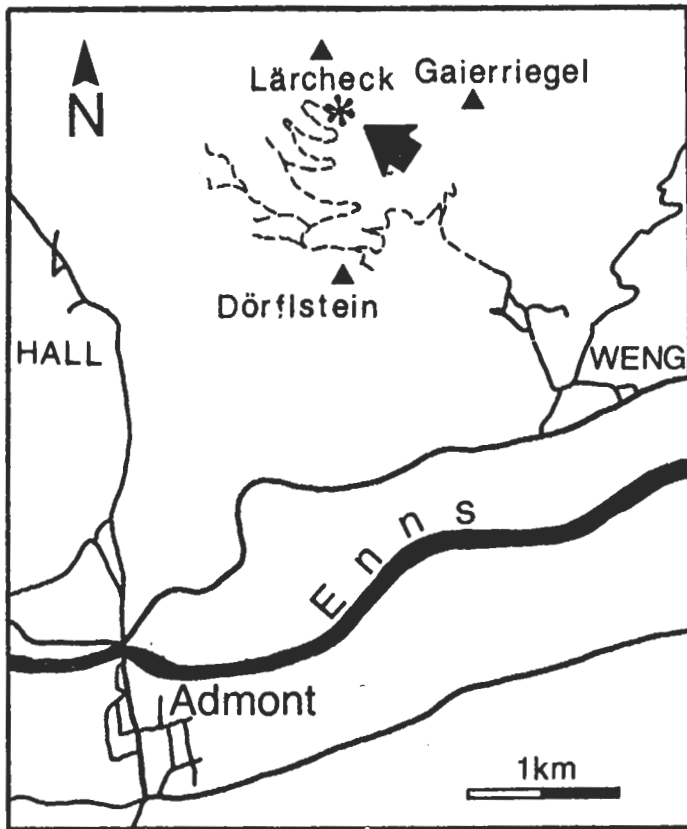


Abb. 1: Lage des Fundpunktes der kalzitischen Kluftbeläge in den Gutensteinerkalken. Die Forststraße zum Lärcheck ist als gestrichelte Linie dargestellt (nach ÖK 99).

Konkretionen, die bis zu 20 cm Länge aufweisen können. Trotz mehrerer Versuche konnten in diesen Konkretionen keine Fossilien gefunden werden. Insgesamt gehört diese Schichtfolge noch in das Tirolikum der Admont-Werfener-Schuppenzone (TOLLMANN, 1976). Die höhere tektonische Einheit, die in diesem Abschnitt der Kalkalpen durch die Mürzalpendecke eingenommen wird und die Haller Mauern aufbaut, ist erst in topographisch höher gelegenen Bereichen anzutreffen.

Mikrofaziell handelt es sich bei den Gutensteinerkalken um den von FLÜGEL und KIRCHMAYER (1963) als Mikrofazies 1A bezeichneten Typus. Die mikritische Grundmasse enthält nur spärliche Biogene, worunter am häufigsten kalzitische Sphaeren und Ostracoden aufscheinen. Ganz selten lassen sich auch Foraminiferen erkennen. Verkieselung ist mitunter häufig. An der durch Sprengarbeiten freigelegten Felswand ist ein deutlich orthogonales Kluftmuster in den Gutensteinerkalken zu beobachten. Als Hauptrichtungen treten dabei steil stehende N-S (5° – 15°) und E-W (80° – 120°) verlaufende Klüfte auf. Die Kalzitanflüge sind auf den Klüften lokal konzentriert, wobei alle Übergänge von nur mit einer Lupe wahrnehmbaren Überzügen bis zu 10 mm dicken Krusten entwickelt sind. Die Ausdehnung der Kluftbeläge variiert ebenfalls be-

trächtlich. So konnten kleine Areale von nur wenigen cm^2 Größe bis hin zu Flächen von 40 m^2 beobachtet werden.

2. Bisher beschriebene Kalzitanflüge:

Rezente, weißliche, feuchte oder trockene Anflüge und Überzüge aus Ca-Karbonat auf Kluftflächen oder in Höhlen wurden in der Vergangenheit mehrfach beschrieben (Zusammenstellung bei LANGE, 1914; SCHROLL et al., 1965) und mit unterschiedlichsten Namen belegt: Lublinit, Bergmilch, Bergmehl, Papierspat, Mondmilch, Protocalcit, Bütschliit. Eine Rechtfertigung dieser – meist vor 1960 – vorgeschlagenen Benennung sahen die jeweiligen Autoren darin, daß das (sub)mikroskopisch fadenförmige Material durchweg zusammen mit Wasser vorkam. Exakte lichtoptische Bestimmungen waren an den nur $1\text{--}2 \mu\text{m}$ dicken Nadeln oder Fäden kaum durchführbar. Man vermutete ein CaCO_3 -Gel oder zumindest eine Art wasserhaltigen Kalzit. Angaben der Wassergehalte reichten von 37,65 % bis hin zu 95 % (vgl. SCHROLL et al., 1965). Zwar wurde die Identität des Lublinit mit Kalzit bereits 1924 bzw. 1929 röntgenographisch nachgewiesen; auf Grund der eigenartigen faser- bzw. fadenartigen Ausbildung wurde jedoch eine besondere Kalzitvarietät oder zumindest eine Kalzitvorstufe angenommen. Dies wurde unter anderem damit begründet, daß das Material nach Wasserentzug einen „papierartig filzigen“ Belag bilde und nach neuerlicher Wasserzufuhr nicht mehr in den früheren „quellfähigen“ Zustand überführt werden kann. Umfangreiche Untersuchungen zur chemischen und mineralogischen Zusammensetzung wurden von SCHROLL (l. c.) veröffentlicht. Dabei wurde ausdrücklich auf unterschiedliche Röntgenintensitäten der „naturbelassenen wasserhaltigen“ und der bei 110°C getrockneten Substanz hingewiesen: geringe Intensitäten und breite Reflexe kennzeichnen die nasse Probe; scharfe, wohlausgebildete Reflexe die trockene.

Beschreibung des vorliegenden Materials

1. Mineralogie:

Röntgenographische Untersuchungen ergaben, daß das vorliegende Material nur aus praktisch Mg-freiem Kalzit besteht. Die oben angeführten Unterschiede zwischen natürlich-nassem und trockenem Material wurden nicht bestätigt. Geringere Höhen-Breiten-Verhältnisse der Reflexe an nassem Material werden einer unvollkommenen Meßgeometrie der breiartigen, kaum planar zu präparierenden Probensubstanz zugeschrieben.

Im Rückstand des mit $0,005 \text{ n HCl}$ gelösten Materials wurden neben vereinzelt Quarzbruchstücken organische (?) Fäden, vermutlich Pilzhypphen, gefunden. Übereinstimmend mit WHITE (1976) wird ein mikrobiologischer Bildungsmechanismus der Kalzitüberzüge nicht ausgeschlossen; es scheint jedoch wahrscheinlicher zu sein, daß das natürlich-nasse, wollig-voluminöse Kristallgeflecht (s. u.) ein willkommenes Wachstumsmilieu für Algen, Pilze und Bakterien darstellt. Sicherlich wird diese „Besiedelung“ in einem gewissen Umfang auch die CO_2 -Konzentration des Haftwassers und damit die Stärke der Karbonatübersättigung beeinflussen.

2. Detailbeschreibung:

a) makroskopisch: Im Handstück lassen sich 2 Ausbildungsformen der Überzüge unterscheiden:

I: mehr oder weniger fleckenhaft isolierte, wollig-voluminöse Areale bis zu $3 \text{ mm } \varnothing$. Bei den meisten Arealen konnte Wasser mit dem Finger herausgedrückt werden (Kalzitanflüge, s. u.).

II: isolierte und/oder zusammenhängende, großflächige, dichte Überzüge auf Muttergestein; im frischen Zustand feucht und schmierend, im trockenen Zustand fest bis pulverig. Das Material kann Krusten bis zu 10 mm Dicke bilden, wobei nur die obersten Bereiche mit dem Finger zerreibbar sind (Kalzitüberzüge, s. u.).

b) mikroskopisch—submikroskopisch: Im Rastermikroskop wird der unterschiedliche Aufbau der beiden Ausbildungen sichtbar.

Das wollige Material (I) baut sich aus einem lockeren Filzwerk stäbchenförmiger Kalzit„leisten“ auf. Diese Leisten zeigen eine schräg zur Längsrichtung angeordnete Streifung (Taf. 1, Fig. 1: 1 + 2). Die randliche Leistenbegrenzung ist durchweg unregelmäßig ausgebildet (Taf. 1, Fig. 1: 2); die Leistenbreite liegt bei 1–2 μm , Längen bis zu 30 (–40) μm wurden beobachtet. Einige Leisten lassen erkennen (Taf. 1, Fig. 1: 2; Fig. 3: 2 + 3), daß die Streifen parallel angeordnete Rhomboederkanten sind, die mit zunehmendem Alter allmählich zu längs hintereinander angeordneten Rhomboedern weiterwachsen (Taf. 1, Fig. 1: 3; Fig. 2: 1) und sogenannte Dendritenkristalle bilden. Dabei kann es zu einem orientierten Zusammenwachsen zweier oder mehrerer Leisten kommen (Taf. 1, Fig. 2: 2). Im Filzwerk dieser Leisten findet man unregelmäßig verteilte Anhäufungen sehr viel feinerer „Fäden“, deren Durchmesser zwischen 0,1 und 0,2 μm liegt; Längen bis zu 9 μm wurden gemessen (Taf. 1, Fig. 3). Diese Fäden treten im Gegensatz zu den stets gerade gestreckten Leisten gebogen auf. Sie zeigen eine auffallende Ähnlichkeit mit kalzitischen Whiskern (Haarkristallen) aus Mondmilchbildungen fränkischer Höhlen (TIETZ, 1978) (vgl. Taf. 1, Fig. 4). Ebenso ähneln sie den Proto-Kalzitfäden aus dem Hauptdolomit von Gumpoldskirchen (SCHROLL et al., 1965), die jedoch mit nur 0,05 μm wesentlich dünner sind.

Die festen Überzüge (II) bestehen aus einem Neben- und Übereinander von weitergewachsenen Dendritenkristallen und – meist unmittelbar auf dem Muttergestein aufliegend – mehr oder weniger dichten Kalzit(rhomboeder)krusten. Im Einzelnen ist erkennbar, daß die anfänglich ca. 2,5 μm großen Rhomboeder eines Dendritenkristalls (Taf. 1, Fig. 2: 1) zu etwa 40 μm langen Rhomboederlamellen weiterwachsen, die ihrerseits 8–10 μm breit und bis zu 4 μm dick werden können (Taf. 2, Fig. 1, 2). Einige Dendritenkristalle (Taf. 2, Fig. 2) zeigen im Querbruch Unregelmäßigkeiten, die unterschiedliche Wachstumsbedingungen und damit wechselnde Konzentrationsverhältnisse der Lösungen andeuten könnten: so ist die linke Seite der quer zu den Lamellen gebrochenen Dendritenleiste (Taf. 2, Fig. 2: 1) mehr oder weniger gleichmäßig entwickelt, während sie nach rechts in deutlich gegliederte Kristallite mit dreiseitigem Querschnitt übergeht. In anderen Beispielen sind beträchtliche Verdickungen dieser Kristallite (Taf. 2, Fig. 2: 2) oder ineinander gestellte Bildungen (Taf. 2, Fig. 2: 3) zu beobachten. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen dreiseitigen Kristalliten um steile Rhomboeder höherer Indizierung (dreiseitige Prismen sind in dieser Symmetrieklasse nicht möglich). Im weiteren Verlauf des Wachstums (Taf. 2, Fig. 3) wird Materialanlagerung an diesen steilen Rhomboederflächen stark favorisiert; gleichzeitig geht die Erkennbarkeit der ursprünglichen Dendritenkristalle verloren. Schließlich werden die steilen Rhomboeder von flachen abgelöst (Taf. 2, Fig. 4: 1) und es kommt zur Ausbildung einer mehr oder weniger dichten, zusammenhängenden Kalzitkruste, wobei noch offene Hohlräume Umrisse flacher Rhomboeder (Hauptrhomboeder?) erkennen lassen (Taf. 3, Fig. 1).

Wachstumsbedingungen von Haar- und Dendritenkristallen

Haarkristalle werden allgemein eingeteilt in Nadelkristalle (straight whiskers) und

mehr oder weniger stark gebogene Fäden (irregular whiskers) (SHICHIRI et al., 1967). Haarkristalle sind wachstumsgestörte Sonderformen, die dann auftreten, wenn nur das Wachstum einzelner Flächen oder Richtungen des sich bildenden Kristalls bevorzugt wird. Für Kalzit wäre das eine Kante des Hauptrhomboeders ($10\bar{1}1$). Ferner muß die Übersättigung der karbonatabscheidenden Lösung zu gering sein, um die Bildung zweidimensionaler Keime zuzulassen (MEYER, 1977). Fadenkristalle (irregular whiskers) entstehen bei minimaler Übersättigung häufig durch eine Schraubenversetzung, die in Richtung der Fadenachse liegt; dadurch wächst der Kristall an den Endflächen spiralförmig. Das mag auch der Grund sein, warum im Rastermikroskop selbst bei hohen Vergrößerungen nur „rundliche“ Fadenenden zu beobachten waren (Taf. 1, Fig. 4: 2). Während dieses Wachstums zeigen die Seitenflächen der Fäden Wachstumsstillstand. Auf diese Flächen gelangende Ionen werden durch Diffusion innerhalb eines Lösungsfilms zur Spitze des Whiskers transportiert und dort eingebaut. Eine nur geringfügige Zunahme der Übersättigung läßt die bisher unterdrückten seitlichen Flächenkeime wachsen, es entsteht ein Nadelkristall (Taf. 1, Fig. 4: 3). Weiter zunehmende Übersättigung der Lösung ermöglicht ein Weiterwachsen der seitlichen Kristallkeime: das Längenwachstum der Nadelkristalle wird abgelöst durch ein verstärktes Seitenwachstum der Rhomboederlamellen (Taf. 2, Fig. 4: 2). Diese lamellierten Kristalleiten werden Dendritenkristalle genannt (Taf. 1, Fig. 3: 1). Dendritenkristalle können auch direkt aus stark konzentrierten Lösungen entstehen: wenn die hohe Übersättigung ein geordnetes Kristallwachstum an vorhandenen Keimen unmöglich macht, werden ständig neue Keime (= Rhomboederkanten) gebildet. Abnehmende Übersättigung beendet die fortwährende Anlagerung neuer Rhomboederlamellen, stattdessen setzt ein Weiterwachsen der vorhandenen Lamellen ein. Während dieser Entwicklung kann es jederzeit zum Verwachsen mehrerer Leisten miteinander kommen. Am häufigsten werden dabei Kreuzungswinkel von 70° bzw. 110° beobachtet, was den Winkeln des Hauptrhomboeders entspricht. Charakteristisch ist ferner, daß die sich kreuzenden Leisten rautenförmige Hohlräume umschließen. Im Verlauf ausgedehnter Messungen an Kalzitkristallen und zugehörigen Lösungen in Höhlen (TIETZ, 1978) ließ sich nachstehende Reihung der Kristallbildungen in Abhängigkeit vom Sättigungsindex für Kalzit (S_iC) aufstellen

$$S_iC = \log_{10} \frac{\text{Ionenaktivitätsprodukt}}{\text{Löslichkeitsprodukt Kalzit}}, \quad (\text{SHUSTER \& WHITE, 1971}):$$

S_iC	$> 0,9$: primäre Dendriten(Skelett-)kristalle;
	$0,6 - 0,9$: gestörte Rhomboeder aus dreidimensionalen Keimen;
	$0,25 - 0,55$: Rhomboeder der Kalzitkrusten;
	$\sim 0,15$: straight whiskers (Nadelkristalle), können zu Dendritenkristallen weiterwachsen;
	$\sim 0,08$: irregular whiskers (Haarkristalle);
	0: gesättigte Lösung.

Diese Zahlenangaben beziehen sich auf Mg-reiche Lösungen (Mg/Ca 1,5–2,0). Die nur teilweise dolomitischen Gutensteinerkalke lassen ein etwas geringeres Mg/Ca-Verhältnis erwarten. Das mag eine zahlenmäßige Änderung der Sättigungsindices, nicht jedoch eine Änderung der Kristallreihung bedingen. Leider erlaubten die Begleitumstände bei der Materialaufsammlung keine spezielle Wasserbeobachtung.

Genese der Kalzitanflüge und -überzüge

Innerhalb des vorliegenden Materials läßt sich stufenweise die Entwicklung einer Kalzitkruste verfolgen: ausgehend von Haarkristallen (Whiskern) über Dendritenkristalle zu Rhomboedern. Da jede dieser Kristallbildungen einer bestimmten Übersättigung zuzuordnen ist, soll hier diskutiert werden, wie die Konzentration karbonatabscheidender Lösungen und der Kristallhabitus beeinflußt werden können. Dabei wird der Bildungsraum „Kluft“ als mehr oder weniger gut bewettern Miniaturhöhle aufgefaßt, die meistens nicht mit Wasser gefüllt ist.

Im Boden versickernde Schmelz- und Niederschlagswässer nehmen CO_2 aus der Bodenluft auf, die durch die Tätigkeit von Bodenorganismen bzw. infolge der Wurzelatmung allgemein hohe CO_2 -Gehalte aufweist. Die auf diesem Weg karbonataggressiv gewordenen Wässer lösen unterlagernden Kalkstein im unmittelbaren Kontaktbereich Boden/Gesteinsoberfläche auf. Solange der Zutritt von Bodenluft gewährleistet ist, wird das durch Kalkauflösung verursachte CO_2 -Defizit durch CO_2 -Aufnahme aus der Bodenluft ausgeglichen bis gegenüber Kalzit (oder Dolomit) gesättigte Lösungen vorliegen. Die Lösungskonzentration ist abhängig von der Temperatur (im Jahresmittel unter 10°C) sowie der Verweildauer im Kontaktbereich Boden/Gestein. Wandern danach diese Lösungen auf Gesteinsklüften (oder Höhlungen) abwärts, so wird sich allmählich ein CO_2 -Gleichgewicht zwischen Lösung und umgebender Luft einstellen. Da diese Gleichgewichtseinstellung in der Regel durch CO_2 -Abgabe an die vorgefundene Luft erreicht wird, werden die Lösungen bei Ca-Vormacht (s. u.) unterschiedlich stark übersättigt. Die Einstellung des CO_2 -Gleichgewichts verläuft nicht gleichmäßig: mit abnehmendem Partialdruckgefälle verlangsamt sich die CO_2 -Abgabe. Dieser Vorgang erfordert Zeit, die rasch abfließenden Wässern kaum oder nur nach langen Rinnstrecken zur Verfügung steht; dabei begünstigt turbulentes Fließen eine besonders schnelle CO_2 -Abgabe. Aus langsam, filmartig ablaufenden Wässern kann schon nach kürzeren Wegstrecken Karbonat abgeschieden werden. Im vorliegenden Fall ist es jedoch wahrscheinlicher – gestützt auf Beobachtungen in Höhlen – daß die ersten Whiskerbildungen in Restwasser(tropfen) erfolgten, die an Reliefunebenheiten der Gesteinswandungen längere Zeit verblieben. Denn ehe es letztlich zur Keimbildung bzw. zur Karbonatabscheidung an bereits vorhandenem Material kommen kann, beanspruchen die in der Lösung ablaufenden kinetischen Vorgänge zusätzliche Zeit (ROQUES, 1969). Sind auch die Gesetze, die über ein Weiterwachsen an vorhandenem Material oder über Neubildung von Keimen entscheiden, in Einzelheiten noch weitgehend ungeklärt, so spielt sicherlich der Mg-Gehalt der Lösungen eine vorrangige Rolle. Mg-Ionen zeigen eine ausgeprägte Tendenz, sich in Kalzit einbauen zu lassen. Vor dem Einbau müssen sowohl die um Ca^{2+} als auch um Mg^{2+} vorhandenen Hydrathüllen entfernt werden; da jedoch der Energiebedarf dafür bei Mg^{2+} deutlich höher als bei Ca^{2+} ist, werden größere Kalzitkristalle langsamer wachsen als kleine Kristalle, deren Flächen durch weniger Mg-Ionen „vergiftet“ sind. Bei hohen Mg-Konzentrationen kann schließlich die Bildung neuer Keime energetisch günstiger sein als das Weiterwachsen auf vorhandenem, Mg-bedecktem Material (BERNER, 1975). Dies ist möglicherweise der Hauptgrund dafür, daß mehr oder weniger rezente Kalzitkristalle in Höhlen dolomitischer Gesteine häufig kleinwüchsig und polykristallin sind, in Höhlen kalzitischer Gesteine dagegen großwüchsig und monokristallin (EBHARDT et al., 1979). Untersuchungen von KIROV et al. (1972) zeigten eine Beeinflussung des Kristallhabitus vom Vorherrschen entweder des Ca^{2+} - oder des CO_3^{2-} -Anteils in der übersättigten Lösung. Die Ca^{2+} -Vormacht bedingt längliche Kristalle mit steilen Rhomboedern, CO_3^{2-}

-Vormacht dagegen tafelige Kristalle, die Pinakoid und (flache) Rhomboeder kombinieren. Züchtungen aus Mg-freien Lösungen mit hoher CO_3^{2-} -Vormacht ($\text{CO}_3/\text{Ca} > 10$) lieferten extrem dünn tafelige Kristalle aus Kalzit und Vaterit. Vaterit – mit nachfolgender Umwandlung zu Aragonit – wurde erstmals von PEBEGUIN (1954) als Bildung aus hochkonzentrierten, Mg-freien Lösungen beschrieben.

Interpretiert man die Beobachtungen am vorliegenden Material anhand der theoretischen Erkenntnisse, so läßt sich folgendes Genesemodell aufstellen (Abb. 2 + 3):

A: Anflüge

Kennzeichen: geringe Haftung an der Kluftwand (bzw. auf bereits vorhandenen Überzügen).

I. Stufe: Fadenkristalle (irregular whiskers) (F):

Es wird angenommen, daß an Vorsprüngen, in Eintiefungen oder an vorspringenden Kanten der Kluftwand zurückgebliebenes Restwasser nur noch ein geringes CO_2 -Partialdruckgefälle zur Kluftatmosphäre aufweist. Ihr ursprünglich möglicherweise beträchtliches CO_2 -Defizit wurde bereits durch CO_2 -Aufnahme aus der Hauptmenge des Wassers verringert. Während der nun stattfindenden langsamen Gleichgewichtseinstellung und dadurch bedingter Übersättigung kommt es zur Ausbildung einer 1. Generation Fadenkristalle. Halten diese Bedingungen über einen längeren Zeitraum an, so verbleibt die Entwicklung des entstehenden Kalzitanfluges weitgehend auf dieser Stufe (vergleichbar mit zahlreichen Mondmilchbildungen in Höhlen).

II. Stufe: Nadelkristalle (straight whiskers) (N):

Kommt es zusätzlich zur CO_2 -Abgabe zur Verdunstung des Restwassers (Bewetterung der Kluft), so wird kurzzeitig die Übersättigung ansteigen. Damit treten Bedingungen ein, die die Fadenkristalle ganz oder teilweise in Nadelkristalle umwandeln. Streckung der Kristalle läßt aus dem plastisch-weichen Material der Fadenkristalle ein verfilztes Netzwerk mit erhöhter Stabilität entstehen. In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß Material, welches beim Öffnen einer Kluft im Hauptmuschelkalk absolut trocken war, ausschließlich aus Nadelkristallen bestand (Taf. 3, Fig. 2).

III. Stufe: Dendriten (Skelett-)kristalle (D):

Das locker an der Kluftwand haftende Filzwerk der Nadelkristalle ist in der Lage, bei erneuter Lieferung größere Wassermengen zu speichern als das ehemalige Kleinrelief zuließ (Schwammwirkung). Gleichzeitig wird durch das stützende Filzwerk die Wasseroberfläche vergrößert, was eine rasche CO_2 -Abgabe und damit höhere Übersättigung ermöglicht. Unter diesen Bedingungen erfolgt ein Weiterwachsen der seitlichen Keime der Nadelkristalle (Taf. 2, Fig. 4: 2; Taf. 3, Fig. 2: 1), es entstehen Dendritenkristalle, das Kristallnetzwerk wird gleichzeitig stabilisiert. Im Beispiel (Taf. 2, Fig. 4: 2) wird deutlich, daß die Dendritenkristalle aus Nadelkristallen und nicht auf direktem Weg aus sehr stark übersättigten Lösungen (s. o.) entstanden sind. Nachfolgend können auch wieder Lösungen geringerer Übersättigung angeliefert werden, die nur die Entstehung von Fadenkristallen im Netzwerk der Dendritenkristalle erlauben (Taf. 1, Fig. 3: 2).

Mehrfach wechselnde Konzentrationsverhältnisse lassen sich aus dem Neben- bzw. Aufeinander von Faden-, Nadel- und Dendritenkristallen ablesen (Taf. 3, Fig. 4: 1, 2, 3).

B: Überzüge

Kennzeichen: feste Verbindung mit der Kluftwand.

Mit der Bildung der Dendritenkristalle kommt es zur Fixierung des Kristallnetz-

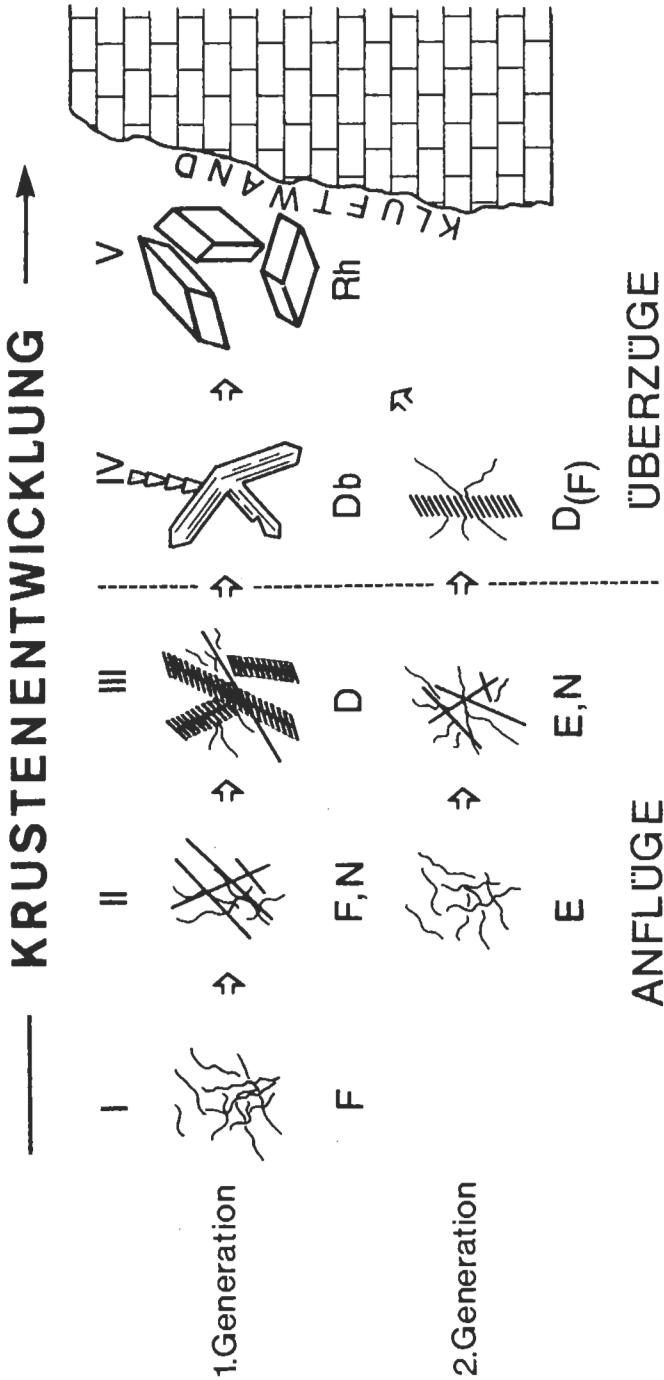


Abb. 2: Schematische Darstellung der untersuchten Kalzitbildungen. ANFLÜGE: Es handelt sich um episodisch, rasch wachsende und „junge“ Bildungen, die bei wechselnder Übersättigung entstanden sind. ÜBERZÜGE: Es handelt sich um \pm gleichmäßig, langsam wachsende und „ältere“ Bildungen, die bei \pm konstanter Übersättigung entstanden sind. (F = Fadenkristalle, N = Nadelkristalle, D = Dendriten(Skelett)-kristalle, Db = DENDRITENKRISTALLE mit ausgeprägtem Breitenwachstum, Rh = Kalzitrhomboeder).

- werks an der Kluftwand. Bisher mögliche Störungen (s. u.) verlieren an Bedeutung.
- IV. Stufe: Diese Stufe ist gekennzeichnet durch anhaltendes Breitenwachstum der Dendritenkristalle (Db) zu einem stabilen Überzug der Kluftwand. Die verbleibende hohe Porosität des Überzugs gestattet Lösungsspeicherung über lange Zeiträume bei etwa gleichbleibender Übersättigung. Dadurch wird eine langsame Karbonatabscheidung an kleinen Flächen ermöglicht und zunehmende Stabilität der Überzüge erreicht (Taf. 2, Fig. 1, 3).
- V. Stufe: Als Endstufe wird eine zusammenhängende Kruste aus Kalzitrhomboedern (Rh) bezeichnet, die vereinzelt noch offenen Porenraum enthält. Taf. 3, Fig. 1 läßt erkennen, wie die IV. Stufe der V. aufliegt.

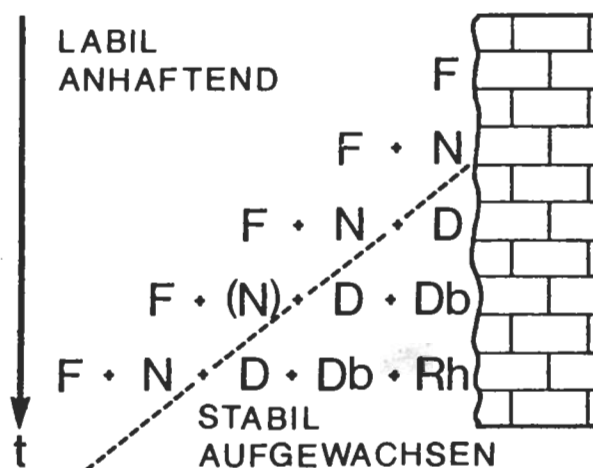


Abb. 3: Zeitliche Aufeinanderfolge der unterschiedlichen Kalzitkristalle. Symbole siehe Abb. 2.

Mögliche Störungen

Es muß damit gerechnet werden, daß manchmal kalkaggressive Lösungen in die Kluft gelangen. Höchstwahrscheinlich werden dann nur Faden-, evtl. noch Nadelkristalle aufgelöst. Am Material der Stufen IV und V wurden keinerlei Korrosionsmarken gefunden.

Durch Eindringen größerer Wassermengen in die Kluft (etwa beim raschen Abtauen größerer Schneemengen) können Kalzitanflüge (Stufe I–III) von den schon fest mit der Kluftwand verbundenen Überzügen „abgerissen“ werden. Ein solches Beispiel zeigen Taf. 2, Fig. 3 und 4 mit Blickrichtung schräg auf die Abrißfläche der Stufe IV. Nach dem Abreißen der Stufen I–III wurden bereits erneut Faden- und Nadelkristalle gebildet, die nun unmittelbar den steilen Rhomboederrümpfen aufliegen. Diese Rümpfe beginnen flache Rhomboederflächen auszubilden (Taf. 2, Fig. 4: 3; Taf. 3, Fig. 4).

Schlußfolgerungen

Mit dem vorgestellten Modell einer Kalzitkrustenbildung wird eine Möglichkeit aufgezeigt, wie Klüfte in Kalken verfüllt werden können. Zu dieser Art der Kluftfüllung

werden nur episodisch – periodisch einsickernde Oberflächenwässer benötigt, die in der dargestellten Weise zu karbonatabscheidenden Lösungen wurden. Dabei spielt die absolute Wassermenge eine untergeordnete Rolle. Die vorherrschenden Temperaturen lagen mit Sicherheit nicht über dem Jahresmittel der Bodentemperatur, d. h. unter 10°C. Im wesentlichen wird Übersättigung der Lösungen durch CO₂-Abgabe an die Kluftatmosphäre erreicht, wie aus Fundberichten (nasses – feuchtes Probenmaterial) hervorgeht. Verdunstung kann aber ebenfalls – besonders während der Anfangsstufen – Übersättigung bewirken (Beispiel Muschelkalk, Taf. 3, Fig. 2). In den Berichten verschiedener Autoren zur Kalzit- bzw. Aragonitbildung wurden Whisker- und Dendritenkristalle nicht erwähnt. In der Literatur über Mondmilch (WHITE, 1976) werden neben Kalzit und Aragonit sehr häufig mehr oder weniger komplexe Mg-Karbonate genannt; das im vorliegenden Bericht benutzte Vergleichsmaterial stammte aus Klüften/Höhlen in Dolomit und dolomitischen Kalken. Gemeinsam ist allen diesen Vorkommen, daß die karbonatabscheidenden Lösungen hohe Mg-Gehalte (Mg/Ca-Verhältnisse über 1) aufweisen. Aus dieser Gemeinsamkeit läßt sich vorläufig nur vermuten, daß Mg-Ionen der Lösungen nicht nur – wie berichtet – das Wachstum größerer Flächen behindern oder völlig unterdrücken, sondern auch möglicherweise die Whisker- und Dendritenbildung als Spezialform gestörten Kristallwachstums begünstigen oder fördern. Bei zukünftigen Funden entsprechenden Materials sollte daher zusätzlich Haftwasser und Kluftgestein analysiert werden.

Dank

Herrn Reinhard Putz gilt unser Dank für die geleistete Hilfe bei der Aufsammlung der Proben im Gelände sowie Herrn Revierförster Gerhard Steinhäuser, der uns auf die Kluftbeläge aufmerksam machte. Ferner danken wir Herrn Dipl. Min. Herbert Pöhlmann für die Durchführung der röntgenographischen Aufnahmen. Frau Marie L. Neufert sei für die Anfertigung der Fotos gedankt.

Literaturverzeichnis

- AMPFERER, O., 1935: Geologischer Führer durch die Gesäuseberge. – 178 S., 83 Abb., 16 Taf., 1 geol. Karte, Wien (Geol. B.-A.).
- BERNER, R. A., 1975: The role of magnesium in the crystal growth of calcite and aragonite from sea water. – *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 489–504.
- DULLO, W. Ch., 1980: Paläontologie, Fazies und Geochemie der Dachstein-Kalke (Ober-Trias) im südwestlichen Gesäuse, Steiermark, Österreich. – *Fazies* 2, 55–122, Taf. 9–13, 10 Abb., 6 Tab., Erlangen.
- EBHARDT, G., MEIBURG, P. & TIETZ, G. F., 1979: Kristallbildung in Höhlenseen (Liethöhle/Warstein). – *Aufschluss, Sdbd.* 29 (Warstein), 179–192, 12 Abb., 2 Tab., Heidelberg.
- FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M., 1963: Typlokalität und Mikrofazies des Gutensteinerkalkes (Anis) der nordalpinen Trias. – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.* 93, 106–136, Taf. 8–11, 7 Abb., Beil.-Taf. 12–13, 4 Tab., Graz.
- KIROV, G. K., VESSELINOV, I. & CHERNEVA, Z., 1972: Conditions of formation of calcite crystals of tabular and acute rhombohedral habits. – *Kristall und Technik* 7, 5, 497–509, 4 Fig., 2 Tab.
- LANGE, R. L., 1914: Lublinit, die monokline Modifikation des Calciumcarbonates. – *N. Jb. f. Min. Beilagebd.* 38, 121–184, Stuttgart.
- MEYER, K., 1977: Physikalisch-chemische Kristallographie. – 2. Aufl., 367 S., Leip-

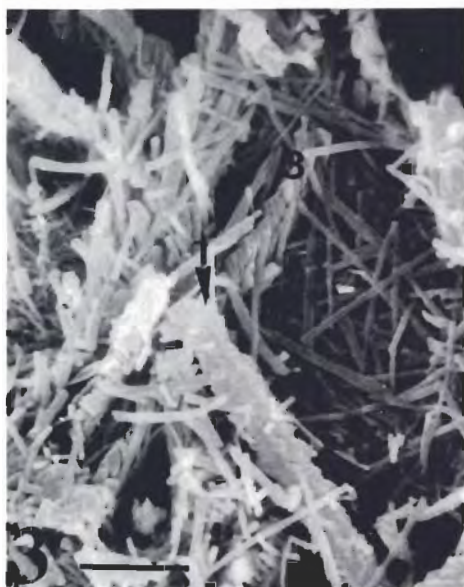
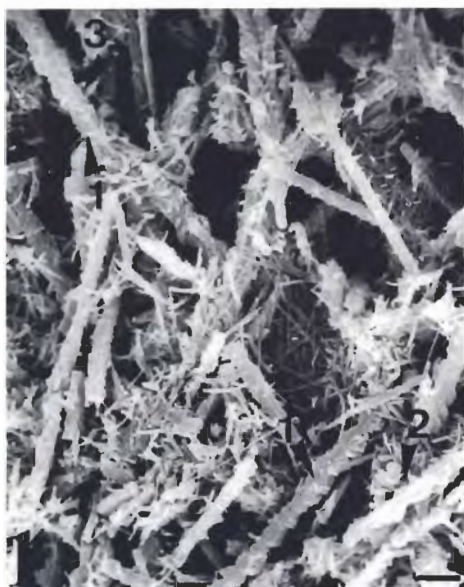
- zig (VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie).
- POBEGUIN, T., 1954: Contribution à l'étude des carbonates de calcium, précipitation du calcaire par les végétaux, comparaison avec le monde animal. — *Ann. Sci. Nat. Bot. Biol. Vegetale* 15, 29–109, Paris.
- ROQUES, H., 1969: A review of present-day problems in the physical chemistry of carbonates in solution. — *Trans. Cave Res. Group of Great Britain* 11, 3, 139–163, 14 Fig., Appendix, Ledbury, Herefordshire.
- SCHROLL, E., STEPAN, E., GEYMAYER, W. & HORN, H., 1965: Der Protocalcit von Gumpoldskirchen (Niederösterreich). — *Tschermaks min. petr. Mitt.* 10, 4, 573–585, 9 Abb., Wien (Springer).
- SHICHIRI, T., KINOSHITA, H. & KATO, N., 1967: Regrowth of NaCl and KCl whiskers in aqueous solution. — *Proceed. Int. Conf. Crystal Growth*, Boston, June 1966, D 8, 385–388, New York (Pergamon Press).
- SHUSTER, E. T. & WHITE, W. B., 1971: Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible means for characterising carbonate aquifers. — *J. Hydrology* 14, 93–128.
- TIETZ, G. F., 1978: Untersuchungen zur Genese und Mineralverteilung rezenter Karbonate in Dolomithöhlen Frankens unter besonderer Berücksichtigung jahreszeitlicher Konzentrationsänderungen in Höhlenwässern. — *Habil. Schrift. Univ. Erlangen-Nürnberg*, 149 S., 18 Tab., 37 Abb., 17 Taf., Comp. Append.
- TOLLMANN, A., 1976: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. — *Monographie der Nördlichen Kalkalpen*, Bd. 3, IX, 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke).
- WHITE, W. B., 1976: Cave minerals and speleothems. — (In:) *The science of speleology*. — FORD, T. D. & CULLINGFORD, C. H. D. (Ed.): 6 Tab., 9 Fig., 10 Plates, London (Academic Press).

TAFEL 1

Kalzitanflüge (Stufe I–III)

- Fig. 1 Aus Nadelkristallen entstandene Dendritenkristalle (1), teilweise im beginnenden Stadium des Seitenwachstums (2) oder bereits mit wohlerkennbaren Rhomboedern (3). Maßstab: 3 μm .
- Fig. 2 Durch Weiterwachsen der Rhomboeder verändern sich die Dendritenkristalle (1), besonders deutlich dort, wo 2 Dendriten „leisten“ miteinander verwachsen (2). Maßstab: 3 μm .
- Fig. 3 Ausschnitt aus Fig. 1: Seitenwachstum an einem Nadelkristall (1), Fadenkristall (2), Rhomboeder „leiste“ eines Dendritenkristalls (3). Maßstab: 3 μm .
- Fig. 4 Vergleich mit einer Mondmilchprobe (Zoolithenhöhle, Franken): Fadenkristalle (1) (neben einer teilüberwachsenen Pilzhyphe?); undeutlich runde End „flächen“ zweier Fadenkristalle (2); Nadelkristall mit beginnendem Seitenwachstum (3). Maßstab: 3 μm .

TAFEL 1

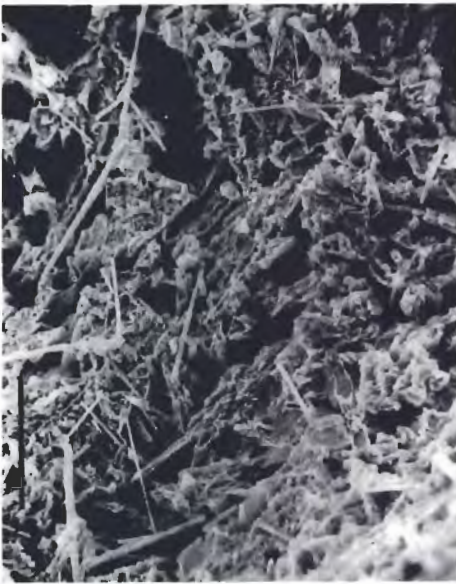


TAFEL 2

Kalzitüberzüge (Stufe IV)

- Fig. 1 Stabilisiertes Netzwerk weitergewachsener Dendritenkristalle. Maßstab: $30\ \mu\text{m}$.
- Fig. 2 Ausschnitt aus Fig. 1: Wachstumsänderungen an Dendritenkristallen, Erklärung siehe Text. Maßstab: $30\ \mu\text{m}$.
- Fig. 3 Durch eine Störung sind die ursprünglich wohl vorhandenen Stufen I–III entfernt worden; vereinzelt haben sich erneut Nadelkristalle auf den alten Rhomboederstümpfen gebildet. Flache Rhomboeder beginnen die Rhomboederstümpfe zu überwachsen (Pfeil). Maßstab: $30\ \mu\text{m}$.
- Fig. 4 Ausschnitt aus Fig. 3: Wachstumsbeginn flacher Rhomboeder (1); beginnendes Seitenwachstum an einem Nadelkristall (2); weitgehend vollständig ausgebildete, flache Rhomboeder (3). Maßstab: $3\ \mu\text{m}$.

TAFEL 2

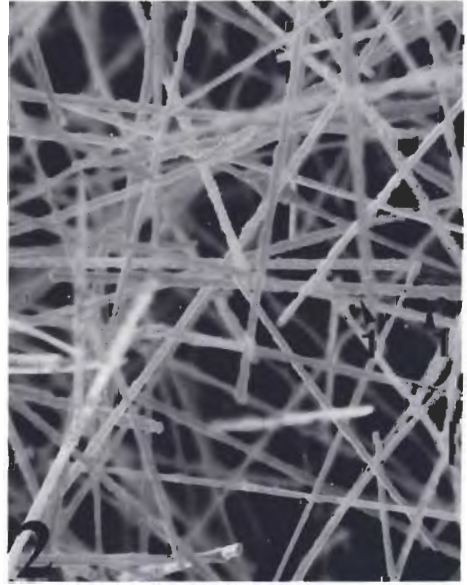
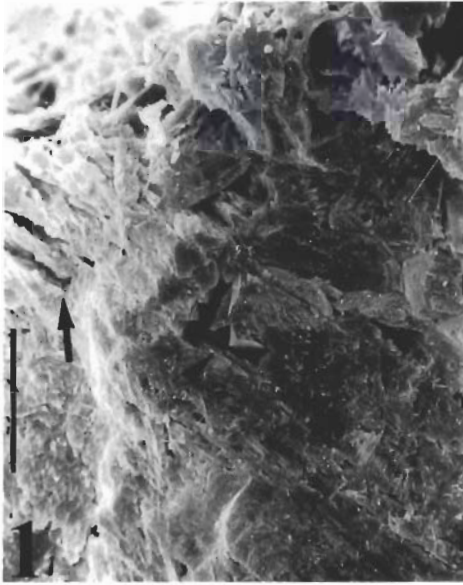


TAFEL 3

Krustenbildung und Vergleichsproben (Stufe V)

- Fig. 1 Weitgehend massive Kruste mit Restporen (Pfeil); oben links ist der auflagernde Überzug der Stufe IV – weitergewachsene Dendritenkristalle – erkennbar (langer Pfeil). Maßstab: 30 μm .
- Fig. 2 Nadelkristalle aus dem Hauptmuschelkalk bei Schwäbisch Hall (Material Prof. F. Lippmann, Tübingen). Maßstab: 3 μm .
- Fig. 3 Ausschnitt aus Fig. 1: Krustenoberfläche mit gut ausgebildeten, flachen Kalzitrhomboedern. Maßstab: 3 μm .
- Fig. 4 Verschiedene Generationen gestörter Kristalle: Faden- (1), Nadel- (2), Dendritenkristalle (3). (Kalzitanflug, Schönsteinhöhle, Franken). Maßstab 3 μm .

TAFEL 3



**Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Schieferhülle
der Hohen Tauern im Gerlostal (Tirol).**

von
Friedrich POPP

mit 9 Abb. und 1 Beil.

gedruckt mit Unterstützung vom
Amt der Tiroler Landesregierung

Anschrift des Verfassers:
Dr. Friedrich Popp
Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7/III
A-1010 Wien

Inhalt

Zusammenfassung	236
Abstract	237
Einleitung	238
Geologisch-tektonischer Überblick	238
1. Lithologie und Stratigraphie	239
1.1. Venedigerdecke	239
1.1.1. Kristallin der Kirchsitzschuppe	239
1.1.2. Porphyrmaterialschiefer	240
1.1.3. Hochstegenkalk Formation	240
1.2. Glocknerdecke	241
1.2.1. Wustkogel-Formtion	241
1.2.2. Mitteltriaskarbonat-Formation	242
1.2.3. Ausserertens-Formation	243
1.2.4. Bündnerschiefer-Formation	244
1.2.4.1. Karbonatfreie Schwarzphyllite und Prasinite	246
1.2.4.2. Karbonatreiche Schwarzphyllite	247
1.2.4.3. Psephitische Bündnerschiefer (Brekzien Members)	249
1.2.4.3.1. Der nördlichste Brekzienzug (Richbergkogelzone)	249
1.2.4.3.1.1. Sedimentologische Interpretation der schiefrig-brekziösen Ablagerungen der Richbergkogelzone	251
1.2.4.3.2. Brekzien im zentralen Bündnerschiefer-Bereich	253
1.2.4.3.3. Der südlichste Brekzienzug	254
1.2.4.3.4. Dolomitschollen	255
1.2.4.3.5. Vergleich der Brekzienvorkommen in der Bündnerschiefer-Formation	256
1.3. Unterostalpin	257
2. Tektonik	257
2.1. Venedigerdecke	257
2.2. Glocknerdecke	257
2.2.1. Nordvergenter Deckentransport und erste Hauptdeformation	260
2.2.1.1. Schieferungsflächen und Boudinagen der ersten Hauptdeformation	262
2.2.2. Ost-West-Einengungsstadium	262
2.2.3. Südvergente Faltung	262
2.2.4. Crenulation Cleavage	263
2.2.5. Querfaltung	264
2.2.6. Knitterung	265
2.2.7. Zur paläogeographischen Stellung der Gesteinsformationen und Bündnerschiefer-Brekzienhorizonte der Glocknerdecke im Gerlosgebiet	265
3. Literatur	267

Zusammenfassung

Die Beziehungen der penninischen Brekzien des Gerlostales (Richbergkogelzone) zur Bündnerschiefer-Formation wurden bisher noch nicht im erforderlichen Ausmaß untersucht. Um diese Frage zu beantworten wurde eine detaillierte geologische Aufnahme der penninischen Zone des Gerlosgebietes, welche Venedigerdecke und Glock-

nerdecke umfaßt, vorgenommen. Über der Venedigerdecke folgt die Glocknerdecke im Stile einer großen nordvergenten Tauchfalte, deren inverse Faltenschenkel im Gerlostal dominieren.

Mächtige Schichtfolgen der Wustkogel-Formation, Mitteltriaskarbonate und Keupersedimente weisen auf ein Ablagerungsmilieu in einer marginalen Zone des südpeninischen Ozeans hin. Alle Dolomitbrekzienhorizonte des Gerlosgebietes erwiesen sich als zur Bündnerschiefer-Formation gehörig. Auch die brekziöse „Richbergkogelzone“, die bisher als „Richbergkogelserie“ (Teil des Unterostalpins) beschrieben wurde, gehört der penninischen Bündnerschiefer-Formation an.

Nach vergleichbaren rezenten Faziesverteilungen können die Sedimente der Richbergkogelzone als Ablagerungen in einem vorstoßenden Tiefseerinnenenvironment interpretiert werden.

Die tektonische Aktivität (Subduktion des südpeninischen Ozeans) verlagert sich von Internzonen im Süden nach Externzonen im Norden. Deshalb wurden in den jüngsten Horizonten der Bündnerschiefer-Formation Brekzien der Richbergkogelzone neben anderen Brekzien (Brekzien des zentralen und südlichen Bündnerschiefer-Bereiches) abgelagert.

Die Kaserer-Formation ist im Gerlosgebiet nicht vorhanden. Das „Brennstallfenster“ O. THIELE's (1974:62) ist eine Aufwölbung eines invers liegenden Schenkels der Glocknerdecke. Die Metamorphose ist im Untersuchungsgebiet auf die niedrigtemperierte Grünschieferfazies beschränkt.

Abstract

The relation of the Penninic breccias of the Gerlostal area (Richbergkogelzone) to the Bündnerschiefer formation was insufficiently elucidated hithero.

To clear this question detailed geological mapping of the Penninic zone was necessary in the Gerlostal area. With it the Venediger nappe and the Glockner nappe are included. Above the parautochthonous Venediger nappe follows the Glockner nappe in the style of north vergent reversed folds. Therefore inverted large scale fold limbs dominate in the Gerlostal area.

The thick sequence of the Wustkogel formation and the Middle Triassic carbonate formation as well as Keuper beds point to a depositional environment in a marginal zone of the South Penninic ocean.

All dolomite breccia horizons of the Gerlostal area have been recognized as members of the Bündnerschiefer formation. Hence the breccious "Richbergkogelzone" which has been described hithero as "Richbergkogelserie (part of the Lower Austroalpine)", also belongs to the Penninic Bündnerschiefer formation. According to modern facies distributions the "Richbergkogelzone" can be interpreted as a prograding deep sea channel facies.

The tectonic activity (subduction of the South Penninic ocean) shifts from internal zones in the south to external zones in the north. Therefore breccias of the Richbergkogelzone are deposited next to other breccias (Brennkogelfacies) in the youngest strata of the Bündnerschiefer formation.

The Kaserer formation is not represented in the Gerlostal area. The "Brennstallwindow" O. THIELE's (1974:62) is suggested to be a vault of reversed layers of the Glockner nappe.

The metamorphic events are restricted to the low grade greenschist facies in the Gerlostal area.

Einleitung

Im Laufe der geologischen Forschung änderte sich durch eine Reihe neuer Erkenntnisse verschiedener Autoren die Auffassung über Stratigraphie und Tektonik der Tauernschieferhüllserien im Bereich des Gerlostales in Tirol:

Die erste detaillierte, das Gerlostal betreffende Arbeit stammt von H. DIETIKER (1938), der den tektonischen Bau der Schieferhülle als übereinander liegende Schuppen verschiedener penninischer Faziesbereiche sah. Für die bunte, reichlich Grobklastika führende Brekzienserie, welche den Südrand des Innsbrucker Quarzphyllits begleitet, wählte er den Namen „Richbergkogelserie“ und stellte diese als hochpenninisches Fazieselement zur „Matreier Schuppenzone“.

In der Arbeit von E. KUPKA (1951) wurde die Richbergkogelserie dem Unterostalpin zugeordnet und seither bis in die jüngere Vergangenheit zusammen mit dem Penken westlich von Mayrhofen (KRIST.-TOLLM.:1961) und den Tarntaler Bergen als mesozoischer Anteil des unterostalpinen Systems betrachtet (A. TOLLMANN, 1977: 68).

Die Tektonik der Glocknerdecke des Gerlosgebietes interpretierte bereits F. KARL (1952:9) als eingeebte Deckfalte.

O. SCHMIDEGG (1953) sieht in der Glocknerdecke des Gerlosgebietes verkehrt liegende Gesteinsserien, die nach Norden steil in die Tiefe tauchen.

O. THIELE (1974) faßt die Glocknerdecke des Gerlosgebietes als ein von Süden her über die Venedigerdecke überschobenes Tauchdeckensystem mit inversen und aufrechten Schichtfolgen auf.

Nördlich der Hauptmasse seiner oberen Schieferhülle (Glocknerdecke) trennt er eine höhere Schuppe (Larmerschuppe), größtenteils aus Arkosegneisen und Quarziten der Wustkogelserie bestehend, ab und faßt sie als Abschluß der penninischen Serien gegen Norden auf. Die Richbergkogelserie zählt er zum unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters.

Die Gesteine seines „Brennstallfensters“ stellt O. THIELE (1974:61 f) zur Kaserer Serie, woraus man auf eine weite Unterlagerung der Glocknerdecke durch die Venedigerdecke schließen könnte.

W. FRISCH (1974) vermutet in seiner geologisch-tektonischen Übersichtskarte im Brennstallfenster O. THIELE's bereits eine zur Glocknerdecke gehörige Aufwölbung der Bündnerschieferserie. Ziel der vorliegenden Arbeit war es nun, durch eine detaillierte regionalgeologische Untersuchung einen tieferen Einblick in die Stratigraphie und tektonischen Zusammenhänge der Tauernschieferhülle des Gerlostales zu gewinnen.

Geologisch-tektonischer Überblick

Innerhalb des westlichen Tauernfensters unterscheidet man die Großeinheiten Venedigerdecke und Glocknerdecke.

Die tektonisch hangende, aus dem südpenninischen Raum stammende Glocknerdecke beinhaltet Permotrias und Bündner Schiefer mit Einschaltungen von Prasiniten und Brekzien.

Die tektonisch liegende Venedigerdecke unterscheidet sich inhaltlich durch ihre voralpidische kontinentale Basis und die Fazies der mesozoischen Deckschichten von der Glocknerdecke. Sie besteht aus dem Zentralgneiskomplex, der durch paläozoische Schiefererien in sich in mehrere Kerne gegliedert ist und einer mesozoischen Hülle in Hochstegenfazies.

Die paläozoischen Schiefermulden stellten in alpidischer Zeit in der Venedigerdecke Zonen starker Einengung dar, von denen die mesozoische Hülle und Teile der paläozoischen Schiefer selbst abgeschert wurden und nun in allochthoner Position über den weiter nördlich gelegenen Einheiten liegen. Während die relativ starren Gneiskerne eine kompressive Verformung erlitten und es dabei zur Bildung von Gneiswalzen kam (z. B.: Krimmler Gneiswalze im SE-Anschluß an das Gerlosgebiet) wurden die Hüllschiefer der Gneiskerne nach Norden verfrachtet und zum Teil überschlagen (W. FRISCH 1977). So liegt z. B. über dem Ahornkern die Höllenstein-Tauchdecke, die über die Schönachmulde mit der Kirchspitzschuppe des Gerlosgebietes in Verbindung steht.

Die Höllenstein-Tauchdecke wird von der Wolfendorndecke überlagert, deren östliche Fortsetzung der Porphyrmaterialschieferschuppe des Gerlostales entspricht. Sie enthält altpaläozoische Porphyrmaterialschiefer, etwas Trias (nur am Wolfendorn) und Jura in Hochstegenfazies, der von der unterkretazischen, bündnerschieferähnlichen Kaserer Serie überlagert wird (W. FRISCH, 1977).

Die Kaserer Serie fehlt allerdings im Gerlosgebiet weitgehend. Sie dürfte hier schon primär gering mächtig entwickelt sein und eine tektonische Reduktion erfahren haben.

Die unteren Schieferhülldecken der Venedigereinheit werden von der oberen Schieferhülldecke, der Glocknerdecke überlagert, die im Gerlosgebiet ebenso wie die Höllenstein-Tauchdecke als große Tauchfalte vorliegt.

1. Lithologie und Stratigraphie

1.1. Venedigerdecke

Als tektonisch tiefste Elemente des vorliegenden Kartierungsblattes wurden mit der Kirchspitzschuppe und der Porphyrmaterialschieferschuppe (O. THIELE, 1974: 68) Gesteine der Venedigerdecke bearbeitet.

1.1.1. Kristallin der Kirchspitzschuppe

Die Gipfelregion der Kirchspitze besteht aus schmutzig-grüngrauen, phyllonitisierten Arkosegneisen bis Quarziten. Am Nordgrat der Kirchspitze zeigt sich ein allmählicher Übergang zu feldspatführenden Glimmerschiefern und Quarzphylliten.

Makroskopisch sind es dünn-schichtige, stark geplättete, flaserige Feldspatknottengneise, deren sedimentärer Charakter durch einen dünnlagigen Wechsel chloritführender Schieferlagen mit quarzreichen Lagen hervorgehoben wird.

Der Mineralbestand der Klastika besteht zum überwiegenden Teil aus Plagioklasen und geringen Anteilen von Quarz und Kristallinkomponenten. Kalinatronfeldspat findet sich selten. Einige Quarzkomponenten weisen magmatische Korrosionsbuchten auf. Ebenso können feinkörnige Quarzflatschen als porphyrisches Material angesehen werden.

Das Kristallin der Kirchspitzschuppe steht mit den Gesteinen der Schönachmulde in Verbindung und ist bei Betrachtung der gesamten Serie wegen des reichen Bestandes an tuffitischen und pyroklastischen Gesteinen, die sich in ihrem Charakter am ehesten an den altpaläozoischen Split-Quarzkeratophyr-Vulkanismus anschließen lassen, mit großer Wahrscheinlichkeit in das Altpaläozoikum zu stellen (O. THIELE, 1974:59).

Das Kristallin der Kirchspitze entspricht auch lithologisch in vielen Beziehungen den in analoger tektonischer Position auftretenden Knollengneisen des Höllensteins für welche W. FRISCH (1968:317) ebenfalls altpaläozoisches Alter annimmt.

1.1.2. Porphyrmaterialschiefer

Die Porphyrmaterialschiefer ziehen als eigene, bis zu 500 Meter mächtige Zone durch das Kartierungsgebiet.

TH. OHNESORGE (siehe W. HAMMER 1936) bezeichnete die hell- bis dunkelgrünen porphyrischen Arkosegneise mit Übergängen zu feldspatreichen Glimmerschiefern und Einschaltungen von geringermächtigen Grünschiefern als „Porphyrmaterialschiefer“. Der Name wurde auch von den meisten, später hier arbeitenden Geologen verwendet und soll in der vorliegenden Arbeit beibehalten werden.

Man findet überwiegend Gesteinstypen in denen sedimentäres Material schon während der Ablagerung mit vulkanischem eng vermischt worden ist und an denen man infolge der Kristallisation sedimentäre und vulkanische Anteile des Gesteinsaufbaues nicht mehr deutlich unterscheiden kann.

Kompakte, quarzreiche Porphyrgneise mit grünlichem Farbton entsprechen am ehesten reinen, umgelagerten Porphyroiden. Von diesem harten, splittrig brechenden Gesteinstyp, dessen grüner Farbton von Chlorit hervorgerufen wird, gibt es alle Übergänge zu den am weitesten verbreiteten, stark schiefrigen porphyrischen Arkosegneisen. Dieser Hauptgesteinstyp der Porphyrmaterialschiefer ist in charakteristischer Weise stark geplättet und zerfällt infolge einer deutlich ausgeprägten Transversalschieferung unter dem Hammer meist zu parallelepipedisch begrenzten, ebenflächigen Stücken. Der Mineralbestand der Einsprenglinge und Klastika besteht zum überwiegenden Teil aus Plagioklasen, gefolgt von Quarz und Kalialtronfeldspat. Mit feinkörnigem Quarz ausgefüllte Korrosionsbuchten und Resorptionsschläuche an Quarzäugen zeigen deren vulkanische Herkunft, eine eindeutige Abtrennung von der sedimentären Quarzmatrix ist jedoch wegen der überprägten Quarzkristallisation nicht möglich. Man kann an den Einsprenglingen und Klastika erkennen, daß Arkose- und Porphyrmaterial in mikroskopisch kleinem Bereich vermischt ist.

In den Porphyrmaterialschiefern der Racherwände und der Dreierwände des Schwarzachtals sind zehnermeter-mächtige Grünschieferzüge konkordant eingeschaltet. Es handelt sich um meist stark sedimentär verunreinigte, quarzreiche Albit-Epidot-Chloritschiefer, die stellenweise aktinolithische Hornblende führen, und um uralitische Metadiabase. Für die Herkunft der Porphyrmaterialschiefer kommt grundsätzlich sowohl Material des altpaläozoischen als auch des permischen Vulkanismus in Frage. Da sich die Porphyrmaterialschiefer sowohl in ihrem stratigraphischen Verband, als auch in ihrem feldgeologischen und mikroskopischen Befund von der permotriadisch eingestuften Wustkogelserie (G. FRASL, 1958) unterscheiden, sind die Porphyrmaterialschiefer wohl am ehesten zur Zeit der altpaläozoischen, quarzporphyrischen Ergüsse entstanden (W. FRISCH, 1968:318).

1.1.3. Hochstegenkalk Formation

Von den drei im Gerlosgebiet in verschiedenen, übereinander liegenden tektonischen Niveaus auftretenden Hochstegenkalkzügen (O. THIELE, 1974:60) wurden bei der vorliegenden Kartierung nur die beiden nördlicher gelegenen Kalkmarmorzüge erfaßt, während jener mächtige Hochstegenkalkzug, der den Porphyrgnitgneis des Ahornkerns überlagert, bereits außerhalb der Grenzen des Kartierungsgebietes liegt. Der südlichere der beiden erfaßten Hochstegenkalkzüge streicht mit relativ konstanter Mächtigkeit steil nordfallend vom Schwarzachtal im Westen – über den Roller – das Wimmertal – den Bereich südlich von Schöntalalm und Brunellköpfe – zum Schönaachtal im Osten, und wird als stratigraphisch Hangendes des Kirchspitzkristallins angesehen.

Der nördlichste, geringmächtige und durch tektonische Reduktion oftmals nur in Linsen vorhandene Hochstegenkalkzug findet sich als mesozoische Bedeckung im stratigraphisch Hangenden der Porphyrmaterialschiefer.

An der Basis dieses nördlichsten Hochstegenkalkzuges fanden sich in einem von SW her einziehenden Seitenarm des Weißbachs hellgraue Feldspatklastika-führende Quarzite im Verband mit Chloritphylliten und Schwarzphylliten. W. FRISCH (1968: 298 ff.) nimmt für solche Gesteine an der Basis des Hochstegenkalks liassisches Alter an. Die Hauptmasse der Hochstegenkalke besteht aus plattigen, teils grobgebankten, massig wirkenden, bläulichen, fein- bis mittelkörnigen Kalkmarmoren. Sie sind also lithologisch recht eintönige und schlecht gliederbare Gesteine einer reinen Kalkfazies.

Altersmäßig kann zumindest ein Teil der Hochstegenkalk-Formation durch den Fund eines Ammonitenabdruckes, der als *Perisphinctes* sp. bestimmt wurde (R. v. KLEBELSBERG, 1940) in den oberen Jura eingestuft werden. Dafür spricht auch eine von H. P. SCHÖNLAUB et al. (1974) im Steinbruch beim namensgebenden Weiler Hochstegen bei Mayrhofen gefundene Mikrofauna. Allgemein wird daher der Hochstegenkalk als Fixpunkt in der Stratigraphie der Venedigerdecke angesehen.

1.2. Glocknerdecke

In dieser Arbeit wird nach einem Vorschlag von W. FRISCH (1974:10 f) die von anderen Autoren als „Deckensystem der Oberen Schieferhülle“ (CH. EXNER, 1971) oder „Obere Schieferhüll-Decke“ (A. TOLLMANN, 1963) bezeichnete, Permtrias umfassende, penninische Hüllschieferserie „Glocknerdecke“ genannt. Sie beinhaltet im Gerlosgebiet die permotriadische Wustkogel-Formation, mitteltriadische Karbonate, obertriadische Psammite und Pelite sowie die jurassisch-unterkretazische Bündnerschiefer-Formation.

1.2.1. Wustkogel-Formation

Terrigene Metasedimente der Wustkogel-Formation überlagern im Gerlosgebiet über große Bereiche jüngere Gesteinsserien, weil hier der inverse Schenkel einer großen nordvergenten Tauchfalte der Glocknerdecke vorliegt.

Die stratigraphisch tiefste Position innerhalb der Wustkogel-Formation nehmen graue Arkosegneise und Phyllite ein, für die O. THIELE (1974:63) auf Grund von lithologischen Vergleichen mit Gesteinen der Schönachmulde altpaläozoisches Alter annimmt. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit sind diesbezüglich keine Aussagen möglich, jedoch erachtet es der Verfasser als wahrscheinlich, daß das Permomesozoikum der Glocknerdecke auf einem dem mittelpenninischen Bereich paläogeographisch sehr nahe stehenden Paläozoikum abgelagert wurde, weil auch deren jurassische Serien in typischer Brennkogelfazies vorliegen. Die durch ihren Phengitanteil an Glimmergehalt hellgrünen bis grünlichgrauen Arkosegneise, Phengitschiefer und Phengitquarzite bauen im Gerlosgebiet die Hauptgesteinsmasse der Wustkogel-Formation auf. Die karbonatfreie Matrix ist ein Quarzphyllit mit schwankendem Hellglimmergehalt. Klastische Komponenten sind Feldspat und Quarz. Sie sind im allgemeinen fein bis mittelkörnig und meist tektonisch deformiert, so daß über ihren ursprünglichen Rundungsgrad keine Aussage mehr möglich ist. Trotzdem tritt ein gröberklastischer Anteil an einzelnen Lagen manchmal schon makroskopisch deutlich hervor. Bis zu mehrere Zentimeter große, zum Teil eckig begrenzte Feldspatklastika sind in bedeutend feinerkörnigen Arkosegneislagen eingestreut.

Solche Klastika weisen auf einen sehr kurzen Transportweg vor ihrer Einbettung

hin. Der Wechsel grober und feiner Arkosegneislagen belegt eine unruhige Sedimentation und spricht ebenfalls für eine geringe Transportweite des Detritus.

Anteile saurer Effusiva sind meist in aufbereiteter Form in den Arkosegneisen enthalten. Viele Klastika erweisen sich unter dem Mikroskop als vulkanische Einsprenglinge von Quarz und Kalinatronfeldspat. Sie entstammen offensichtlich einem aufgearbeiteten Quarzporphyr, dessen Grundmasse in der quarzphyllitischen Matrix der Arkosegneise mitverarbeitet ist. Syngenetisch eingelagerte Tuffite fallen makroskopisch durch eine, von oxydischem Fe-Erz hervorgerufene violette Färbung auf. Insgesamt gesehen sind die lichtgrünen Arkosegneise der Wustkogel-Formation ehemals sandig-tonige Sedimente, deren grobklastische Komponenten von Plutoniten und wahrscheinlich syngenetisch eingelagerten und großteils aufgearbeiteten Vulkaniten stammen. In der Stratigraphie der Glocknerdecke vertreten die lichtgrünen Arkosegneise das Perm.

In stratigraphisch höchsten Bereichen der Wustkogel-Formation treten bis zu mehrere Zehnermeter mächtige, lichtgrüne und weiße Quarzite auf, deren Schichtflächen meist dünne Häute grünen Phengits überziehen. Sie sind durch lithologische Übergänge mit obigen Arkosegneisen verbunden und vertreten hier das Skyth.

1.2.2. Mitteltriaskarbonat-Formation

An der Skyth-Anis Grenze schlägt die Sedimentation im betrachteten Bereich von einer terrigenen in eine karbonatreiche um, in der die terrigenen Einflüsse fast völlig verschwinden. Es ist also ein markanter Wechsel von einem „Stadium siliziklastischer Schichten“ zu einem „Stadium der Flachwasserkarbonate“ zu verzeichnen. Nun können die Karbonate des Gerlosgebietes durch die Kombination von Rauhwacken, Kalkmarmoren, Dolomitschlierenkalken und Dolomiten wohl als ein stratigraphischer Fixpunkt in der Mitteltrias angesehen werden.

Rauhwacken treten sowohl in stratigraphisch liegender als auch in hangender Position auf. Ihre starke, durch die Position zwischen unterschiedlich formbarem Gesteinsmaterial (Skyth-Quarzite bzw. Quarzite der oberen Trias) bedingte, tektonische Überprägung wird durch den oft beobachtbaren Gehalt an eckig begrenzten Dolomitfragmenten und Serizitschieferflatschen deutlich.

Hellgraue und dunkelgraue Kalkmarmore entsprechen lithologisch und in ihrer stratigraphischen Position den von E. KRISTAN-TOLLMANN (1961:212 ff.) beschriebenen Aniskalken des Penken-Gschößwandzuges. Darüber folgen hellgreue bis blaugraue, manchmal schwach rosafarbige, gebänderte Kalkmarmore, die in charakteristischer Weise von gelblichgrau anwitternden Dolomitschlieren durchzogen sind. An manchen Stellen (z. B. in den Aufschlüssen des oberen Mühlbaches, SH 1415 m) läßt ihr lithologischer Habitus eine genetische Interpretation als Algenlaminit zu.

Neben dem Typus mit dünnen Dolomitschlieren begegnet man auch gröber gebankten Kalkmarmoren, die mit Dolomitbänken wechsellagern. Die Karbonatabfolge endet schließlich mit hellgrauen, splittrig brechenden, oft plattig gebankten Dolomitmarmoren.

Die Mitteltriaskarbonate des Gerlosgebietes stehen gegen Osten mit der Krimmler Trias in Verbindung. In westlicher Fortsetzung bauen sie die Gerlossteinwand auf und finden sich im Penken-Gschößwandzug wieder.

Insgesamt bilden die Mitteltriaskarbonate eine im Prinzip zusammenhängende Masse, die von der Wustkogel-Formation tektonisch überlagert wird und in Aufwölbungen bzw. in erosiv freigelegten Abschnitten unter dieser hervortritt.

1.2.3. Ausserertens-Formation

Obertrias war im Penninikum des Tauernfensters bisher nur in der Seidlwinkldecke in der Umgebung des Hochtors gesichert und liegt dort in Keuperfazies vor (FRASL, G. & FRANK, W. 1966:41). Nun findet man aber auch im Gerlosgebiet immer in der Position zwischen Mitteltriaskarbonaten und jurassischen Bündnerschiefern helle Serizitquarzite, die in vielen Fällen mit Chloritoidserizitquarziten, Chloritoidschiefern, bunten Konglomeratquarziten und bunten Schiefen in Verbindung stehen. Die erwähnte stratigraphische Position und lithologische Assoziation ermöglichte die Parallelisierung mehrerer, im Kartierungsgebiet tektonisch getrennt vorliegender Serizitquarzitzüge.

Ausgangspunkt für die lithologische Abtrennung der Serizitquarzite mitsamt ihren begleitenden Chloritoidserizitquarziten, bunten Schiefen und Konglomeratquarziten zu einer eigenen Gesteinsformation (Ausserertens-Formation) war jener Serizitquarzitzug, der im Liegenden des nördlichsten Brekzienzuges der Bündnerschiefer-Formation (Richbergkogelzone) von der Ausserertensalm – über den Ausserertensgipfel (an der Südflanke des Richbergkogels) – Innerertensalm – zur Nöckentalalm zieht.

Der tektonische Zusammenhang der einzelnen Serizitquarzitzüge ist durch den Tauchfaltenbau der Glocknerdecke gegeben, in dem die Serizitquarzite der Ausserertens-Formation Teil des aufrecht lagernden Schenkels sind, während die übrigen, in äquivalenter stratigraphischer Position auftretenden Serizitquarzite dem inversen Schenkel dieser Tauchfalte angehören.

In basalen Abschnitten der Ausserertens-Formation bilden milde Chloritserizitschiefer deren Bindeglied zur Mitteltriaskarbonat-Formation. Dolomiddetritus und klastische Komponenten aus dem Material der Wustkogel-Formation sind oft lagenweise wechselnd in den milden Chloritserizitschiefern aufgearbeitet. Hier lagen landnahe Bereiche vor, in denen offensichtlich auch eine Erosion des älteren Untergrundes stattfand. In einem Fall (Isskogelbach, SH 1840 m) wurden Dolomitfragmente gefunden, deren Entstehung vermutlich auf Boudinage mächtigerer Dolomitlagen zurückzuführen ist. In manchen Abschnitten, wo die Mitteltriaskarbonate gänzlich fehlen, sei es durch eine primäre Lücke in der Sedimentation, oder durch tektonische Reduktion bedingt, ist durch die erwähnte Resedimentführung der milden Schiefer ein post-mitteltriadisches Alter wohl eindeutig erwiesen. In ihrem Hangenden sind die milden Chloritserizitschiefer eng an helle Serizitquarzite, den Hauptgesteinsyp der Ausserertens-Formation gebunden, in welche sie durch Wechsellagerung übergehen (z. B. Isskogelbach, SH 1860 m). Die karbonatfreien, hellen Serizitquarzite stellen im Kartierungsgebiet einen weit verbreiteten Gesteinstyp dar, der am mächtigsten in dem oben beschriebenen Serizitquarzitzug des Ausserertens entwickelt ist.

Makroskopisch sind es weiße bis hellgraue Serizitquarzite, die bei Anwitterung häufig durch limonitische Ausfällungen leicht gelbbraun gefärbte Serizithäutchen aufweisen. Die Serizithäute bedingen eine plattige, schiefrige Textur, die sich bei genauerer Betrachtung in eine feine Flaserung auflösen läßt. Auffallend sind gelegentlich auftretende, grau gefärbte, grobe konglomeratische Partien, deren Komponenten mit feinem Quarz-Serizit-Bindemittel verkittet sind. Hier handelt es sich um kataklastisch beanspruchte Bereiche, die sich vorwiegend in basalen Abschnitten der Serizitquarzitzüge finden.

Ein ständiger Begleiter der hellen Serizitquarzite ist ein hellgrüner, überaus dünnblättriger, milder Serizitschiefer. Er findet sich in geringmächtigen Lagen in unregel-

mäßigen Abständen zwischen mächtigen Serizitquarzitbänken und ist für alle Serizitquarzite des gesamten Kartierungsgebietes charakteristisch.

In hangenden Partien sind die hellen Serizitquarzite häufig mit violetten Hämatit-Serizit-Schiefern, bunten Konglomeratquarziten und Chloritoidserizitquarziten verknüpft. Diese bunte Serie streicht in typischer Ausbildung entlang der Basis der karbonatquarzitisch-schiefrigen Richbergkogelbrekzienzone, von der sie sich lithologisch grundsätzlich unterscheidet, dennoch aber durch gelegentlich in den bunten Schiefern eingestreute Dolomitgerölle einen gewissen Ansatz zu der für die Richbergkogelbrekzienabfolge typischen Sedimentationsart zeigt. Nach der relativ lange andauernden Quarzsandsedimentation nahm in der Ausserertens-Formation mit den bunten Schiefern und Quarziten eine tonig-sandige Sedimentation in wechselndem Maße zu. Dabei haben Bodenunruhen nicht nur zum Einsetzen von Dolomitgeröllschüttungen geführt, sondern auch grobe Quarzkörner in solchen Konglomeratquarzitlagen. Eben solche rosafarbige Quarze sind aus der Wustkogel-Formation bekannt, wo deren Farbton vermutlich auf permische Verwitterung zurückzuführen ist. Dieses Argument reicht allerdings nicht aus das vorliegende Metasediment dem alpinen Verrucano zuzuordnen, da es nach seiner stratigraphischen Position als post-mitteltriadisch anzusehen ist. Außerdem steht es mit Chloritoid-führenden Serizitquarziten in enger Verbindung, die nur bei einem speziellen Al-reichen Pauschalchemismus des Ausgangssedimentes entstehen können (H. G. F. WINKLER, 1976:210). Aus der Wustkogel-Formation sind solche Chloritoid-führenden Gesteine nicht bekannt. Denkbar wäre vielmehr die Herkunft der rosa Quarzkomponenten in den vorliegenden Konglomeratquarziten durch Umlagerung von Wustkogelgesteinen im Keuper.

Zur Frage nach dem Faziesraum, in welchem solche Chloritoid-führenden Serizitquarzite zusammen mit bunten Schiefern auftreten können, kann man zum Vergleich das unterostalpine Semmering-Wechsel-System heranziehen. Der Keuper ist dort durch violette und grüne Serizitschiefer zusammen mit Quarziten gekennzeichnet (A. TOLLMANN, 1977:161 ff.).

Sehr gute Vergleiche kann man auch mit der bereits erwähnten penninischen Obertrias der Seidlwinkldecke in den Mittleren Hohen Tauern anstellen. G. FRASL & W. FRANK (1966) beschreiben dort ehemals tonig-siltige Sedimente, die heute als Chloritoidphyllite vorliegen und vergleichen sie mit den schweizerischen Quartenschiefern.

Solche Vergleiche bestärken die Annahme, daß auch im Gerlosgebiet mit den Gesteinen der Ausserertens-Formation obertriadische Sedimente in vorlandbeeinflusster Keuperfazies vorliegen. Es kam also hier im Gerlosgebiet in der Obertrias der Glocknerdecke durch Heraushebung zu einem nochmaligen Umschlag von karbonatischer zu terrigener Sedimentation.

1.2.4. Bündnerschiefer-Formation

Der Beginn des Jura ist für den hier betrachteten Raum das bedeutendste Ereignis zwischen variszischer und alpidischer Gebirgsbildung überhaupt.

Es beginnt zu dieser Zeit durch die Zerreißung der kontinentalen Kruste die Öffnung des eigentlichen penninischen eugeosynklinalen Troges, in dem in der Folge die mächtigen Serien der Bündner Schiefer abgesetzt werden (W. FRISCH, 1976:380). Deren lithologische Ausbildung ist in Randbereichen des Troges durch terrigene Beeinflussung gekennzeichnet, wogegen in dessen Zentrum Pelite mit Prasiniteinschlüssen vorherrschen.

Die Bündner Schiefer des Gerlosgebietes scheinen auf den ersten Blick monoton zu sein, erweisen sich jedoch bei genauerer Untersuchung als sehr wechselhaft zusammengesetzte, zumeist dünnlagig geschichtete Sedimente. An ihrem Aufbau sind neben immer vorhandenem Serizit und Quarz auch Karbonat in wechselndem Maße beteiligt. Das Mengenverhältnis dieser am Gesteinsaufbau beteiligten Mineralkomponenten ist extremen Schwankungen unterworfen, so daß das Gestein in allen Übergangstypen zwischen kalkfreiem Schwarzphyllit, Kalkphyllit- bis Marmor und Quarzit ausgebildet sein kann.

In nicht metamorphen Gesteinen würde man diese wechselhafte Mineralzusammensetzung gut im Sand-Karbonat-Ton-Dreieck darstellen können. Ich bin mir aber bewußt, daß diese Darstellung in metamorphen Gesteinen nur bedingte sedimentpetrographische Gültigkeit hat. Ferner sind Korngrößenbestimmungen nicht anwendbar, da durch Rekristallisationsvorgänge, Neubildungen und Deformationserscheinungen das Korngefüge vollkommen verändert wird.

Dennoch sind sedimentäre Merkmale ersichtlich. So weist z. B. ein hoher Quarzgehalt sicherlich auf einen vermehrten Sandgehalt hin, und Gesteine mit wenig Quarz und Kalzit sind wahrscheinlich pelitischer Herkunft. Für die Bezeichnung des Gesteins spielt also der Gehalt an Karbonat und Quarz eine hervorragende Rolle. In stratigraphisch höheren Bereichen der Bündner Schiefer des Gerlosgebietes sind in zunehmendem Maße grobklastische Lagen eingeschaltet, und schließlich entwickelt sich eine mächtige Brekzienserie mit schwarzphyllitischem Bindemittel.

Eine grobe Einordnung der Bündnerschiefer-Gesteinstypen nach dem sedimentären Charakter des Ausgangsgesteins kann gut im Schema der folgenden Abbildung gezeigt werden.

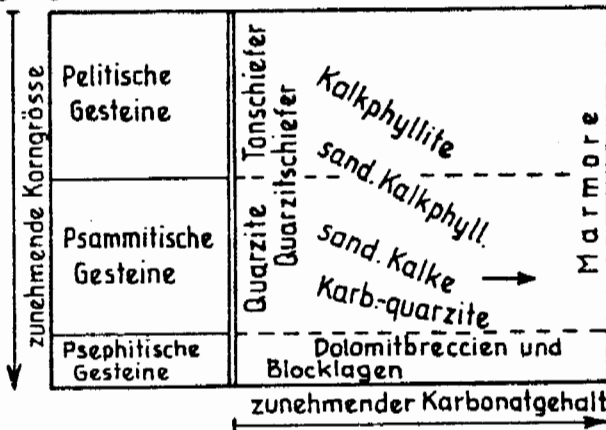


Abb. 1: Klassifizierung der Bündnerschiefer-Gesteinstypen nach Korngröße und Mineralzusammensetzung des Ausgangsgesteins.

Die Vielfalt in der Gesteinsausbildung der Bündner Schiefer ist offensichtlich durch die Art der Sedimentation bedingt, die großteils nach dem Prinzip eines turbiditischen Ablagerungsmechanismus stattgefunden haben könnte. Es ist modellhaft vorstellbar, daß in ein Meeresbecken mit kontinuierlicher pelagischer Sedimentation an dessen Rändern bereitgestellte, terrigene Sedimentmassen hinein glitten. Je nach Art und Menge des in das Meeresbecken eingeglittenen, terrigenen Materials und in Abhängigkeit von der Entfernung vom jeweiligen Schuttfächer konnten sich verschieden mächtige und unterschiedlich zusammengesetzte Sedimentlagen terrigenen Materials ab-

setzen. Berücksichtigt man zusätzlich, daß die distalen Sedimentlagen mehrerer Turbiditströme einander überschneiden können, so erscheint die Wechselhaftigkeit der Gesteinsausbildung verständlich. Die Bildung grobklastischer Dolomitbrekzien und Blocklagen in jüngsten Horizonten der Bündnerschiefer-Formation ist vermutlich das Ergebnis einer aktiven Störung im südpenninischen Ozean.

1.2.4.1. Karbonatfreie Schwarzphyllite und Prasinite

Im Gerlosgebiet findet man karbonatfreie Schwarzphyllite vorwiegend im Bereich südlich des Gerlostales, wo sie oft in Verbindung mit Grünschiefern und Metadiabasen anzutreffen sind (z. B. Auerschlagalm, Arbisgrube).

Die unter dem Überbegriff „Schwarzphyllit“ zusammengefaßte Gesteinsabfolge zeigt fließende Übergänge zwischen ebenflächigen Serizitschiefern, Phylliten und Quarzitschiefern. Phyllite sind meist schwarz, bedingt durch einen hohen Anteil an opakem Pigment. Die Gesteine werden heller und schiefriger, wenn der Quarzgehalt zunimmt, da sich ein Wechsel von Quarz- und Glimmerlagen bildet.

Als ursprüngliche Gesteine kann man sich für die Schwarzphyllite rein detritische, feinkörnige Sedimente vorstellen, die in einem reduzierenden Milieu abgelagert wurden. In der Epizone handelt es sich meist noch um weiche, leicht verwitternde Gesteine, die im Gelände deutliche Depressionen bilden. In Einflußbereichen der höher temperierten Grünschieferfazies wird vielfach Granat gebildet und die Gesteine werden hart und massig, was auf die vermehrte Feldspat-Neubildung zurückzuführen ist (z. B. die Bündnerschiefer-Bereiche Kothüttenalm—Schöntalbach und ENE vom Arbiskogel). Prasinite findet man in Form von Albit-Epidot-Chlorit-Schiefern in den Aufschlüssen der Auerschlagalm, an der Ostflanke des Wimmertales nahe Gmünd und in der Arbisgrube, wo sie mit Metadiabasen vergesellschaftet sind.

Die Einlagerung dieser Grüngesteinszüge in karbonatfreie detritische Tonsedimente erfolgte vermutlich im Anfangsstadium der Bündnerschiefer-Beckensedimentation als Folge der Ausdünnung kontinentaler Kruste. Die Ergüsse der Diabase ereigneten sich vermutlich an Diskontinuitätsflächen im Sediment und bildeten dort Sills aus, während deren Tuffite lagig im Sediment eingelagert wurden.

Die Metadiabase der Arbisgrube lassen ihr ursprüngliches porphyrisch-massiges Gefüge Gefüge noch gut erkennen. Dunkelgrüne, einige Millimeter große, hypidiomorphe Aktinolithesprenglinge sind uralitische Pseudomorphosen nach brauner Hornblende. Das grünlichgraue Grundgewebe besteht aus Chlorit, Epidot und Plagioklasen. Die intersertal texturierten Plagioklasleisten weisen eine nur sehr schwache Füllung mit Mikrolithen eines Epidotminerals auf. Der Großteil an Epidot-Klinozoisit-Mineralien liegt meist in teilweise idiomorphen Kristallen außerhalb der Plagioklasleisten oder ist mit diesen poikiloblastisch verwachsen. Beim vorliegenden epizonalen Metamorphosezustand müßten aber ehemals anorthitreiche Plagioklase eine wesentlich stärkere Mikrolithenfüllung aufweisen (z. B. haben ehemals basische Plagioklase der Zentralgneise eine viel intensivere Mikrolithenfülle). Die schwache Mikrolithenfüllung der vorliegenden Diabas-Plagioklase läßt also vermuten, daß diese schon vor der Regionalmetamorphose Albit-reicher waren. Das basische Ausgangsgestein könnte daher schon vor der Tauernmetamorphose Albit oder Oligoklas anstatt kalziumreicher Plagioklase enthalten haben und demnach der Spilitgruppe angehört haben.

Faziell ist die oben beschriebene Gesteinsvergesellschaftung der Schwarzphyllite und Prasinite von den übrigen im Gerlosgebiet auftretenden Bündnerschiefer-Typen, die keine Grüngesteine beinhalten und durch einen Überhang an detritischem Material

gekennzeichnet sind, abzutrennen. Es sind also im jurassischen Bündnerschieferanteil Anzeichen einer Faziesdifferenzierung in Bereiche wie sie im Östlichen Tauernfenster als „Brennkogelfazies“ und „Glocknerfazies“ beschrieben wurden (G. FRASL & W. FRANK, 1966) vorhanden.

Während aber Gesteinstypen der Brennkogelfazies im Gerlosgebiet dominieren, setzen jene der Glocknerfazies erst in östlicher und westlicher streichender Fortsetzung des Arbeitsgebietes ein (siehe Kap. 2.2.7).

Das enge räumliche Nebeneinanderliegen dieser faziell unterschiedlichen Gesteinsmassen ist im betrachteten Raum vermutlich auf tektonische Vorgänge im Verlaufe des Deckenschubes während der Kreidezeit zurückzuführen.

1.2.4.2. Karbonatreiche Schwarzphyllite

Die Hauptmasse der Bündnerschiefer des Gerlosgebietes besteht aus sehr wechselhaft zusammengesetzten, mehr oder weniger kalkreichen Schwarzphylliten bis Karbonatquarziten.

Als Ausgangsgestein muß man sich sandige Mergel mit detritischer Beeinflussung und unterschiedlichem Karbonatgehalt vorstellen. Fließende Übergänge in der Materialzusammensetzung bedingen die Vielfalt in der Gesteinsausbildung. Es ist also für die Benennung der Gesteine einerseits das Mengenverhältnis von Pelit zu Quarz und Karbonat wichtig, andererseits kommt sedimentologischen Strukturmerkmalen eine gewisse Bedeutung zu. In vielen Fällen kann bei dünnschichtig wechsellagernden Karbonatquarziten und Kalkphylliten bis Phylliten ein distaler turbiditischer Sedimentationsmechanismus angenommen werden (W. FRISCH, 1980).

Reine Kalkphyllite entwickeln sich durch allmählichen Übergang aus dünnlagigen, karbonatreichen Schwarzphylliten (z. B.: Schlucht des unteren Krumbaches SW der Moseltretalm). Sie bilden im allgemeinen eine monoton zusammengesetzte Wechsellagerungsserie weicher karbonatreicher Phyllitlagen mit kompakteren, quarzhaltigen Karbonatphyllitlagen. In manchen Abschnitten tritt eine feine Bänderung durch hellgraue Quarzlagen auf. Einzelne dm-große, gut gerundete, dunkle Kalkkomponenten können plötzlich inmitten der monotonen Kalkphyllite eingelagert sein. Auch Einschaltungen grobkörniger Quarzgeröllagen kommen vor.

Durch Abnahme des Glimmergehaltes kann der Kalkphyllit kontinuierlich in einen sehr kompakten, dunklen sandigen Marmor übergehen. Diese Marmore können wieder durch vermehrtes Quarzsandangebot in Karbonatquarzite übergehen und mit diesen wechsellagern (z. B. Falschbach, SH = 1560–1565 m).

Der am häufigsten anzutreffende Gesteinstyp ist aber ein karbonatreicher Schwarzphyllit, der durch einen Wechsel von dunklen pigmentreichen Phyllitlagen mit grauen Karbonatlagen gekennzeichnet ist. In beiden ist in wechselndem Maße stets Quarz vorhanden, so daß sich sowohl Quarzphyllitlagen als auch Karbonatquarzitlagen ausbilden können.

Von diesen sehr wechselhaft zusammengesetzten Bündner Schiefen hebt sich eine lithologisch markante, rhythmische Schwarzphyllitwechselfolge ab. Sie erstreckt sich vom Westabschnitt des Aufnahmegebietes, wo sie im Bereich Brennfall – unterer Mühlbach ca. 300 Meter mächtig aufgeschlossen ist, über geringermächtige Aufschlüsse im Riederbach und im Weiter-Bärbach bis in den Ostabschnitt des Aufnahmegebietes, wo sie in den Aufschlüssen des Falschbaches durch ein offensichtlich in lateraler Erstreckung wechselndes Angebot an terrigenem Material einen Übergang zu grobklastischen Sedimentlagen zeigt.

Die rhythmische Wechsellagerungsfolge dunkler Serizitphyllite und grauer Karbonatquarzite entwickelt sich zumeist aus gemeinen karbonatreichen Schwarzphylliten und kann auch wieder in diese übergehen. Gradierungen sind darin deutlich feststellbar: Stets setzt im Hangenden einer karbonatfreien Serizitphyllitlage eine Karbonatquarzitlage mit scharfer Grenze ein, und geht schließlich allmählich in eine nächste Serizitphyllitlage über. Der turbiditische Zyklus ist meist durch einen \pm deutlichen Karbonatsprung vom kalkfreien pelagischen Zyklus unterscheidbar (Abb. 2).

Solche gradierte Schichtfolgen, bei denen die Pelitlagen im allgemeinen karbonatfrei sind, werden als Sedimente eines unterhalb der Kalzitkompensationsgrenze gelegenen distalen Turbiditbereiches angesehen.

Die dunklen, karbonatfreien Serizitphyllitlagen weisen meist einen hohen Graphitgehalt auf und repräsentieren in der vorliegenden rhythmischen Wechselfolge großteils die pelagischen Sedimentationsabschnitte eines distalen Turbiditbereiches. Karbonathältige Partien der Serizitphyllite werden als zum turbiditischen Zyklus gehörig angesehen.

Entsprechend dem Ablagerungsmechanismus in einem distalen Turbiditbereich, bei dem die pelagische Sedimentation durch plötzlich einsetzende, gröberkörnige Schüttungen terrigenen Materials unterbrochen wird, sind auch zumeist die Mächtigkeiten der Serizitphyllitlagen ausgebildet. Je nach Dauer des pelagischen Intervalls können sie mm- bis cm-mächtige Lagen bilden.

In jenen Fällen, wo die Pelite dünnste karbonathältige Lagen oder Häutchen zwischen Karbonatquarzitlagen bilden, fehlt entweder der pelagische Anteil des Turbidits, oder er wurde über der CCD abgelagert.

Graue Karbonatquarzitlagen entwickeln sich bei entsprechendem Materialangebot zumeist mit scharfer Grenze aus graphitreichen Serizitphylliten und gehen wieder kontinuierlich in diese über. Dünne graphitische Serizithäutchen bewirken den grauen Farbton der Karbonatquarzite und kennzeichnen deren sedimentär angelegte, enge Verbindung zu den dunklen Serizitphyllitlagen. Die metamorphen Quarzkorngrößen der Karbonatquarzitlagen bewegen sich zumeist in Dimensionen ehemaliger Psammite. In manchen grobklastischen Abschnitten lagen primär Psephite vor. An einigen Stellen (z. B. Mühlbach SH = 1125–1220 m) fällt eine schwache Quarzkorngrößengradierung in den Karbonatquarziten auf. Sie ist vermutlich das metamorphe Abbild einer primär sedimentär angelegten Korngrößengradierung.

In manchen Horizonten der rhythmischen Schwarzphyllitwechselfolge bilden sich in deren Karbonatquarzitlagen Brekzien aus. Die Komponenten dieser Brekzien sind Dolomit und Quarz. Das Bindemittel ist Karbonatquarzit oder sandiger Marmor.

Die Brekzien entwickeln sich in der vorliegenden Wechselfolge allmählich über vorerst nur vereinzelt auftretende Einstreuungen von mm- bis cm-großen Dolomitkomponenten in den Karbonatquarzitlagen, die dann ihrerseits eine Zunahme gröberklastischer Quarzkomponenten zeigen, bis zu grobklastischen Brekzienlagen einzelner Horizonte. Während im Westabschnitt (Bereich Brennstaßl—Mühlbach) charakteristischer Weise eine dünn-schichtige Wechsellagerungsabfolge mit nur wenigen Feinbrekzienlagen vorherrscht, bildete sich in der rhythmischen Schwarzphyllitwechselfolge des Ostabschnittes (Bereich Falschbach) ein Sedimentationsüberhang grobklastischen terrigenen Materials aus. In ihrem Westabschnitt entspricht also die lithologische Ausbildung der rhythmischen Schwarzphyllitwechselfolge einer mehr distalen Position ihres Ablagerungsraumes, wogegen sie im Ostabschnitt für eine mehr proximale Position ihres Ablagerungsraumes spricht und durch die Ausbildung grobklastischer Brekzien hier



Abb. 2: Gradierung in Schwarzphylliten der Bündnerschiefer-Formation (P 542, Mühlbach, SH = 1205 m).

Turbiditischer Zyklus: A – Karbonatquarzit; B – Karbonatreicher Quarz-Serizitphyllit (Übergangsbereich).

Pelagischer Zyklus: C – Karbonatfreier Serizitphyllit.

ein Bindeglied zu den im Norden anschließenden, jedoch tektonisch getrennt vorliegenden Brekzien der Richbergkogelzone gegeben ist.

1.2.4.3. Psephitische Bündnerschiefer (Brekzien Members)

Im Raume Gerlos finden sich verschiedentlich Gesteine der sogenannten „Nordrahmenzone“, wie sie in charakteristischer Weise im östlichen Tauernfenster entwickelt ist (W. FRISCH & F. POPP, 1981). Hier ist speziell die den Nordrand des Penninikums begleitende Brekzienzone (Richbergkogelzone) gemeint, die durch Übergänge mit Bündnerschiefern verbunden ist und die jüngste Sedimentationsabfolge innerhalb der Bündnerschiefer-Formation darstellt.

Die Gesteine der Richbergkogelzone sind wiederum in der Tauchfaltenstruktur der Glocknerdecke (siehe Kap. Tektonik) mit Brekzien des zentralen und südlichen Bündnerschiefer-Bereiches verbunden.

Die hier behandelten psephitischen Bündnerschiefer stellen grobklastische marine Beckensedimente und Rinnensedimente in einem schmalen und tektonisch unruhigen, unterkretazischen Trog dar, dessen paläogeographische Position sich zur Unterkreidezeit in einem nördlich an die unterostalpine Schwellenzone anschließenden Ablagerungsraum befand.

1.2.4.3.1. Der nördlichste Brekzienzug (Richbergkogelzone)

Diese wechselhafte, in charakteristischer Weise karbonat-quarzitisch-schiefrig ausgebildete Brekzienabfolge des nördlichsten Brekzienzuges wurde von H. DIETIKER (1938:85) „Richbergkogelserie“ benannt und damals zur Matreier Zone gestellt. Die namensgebende Lokalität war der Richbergkogel, in welchem diese Serie mächtig und typisch ausgebildet ist.

In der vorliegenden Arbeit wird dieser nördlichste Brekzienzug „Richbergkogelzone“ genannt. Diese streicht Ost-West und grenzt im Hangenden an den unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit, der die Richbergkogelzone mit tektonischer Diskordanz überlagert, so daß sie in ihrer streichenden Erstreckung nach Osten linsenförmig auskeilt.

Die Gesteinsabfolge der Richbergkogelzone läßt eine Entwicklung von kalkreichen Schwarzphylliten an der Basis (= Bündnerschiefer-Beckensedimentation) über anfänglich spärliche Dolomitgeröllschüttungen und Geröllschiefer mit porphyrischen Komponenten, später sandigen Feinbrekzienkalken und blaugrauen Dolomitbrekzienkalken bis zu grobklastischen sandig-schieferigen Brekzien, in welchen Dolomit-Olistholithe enthalten sein können, erkennen.

Im folgenden wird versucht, diese Sedimentabfolge nach ihren lithologischen Schwerpunkten in Abschnitte (A, B, C) zu gliedern und eine schematische Normalabfolge in der Richbergkogelzone zu skizzieren:

A b s c h n i t t A: Karbonatreiche Schwarzphyllite sind steht im liegenden Abschnitt der schiefrig-brekziösen Sedimentabfolge anzutreffen. Sie sind durch einen dünn-schichtigen Wechsel von Karbonatquarzitlagen mit Schwarzphyllitlagen gekennzeichnet, weisen also auf Beckensedimentation hin. Gleichzeitig treten erste, spärlich eingestreute Dolomitfeinbrekzienlagen auf.

In Hangendbereichen der karbonatreichen Schwarzphyllite treten lokal in turbiditischen Zyklen sedimentierte Geröllschieferlagen und karbonatfreie Pelitlagen auf. Das Fehlen von Karbonat in diesen dunklen Pelitlagen könnte auf Lösungsvorgänge durch das, bei der Zersetzung von organischem Material frei werdende CO₂ zurückgeführt werden; es muß also nicht unbedingt eine extreme Vertiefung des Sedimentationsraumes zur Kalzitkompensation geführt haben. Die Geröllschieferlagen sind je nach ihrem Phyllitanteil ein \pm kompaktes, flaserig texturiertes Konglomeratgestein. Dieses setzt sich überwiegend aus deformierten Kristallinbruchstücken und Quarzkomponenten mit serizitquarzitischem Bindemittel zusammen. Manche Quarzkomponenten erweisen sich unter dem Mikroskop als Porphy Quarze. Mit untergeordnetem Anteil sind ausgewalzte Dolomitbruchstücke, detritäre Biotitplättchen und Schwarzphyllitkomponenten des aufgearbeiteten Untergrundes enthalten.

Bei den Geröllschiefern handelt es sich offensichtlich um rhythmisch einsetzende, grobkörnige Sedimente, die infolge eines Ereignisses (z. B. Hochwasserführung im Liefergebiet) in submarine Rinnen gelangt sein könnten.

Die Geröllschiefer der Richbergkogelzone entsprechen lithologisch weitgehend jenen der Nordrahmenzone der Östlichen Hohen Tauern (vgl. CH. EXNER, 1979: 17 ff.).

Sie stehen hier sozusagen am Beginn eines grobklastischen und sehr brekzienreichen Sedimentationsabschnittes im stratigraphisch höchsten Teil der Bündnerschiefer-Formation.

A b s c h n i t t B: Im Hangenden geht die lithologische Entwicklung über sandige graue Kalke, karbonatische Chloritquarzite und blaugraue Kalke, in welchen erste, in rhythmischer Abfolge eingestreute Dolomitbrekzienlagen enthalten sind, bis zu blaugrauen Brekzienkalken. In diesen Gesteinstypen sind dünne Schwarzphyllithäutchen und intergranular eingelagertes opazitisches Pigment enthalten, wodurch sie ihre lithologische Verbundenheit mit den liegenden Schwarzphylliten zeigen. Außerdem kann man im Gelände Übergänge durch Wechsellagerung grauer sandiger Kalke mit Schwarzphyllitlagen beobachten.

A b s c h n i t t C: Sandig-schiefrige Brekzien entwickeln sich aus blaugrauen Brekzienkalken durch Zunahme der Brekzienschüttung bei gleichzeitiger Reduzierung der Kalzitmatrix. Diese Brekzien sind durch ein mengenmäßig stark reduziertes quarzsandig-schiefriges Bindemittel und durch ein völlig unsortiertes Gemenge von fein- bis grobklastischen Brekzienkomponenten gekennzeichnet.

Neben Dolomitkomponenten, Kristallingeröllen und Schwarzphyllitflatschen enthalten sie auch blaugraue Kalkkomponenten. Diese entsprechen lithologisch den liegenden blaugrauen Kalken und müssen als deren Aufarbeitungsprodukte in der sandig-schiefrigen Brekzie angesehen werden. Die dazu notwendige aktive Störung wird durch die Annahme einer Subduktionszone erklärt (Abb. 4). Schließlich kann man grobklastische sandig-schiefrige Brekzien, denen einzelne mächtige Dolomitblöcke eingelagert sind, in den höchsten Abschnitten der schiefrig-brekziösen Sedimentabfolge beobachten.

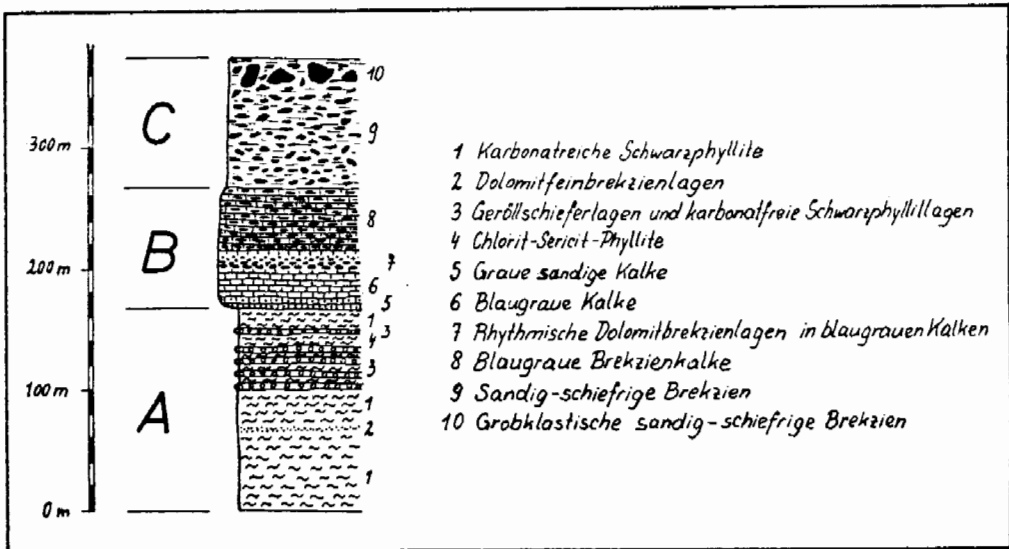


Abb. 3: Schematisches Säulenprofil durch die schiefrig-brekziöse Sedimentabfolge der Richbergkogelzone.

1.2.4.3.1.1. Sedimentologische Interpretation der schiefrig-brekziösen Ablagerungen der Richbergkogelzone.

Als sedimentologisches Modell für eine Interpretation der gesamten marinen schiefrig-brekziösen Sedimentabfolge der Richbergkogelzone bietet sich die Faziesverteilung eines vorstoßenden Tiefseerinnen-Environments an.

Vergleichbare rezente Faziesabfolgen sind aus den Bereichen aktiver Subduktionszonen bekannt geworden.

D. J. W. PIPER et al. (1973) und J. C. MOORE & D. E. KARIG (1976) beschreiben Faziesverteilungen und Serien mit Kornvergrößerungen gegen das Hangende aus solchen Subduktionszonen. Diese dienen hier als Vorlage für die schematische Darstellung der faziellen Beziehungen und des Ablagerungsmechanismus der schiefrig-brekziösen Sedimente der Richkogelzone (Abb. 4).

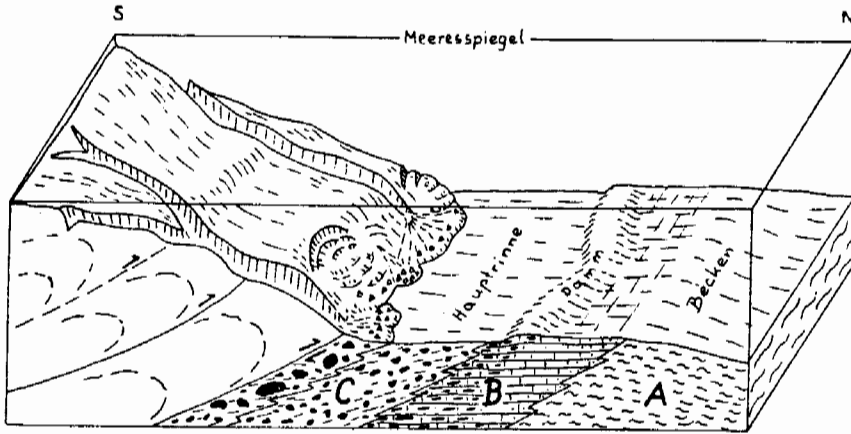


Abb. 4: Schematische Darstellung der Faziesbereiche von schiefrig-brekziösen Sedimenten der Richbergkogelzone als Tiefseerinnenablagerungen an einem tektonisch aktiven Beckenabhang. Als Modell dienten die an rezenten Tiefseerinnen bekannt gewordenen Faziesverteilungen von D. J. W. PIPER et al. (1973) und J. C. MOORE & K. E. KARIG (1976). A, B und C: Projektion der in Abb. 3 dargestellten und beschriebenen Abschnitte der schiefrig-brekziösen Sedimentabfolge der Richbergkogelzone in das Modell.

Die Subenvironments eines solchen Tiefseerinnenbereiches sind die eigentliche, dem mobilen Beckenabhang parallellaufende Hauptrinne, ein marginaler Bereich (Dammablagerungen) über den die Hauptrinne seewärts mit dem Beckenbereich in Verbindung steht.

In der Achse der Hauptrinne vollzieht sich der Schwerpunkt der terrigenen Sedimentation in Form von Turbiditablagerungen. Die Sedimentzufuhr erfolgt über Canyons. Das zu erwartende Paläoströmungsmuster sollte überwiegend parallel der Rinnenachse orientiert sein.

Von der Abhangseite her schütten lokal begrenzte Fächer, die durch grobklastisches Material, aber auch durch submarine Rutschungsablagerungen charakterisiert sind, in den Rinnenbereich. Über den durch starke Karbonatsedimentation gekennzeichneten Dammbereich erfolgt der Übergang des Rinnenbereiches zu pelitreichen Sedimenten des Beckenbereiches.

Die kalkreichen Schwarzphyllite der Richbergkogelzone repräsentieren pelagische Beckensedimente. Ihr hangender Abschnitt liegt teilweise bereits in intensiv terrigen beeinflusster Beckenfazies vor, was in der turbiditischen Sedimentation von Geröllschieferlagen zum Ausdruck kommt. Im Dammbereich findet man blaugraue Kalke, die einerseits mit pelitischen Sedimenten der Beckenfazies verzahnen und über sandige graue Kalke aus diesen hervorgehen, andererseits durch das zyklische Einsetzen gröberklastischer Dolomitbrekzienlagen und Übergänge zu blaugrauen Brekzienkalen bereits im Bereich der Hauptrinne stehen.

Die sandig-schiefrigen Brekzien repräsentieren den Einflußbereich der Sedimentfächer, die vom Beckenabhang her senkrecht zur Längserstreckung der Hauptrinne vorstoßen.

Für die grobklastische sandig-schiefrige Brekzie kann ein Transport in Schuttströ-

men und subaquatischen Rutschungen angenommen werden, wobei es auch zum Einleiten einzelner Dolomitblöcke kam.

1.2.4.3.2. Brekzien im zentralen Bündnerschiefer-Bereich

Der zentrale Bündnerschiefer-Bereich beinhaltet im Westen die Aufschlüsse im Bereich Brennstill-Mühlbach, die in ihrer östlichen Fortsetzung unter Mitteltriaskarbonaten und Wustkogel-Formation eines invers liegenden Schenkels der Glocknerdecke eintauchen und erst im Bereich der Gerlostalalm wieder zutage treten. Im Osten umfaßt der zentrale Bündnerschiefer-Bereich die Aufschlüsse in der Zone von der Gerlostalalm – Riederbach (SH = 1570–1670 m) – Kellneralm – Pröllerbach und Weiterbärbach – Krumbachtal – bis zum Falschbach.

In manchen Horizonten der rhythmischen Schwarzphyllitwechselfolge des zentralen Bündnerschiefer-Bereiches (Kap. 1.2.4.2.) bilden sich in deren Karbonatquarzitlagen Brekzien aus.

Die Komponenten dieser Brekzien sind Dolomit und Quarz. Das Bindemittel ist Karbonatquarzit oder sandiger metamorpher Kalk. Die Brekzien entwickeln sich in der vorliegenden Wechselfolge allmählich über vorerst nur vereinzelt auftretende Einstreungen von mm- bis cm-großen Dolomitkomponenten in den Karbonatquarzitlagen, die dann ihrerseits eine Zunahme gröberklastischer Quarzkomponenten zeigen, bis zu grobklastischen Brekzienlagen einzelner Horizonte.

Während im Westabschnitt (Bereich Brennstill-Mühlbach) eine charakteristisch ausgebildete, dünnsschichtige Wechselfolge mit nur wenigen Feinbrekzienlagen vorherrscht, bildet sich in der rhythmischen Schwarzphyllitwechselfolge des Ostabschnittes (Bereich Falschbach) ein Überhang bei der Sedimentation grobklastischen terrigenen Materials aus. Im Aufschluß des Falschbaches (SH = 1575 m) ist in dieser grobklastischen Sedimentabfolge ein mehrere Meter mächtiger Abschnitt mit zyklischer Quarz-Dolomit-Brekzienschüttung enthalten. Metamorpher Kalk, sandiger Kalkmarmor und Karbonatquarzit bilden die Matrix, die immer auch dunkle Serizitphyllitschmitzen führt. Quarz- und Dolomitbruchstücke sind die Komponenten der Brekzienlagen. Die Korngrößen schwanken bei Dolomitkomponenten im mm- bis dm-Bereich, während Quarzkomponenten maximal cm-Dimensionen erreichen. Auch diese brekziösen Sedimentationszyklen weisen Gradierungen auf:

Grobklastische Quarz-Dolomit-Brekzien mit karbonatquarzitischer Matrix gehen kontinuierlich in sandige Kalke und Karbonatquarzite über. Schließlich kennzeichnen dünne Kalklagen einen ruhigen Sedimentationsabschnitt vor dem Einsetzen der nächsten Grobklastikalage.

Ein anderer, lithologisch markanter Brekzienzug des zentralen Bündnerschiefer-Bereiches baut die Nordflanke des Pröllerbaches auf und kann von dort gegen Osten über Anrisse im Hang SW unterhalb der Falschalm (SH = 1600 m) – die Aufschlüsse im Falschbach (SH = 1620–1635 m) – bis zum Hangabriß westlich der Äußeren Königsleitenalm (SH = 1820 m) verfolgt werden.

Lithologisch entwickeln sich diese Brekzien aus schwarzen Kalkphylliten, die anfangs Übergänge in graue Karbonatquarzite und grünbraune, karbonatführende Quarzite (ein Chloritquarzit mit feinverteiltem Dolomitgrus, der in äquivalenter Ausbildung auch für die Richbergkogelzone charakteristisch ist) zeigen und zum Hangenden hin in pigmentfreie helle Karbonatquarzite übergehen. Dunkle und helle Karbonatquarzit-typen weisen durch Einschaltungen dolomitführender Quarzlagen einen Lagenbau im cm-Bereich auf. Durch das Einsetzen grobklastischer Schüttungen von terrigenem

Quarz und Dolomit bilden sich Brekzienlagen in pigmentfreier heller Karbonatquarzitmatrix. Im Hangenden entwickelt sich durch das Einsetzen von opazitischem Pigment ein grauer Brekziotyp, der schließlich durch Wechsellagerung in kalkreiche Schwarzphyllite übergeht.

1.2.4.3.3. Der südlichste Brekzienzug

Im südlichen Bündnerschiefer-Bereich entwickeln sich aus Schwarzphylliten und Serizitchloritphylliten mehrere Horizonte mit sandig-schiefrigen Dolomitbrekzien, dolomitdetritusführenden Karbonatquarziten und kalkreichen Arkosegneisen.

Am besten aufgeschlossen findet man diese Sedimentationsabfolge in den Aufschlüssen des oberen Wilden Baches (SH = 1820–1960 m). Dort lagert die Brekzienserie saiger zwischen Mitteltriaskarbonaten eines invers lagernden Schenkels der Glocknerdecke im Norden und Grauwackengneisen der Porphyrmaterialschiefer-Formation im Süden. Heute sind diese Aufschlüsse durch Planierungsarbeiten, die im Zuge der Erschließung dieses Gebietes für den Wintersport durchgeführt wurden, großteils verschüttet.

In östlicher Fortsetzung der Aufschlüsse des oberen Wilden Baches findet man die Gesteinstypen dieser Brekzienabfolge nur noch in einigen kleineren Aufschlüssen beim Arbiskogel.

Gegen Westen hin geben die Aufschlüsse am Mitterjoch und im Bereich der Weißbachalm Einblick in die tetonisch stark gefaltete und verschuppte Serie.

Im Profil des oberen Wilden Baches (Abb. 5) konnte man drei grobklastische Brekzienhorizonte ausscheiden.

In der gesamten Sedimentabfolge des Profils treten feldspatreiche sandige Kalke bis kalkreiche Arkosegneise charakteristischerweise im Verband mit brekziösen Horizonten auf. Sie bilden dann auch das Bindemittel der grobklastischen Dolomitbrekzienlagen.

Die Übergänge von pelitischer Sedimentation zu solchen feldspatreichen Sandlagen ergeben sich offensichtlich durch das zeitweilige Einsetzen von Schüttungen eines aufgearbeiteten Kristallinmaterials, das zumindest teilweise aus Arkosen bestand. In solchen Fällen sind zahlreiche Feldspatklasten, die vor ihrer Regenerierung schon mehr oder minder verwittert waren, enthalten. Sie zeigen unter dem Mikroskop oft einen durch verschiedene Substanzen verunreinigten und von Rissen durchsetzten Kern, der mit klarer Feldspatsubstanz ausgeheilt und umwachsen wird.

G. FRASL (1958:369 f.) beschreibt ebensolche kalkreiche Arkosegneise aus dem hinteren Seidlwinktal, die dort ebenfalls innerhalb meist kalkfreier Bündnerschiefer eingeschaltet sind und mit zum Teil Dolomitgerölle-führenden Schwarzphylliten, Quarziten und Karbonatquarziten durch Übergänge verbunden sind. G. FRASL bezeichnet diese grauen Paragneise als „Bündnerschiefergneise“. Das Auftreten äquivalenter Gesteinstypen mit ähnlichen lithologischen Verknüpfungen in den Mittleren Hohen Tauern könnte daher als zusätzliches Argument für die Zugehörigkeit des südlichsten Brekzienzuges des Gerlosgebietes zur Bündnerschiefer-Formation gewertet werden. Das hervorragende Charakteristikum der brekziösen Horizonte sind Lagen mit sandig-schiefrigen Dolomitbrekzien, die in Zusammensetzung und Habitus jenen der Richbergkogelzone gleichen und ebenfalls im stratigraphisch höchsten Horizont als sehr grobklastische Dolomitbrekzie mit einzelnen mächtigen Dolomitblöcken ausgebildet sind. Das Bindemittel solcher Dolomitbrekzien ist schiefriger Karbonatquarzit oder sandiger metamorpher Kalk.

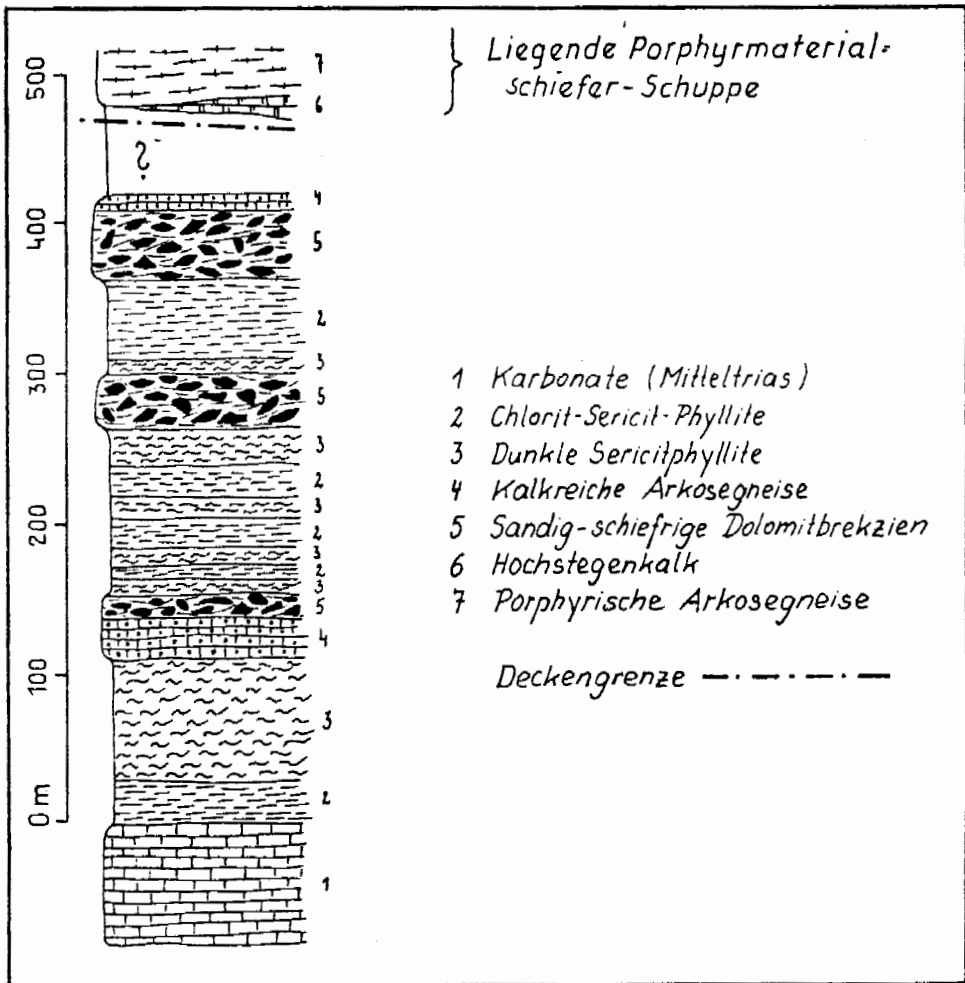


Abb. 5: Säulenprofil der Sedimentabfolge des südlichsten Brekzienzuges im oberen Wilden Bach; dargestellt in stratigraphisch aufrechter Schichtfolge.

Bisweilen kann man im Verband der Brekzien auch Dolomitsandlagen und Dolomitdetritus-führende Karbonatquarzitlagen beobachten.

1.2.4.3.4. Dolomitschollen

Von Interesse sind Dolomitschollen in Dimensionen vom Meterbereich bis zu mehreren Zehnermetern, die im Gerlosgebiet an mehreren Stellen in Schwarzphylliten und grünen Chloritsericitphylliten eingelagert sind.

Die grünen Sericitphyllite der Richbergkogelzone enthalten im Profil des Ausserer-

tensbaches (SH = 2030 m) stark gelängte, im Längsschnitt 0,5 bis 3 Meter große, gelb anwitternde Dolomitblöcke. Im zentralen Bündnerschiefer-Bereich findet man im Südhang der Fußalm (SH = 1820 m) mehrere Zehnermeter mächtige Dolomitschollen, die morphologisch aus ihrer schiefrigen Umgebung hervorragen.

Wenige hundert Meter westlich davon sind im Profil des Falschbaches in drei übereinander folgenden Horizonten Dolomitschollen in grünen Chloritserizitphylliten und karbonatreichen Schwarzphylliten eingelagert:

Der erste Dolomitschollenhorizont setzt bei SH = 1650 m ein. Über karbonatreichen Schwarzphylliten setzen grüne Chloritserizitphyllite ein, die im tieferen Abschnitt Zentimeter- bis Dezimeter-große Dolomitkomponenten führen und im höheren Abschnitt mehrere Meter große Dolomitblöcke enthalten. Darüber folgen karbonatreiche Schwarzphyllite und graphitische Quarzite.

Der zweite Horizont zeigt im Aufschlußbereich (SH = 1665 m) in grünen Chloritserizitphylliten nur Dolomitkomponenten mit Dezimeterdimensionen. Der dritte Dolomitschollenhorizont (SH = 1670 m) liegt in karbonatreichen Schwarzphylliten und enthält eine ca. 4 Meter große Scholle, die aus einem grauen Dolomitblock mit Resten von weißen Serizitquarziten besteht. Das Dolomitmaterial entspricht lithologisch jenem der Mitteltriaskarbonat-Formation der Glocknerdecke, die Serizitquarzitreste könnten von Psammiten der Ausserertens-Formation stammen. Die Genese der Dolomitschollen wird in Form von synsedimentären Eingleitungen als Olistholithe angenommen (W. FRISCH & F. POPP, 1981).

1.2.4.3.5. Vergleich der Brekzienvorkommen in der Bündnerschiefer-Formation

Das in der vorliegenden Arbeit gewonnene Bild der tektonischen Lagerungsverhältnisse und die Lithologie der Brekzienhorizonte zeigen, daß die im Gerlosgebiet auftretenden Brekziengänge allesamt zur Bündnerschiefer-Formation der Glocknerdecke gehören.

Die größte Vielfalt der Brekzienausbildung weist der nördlichste Brekzienzug (Richkogelzone) auf. Hier stellte sich heraus, daß Sedimente vorliegen, die in den Faziesbereichen einer Tiefseerinne abgelagert wurden (Kap. 1.2.4.3.1.1.). Die in einem solchen Ablagerungsbereich schon primär verstärkte Sedimentationsrate und die tektonische Ausbildung von übereinander gestapelten Sedimentkeilen werden als Ursache für die große Mächtigkeit (bis 800 m) der Richbergkogelzone angesehen.

Die im zentralen Bündnerschiefer-Bereich auftretenden Brekzien werden, was die Feinbrekzien des Bereiches Mühlbach-Brennstall betrifft, als Sedimente eines distalen Turbiditbereiches angesehen (Kap. 1.2.4.2.). Im Bereich des Falschbaches findet man schließlich Übergänge zu gröberklastischen Brekzienlagen, die einem mehr proximalen Turbiditbereich entsprechen (Kap. 1.2.4.2.).

Der Brekzienzug des Pröllerbaches (Kap. 1.2.4.3.2.) enthält schließlich Gesteinstypen die z. T. jenen der Richbergkogelzone äquivalent sind (z. B. grünbrauner Karbonatquarzit). Im südlichsten Brekzienzug treten in drei Horizonten gröberklastische Dolomitbrekzien (Abb. 5) auf, die in ihrem lithologischen Aufbau gut mit jenen der Richbergkogelzone und des zentralen Bündnerschiefer-Bereiches übereinstimmen. Die kalkreichen Arkosegneislagen des südlichsten Brekzienzuges (Kap. 1.2.4.3.3.) werden als lithologisches Äquivalent zu den grauen sandigen Kalken (Kap. 1.2.4.3.1.) der Richbergkogelzone angesehen.

1.3. Unterostalpin

Der unterostalpine Innsbrucker Quarzphyllit überlagert im Gerlosgebiet den penninischen Brekzienzug der Richbergkogelzone und war gemäß der Themenstellung die nördlichste Begrenzung bei den Geländeaufnahmen der vorliegenden Arbeit.

Die schmutziggrauen, durch ihren Chloritgehalt oft grünlich gefärbten Quarzphyllite begrenzen an der Linie von Karhütten im Westen – über die Scharte nördlich vom Pfeiler – Innerertenskaralm – Isskogel – Krumbachalm – Sperr Asten – bis in den oberen Falschbach im Osten die penninische Bündnerschiefer-Formation. Trotzdem Blocksturzmaterial aus Quarzphyllit die Deckengrenze weitgehend verdeckt, ist eine auffallende Diskordanz der Quarzphyllite zum unterlagernden penninischen Brekzienzug der Richbergkogelzone deutlich dadurch erkennbar, daß die mächtige Brekzienabfolge der westlichen Richbergkogelzone gegen Osten durch die diskordante Überlagerung des Quarzphyllits bis auf wenige basale Schichtglieder reduziert vorliegt.

2. Tektonik

2.1. Venedigerdecke

Die vorliegende Kartierung erfaßt mit der Kirchspitzschuppe und der Porphyrmaterialschieferschuppe Gesteine der tektonisch tiefer liegenden Venedigerdecke.

Die Kirchspitzschuppe steht nach O. THIELE (1974:68 f.) über die Grenzen des Aufnahmegebietes hinaus mit der südlicher gelegenen Schönachmulde in Verbindung und kann als Äquivalent der in westlicher Fortsetzung auftretenden Höllensteingneise angesehen werden (W. FRISCH, 1974:14).

Die Porphyrmaterialschieferschuppe des Aufnahmegebietes entspricht der Wolfendorgecke (W. FRISCH, 1974:11) am Tauernwestende. Sie überlagert die mesozoische Bedeckung der Kirchspitzschuppe mit tektonischem Kontakt und trägt selbst ebenfalls Mesozoikum in Hochstegfazies.

Beide Gesteinszüge, Kirchspitzschuppe und Porphyrmaterialschieferschuppe ziehen steil nordfallend durch den südlichen Abschnitt des Aufnahmegebietes.

2.2. Glocknerdecke

Die Tektonik der Glocknerdecke läßt sich im Gerlosgebiet durch einen mehrfach überprägten, isoklinalen Faltenbau invers lagernder Gesteinsformationen charakterisieren. Dies entspricht im wesentlichen der Vorstellung F. KARLS (1952:9), der die mehrfache Wiederholung gleicher Gesteinsserien im Gerlosgebiet als eingeebte Deckfalten interpretierte.

Die Gesteinsformationen der Glocknerdecke liegen hier am Nordrand des Tauernfensters als wulstartige Anschoppung mit nordvergenten Tauchfaltenstrukturen vor und weisen über große Abschnitte des Aufnahmegebietes tektonisch bedingte, inverse Lagerung auf (Abb. 6). Sie überlagern die tektonisch tieferen Einheiten der Porphyrmaterialschieferschuppe und der Kirchspitzschuppe (O. THIELE, 1974). Im Norden werden die Gesteinsformationen der Glocknerdecke von der unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllitdecke überlagert. Bei der Beurteilung der tektonischen Lagerungsverhältnisse der Gesteinsformationen der Glocknerdecke nimmt der Westabschnitt des zentralen Kartierungsbereiches eine Schlüsselstellung ein.

Wie aus der geologischen Karte ersichtlich ist, taucht die im Bereich Brennstaß-Mühlbach auftretende Bündnerschiefer-Formation gegen Osten unter tunnelförmig ge-

wölbten älteren Gesteinsformationen ab, wobei die Mitteltriaskarbonat-Formation des Bereiches Astach–Stockachaste sozusagen den Tunnelrahmen unter der Antiklinalform der tektonisch hangenden Wustkogel-Formation des Bereiches Graseggaste–Wandalm bildet.

Weiter östlich taucht im Bereich der Gerlostalalm die Bündnerschiefer-Formation unter ihrer zwiebelschalenartig aufgebauten tektonischen Überdeckung wieder auf und streicht in einer immer breiter werdenden Zone gegen Osten, wo sie im Bereich des Krummbachtales ihre größte Mächtigkeit erreicht, während ihre tektonische Überdeckung hier großteils fehlt.

Insgesamt gesehen liegt in weiten Abschnitten des Kartierungsgebietes der inverse Schenkel einer nordvergenten Glocknerdecken-Tauchfalte vor, deren B_1 -Achsen durch flaches WSW-Fallen im Westabschnitt eine Anschoppung der Gesteinsformationen bewirkten, im Ostabschnitt hingegen eine Aufwölbung entstand, in welcher die tektonisch liegende Bündnerschiefer-Formation mächtig zutage tritt. Dieser in ihrem E–W-Streichen weitgespannten Wölbung der Gesteinsformationen liegt eine Wölbung des B-Achsenplanes um N–S gerichtete Querachsen zugrunde (siehe Kap. 2.2.5.).

Im Nordabschnitt des Kartierungsgebietes liegt im hangenden Teil des von der Fußalm über die Nöckentalalm bis zum Gerlostaljoch E–W streichenden Wustkogel-Gesteinszuges spärlich vorhandenen Dolomitspänen der Mitteltrias, dem Ausserertensquarzitzug (= Larmer Schuppe, O. THIELEs 1974:71), etwas Bündnerschiefern und den Brekzien der Richbergkogelzone ein aufrechter, steil nordfallender Schenkel der Glocknerdecken-Tauchfalte vor, deren Faltenscharnier im obgenannten Wustkogelzug liegt. Durch das Auftreten gleicher, jedoch inverser Schichtabfolgen im Liegenden dieses Wustkogelzuges wird die Faltenstruktur bestätigt und gleichzeitig die Zusammengehörigkeit der Brekzien der Richbergkogelzone mit jenen des zentralen Bündnerschiefer-Bereiches ersichtlich. Ferner wird die prostratigraphische Stellung des Ausserertensquarzituges als obertriadisches Sediment und dessen stratigraphische Zugehörigkeit zu Serizitquarziten des Zentralbereiches deutlich.

In ihrem Südabschnitt besteht die Glocknerdecke des Gerlosgebietes gänzlich aus inversen Serien des Liegendenschenkels ihrer Tauchfaltenstruktur. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß auch die über dem Hochstegenmarmor der Porphyrmaterialschieferschuppe liegenden dunklen Phyllite und Brekzien (z. B. oberer Wilder Bach) zur Schichtfolge der Glocknerdecke gehören.

Neben diesem strukturellen Argument sprechen auch lithologische Vergleiche mit Brekzien des zentralen Bündnerschiefer-Bereiches und der Richbergkogelzone für diese Auffassung.

Zusätzlich sind ebenso wie in der Richbergkogelzone in den stratigraphisch jüngsten Horizonten grobklastische Dolomitbrekzien ausgebildet.

Das Auftreten von gegenüber der Hauptmasse der terrigen beeinflussten sandigbrekziösen Bündner-Schiefer lithofaziell andersartigen Gesteinen innerhalb der Bündnerschiefer-Formation (z. B. Kalkphyllite und Prasinite des Plattenkogels) bringt keine Probleme mit sich, da man diese in Form einer lateralen Faziesverzahnung zwanglos in die vorliegende Großfaltenstruktur einbeziehen kann.

Es ist also die tektonische Grenze zwischen Venedigerdecke und Glocknerdecke aus unserer Sicht zwischen dem Mesozoikum (Hochstegenfazies) der Porphyrmaterialschieferschuppe und den darüber folgenden brekziösen Phylliten der Bündnerschiefer-Formation zu ziehen.

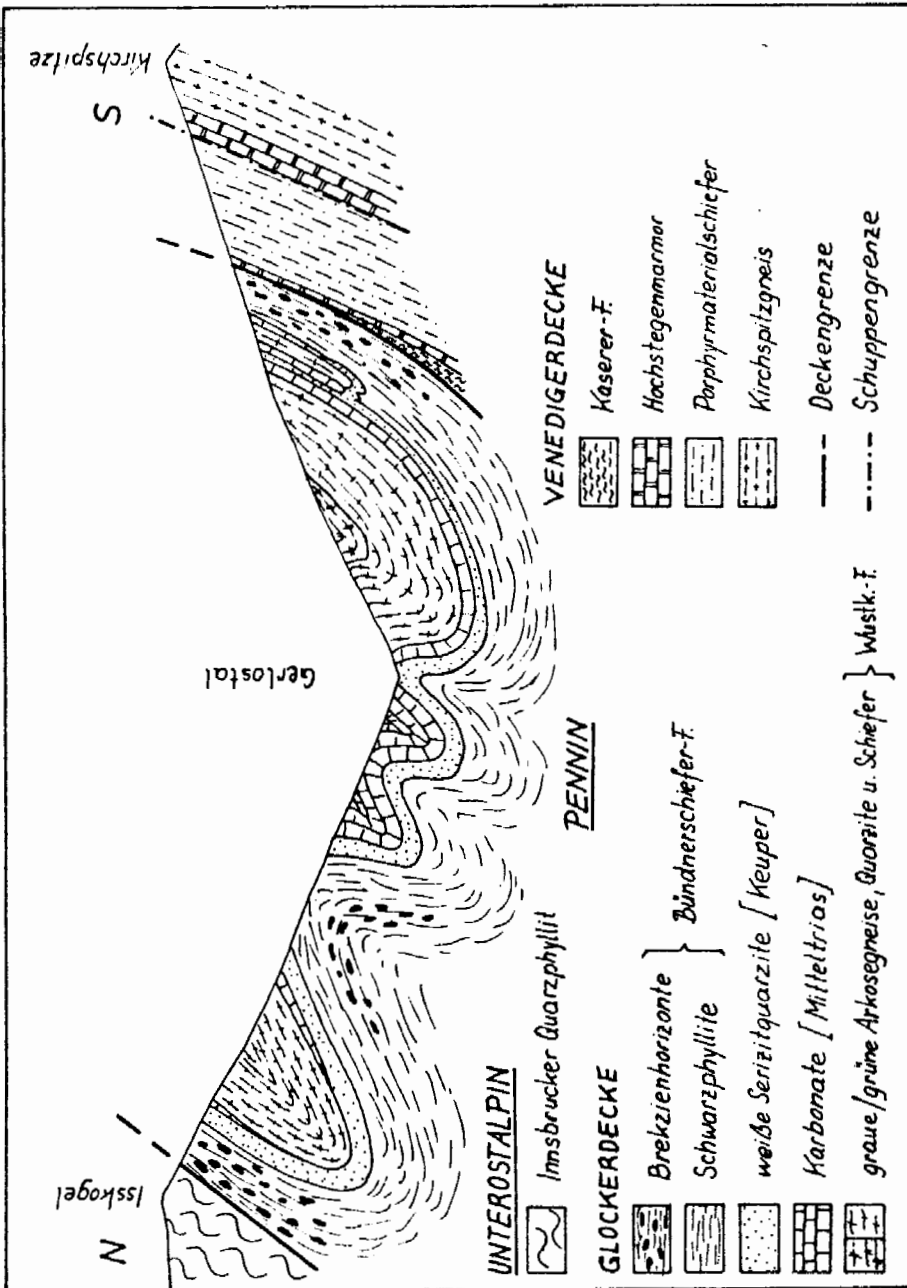


Abb. 6: Schematisches N-S-Profil durch das Aufnahmegebiet zur Darstellung der tektonischen Lagerungsverhältnisse in ihren wesentlichen Zügen.

2.2.1. Nordvergenter Deckentransport und erste Hauptdeformation

Im Verlaufe der durch den Deckenschub verursachten 1. Deformation kam es vermutlich über Biegegleitvorgänge zur Beginn der Einengung zur isoklinalen Großfaltung der Gesteinsformationen während der Deckenüberschiebung. Daraus resultiert der Großfaltenbau der im Bereich des Gerlostales vorliegenden inversen Tauchdecke, die infolge der südgerichteten Unterschiebung der penninischen Gesteinsformation unter das Ostalpin Nordvergenz aufweist. Als vergleichbares Beispiel sei hier die 30 km lange „Höllenstein-Tauchdecke“ bei Mayerhofen erwähnt (W. FRISCH, 1968:325 f. und B. SANDER, 1921 a). Dem Großfaltenbau liegen flache, in ihrem Einfallen von Ost nach West pendelnde B_1 -Achsen zugrunde. Im speziellen sei hier die Synform des zentralen Mitteltriaskarbonatzuges (Bereich Ahornböndl – Astach – Gmünder Bach – Riederbach) erwähnt, unter welcher die Bündnerschiefer-Formation im Westen (Bereich Mühlbach) tunnelförmig eintaucht und im Osten (Bereich oberer Riederbach – Gerlostalalm) wieder zutage tritt (siehe geol. Karte und Profil).

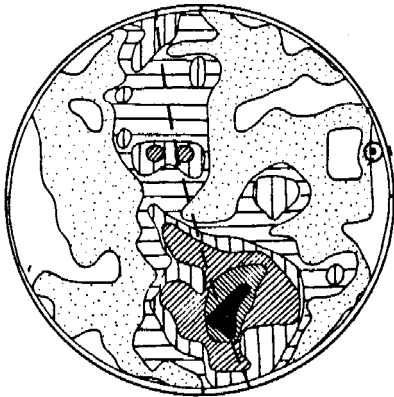
Ferner erkennt man in den Profilen eine sich wiederholende Syn- und Antiform mit B_1 -Achsen in der die Mitteltriaskarbonate tektonisch überlagernden Wustkogel-Formation, was zusätzlich durch das Auftreten älterer grauer Arkosegneise in den Kernen der Synformen verdeutlicht wird.

Zum selben Ergebnis kam F. KARL (1952:15), der im Gerlosgebiet die mehrfache Wiederholung gleicher Gesteinsserien zwischen Quarzphyllitgrenze im Norden und Porphyrmaterialschiefern im Süden als Einengung einer Deckfalte interpretierte (F. KARL, 1952:9), was im Prinzip dem Baustil einer Tauchfalte entspricht. Durch Rotation älterer Überprägungen der s-Flächen in die vortektonische Lage konnte F. KARL (1952:9 ff.) einen Achsenaltersplan für die Gesteinsformationen des Gerlostales ermitteln, der großräumig gesehen sehr gut mit den von B. SANDER (1942) analysierten Achsengefügen am Westende der Hohen Tauern übereinstimmt.

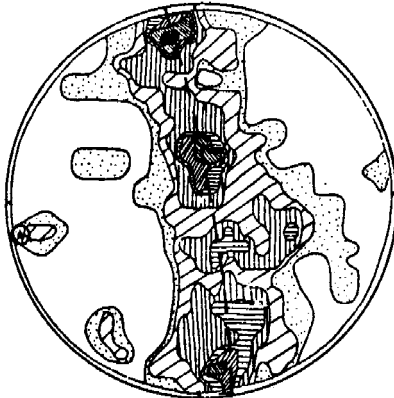
In der vorliegenden Arbeit wurden die einzelnen Gesteinsformationen der Glocknerdecke auf Grund ihrer unterschiedlichen Plastizität bei der tektonischen Analyse getrennt behandelt und als homogene Einheiten einander gegenüber gestellt (Abb. 7). Dazu sei bemerkt, daß schon bei der Geländeaufnahme auf Grund der starken tektonischen Reduktion und Verschuppung der Mitteltriaskarbonate an den Schenkeln der inversen Tauch-Großfalte beträchtliche Bewegungen zwischen einer relativ einheitlichen Gesteinsmasse aus Arkosegneisen der Wustkogel-Formation mit stratigraphisch auflagernden Mitteltriaskarbonaten einerseits und den Phylliten der tektonisch unterlagernden Bündnerschiefer-Formation andererseits vermutet wurden.

Aus der B_1 -Achsenlage der in Abb. 7 dargestellten Formationen läßt sich ableiten, daß, wie oben bereits erwähnt, neben intensiven Scherbewegungen während des Deckenschubes, welche zur tektonischen Reduktion der Mitteltriaskarbonat-Formation führten, auch horizontale Relativbewegungen zwischen der Bündnerschiefer-Formation und deren tektonisch überlagernden Formationen stattfanden. Dies zeigt sich an den gleichen B_1 -Achsenlagen von Wustkogel-Formation und Mitteltriaskarbonat-Formation, welche demnach als relativ homogene tektonische Einheit angesehen werden können und an der dazu unterschiedlichen B_1 -Achsenlage der tektonisch unterlagernden Bündnerschiefer-Formation.

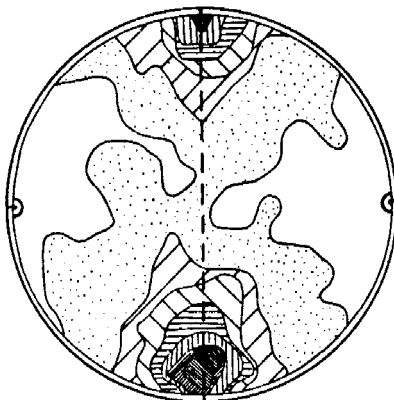
Auch an Hand von Diskordanzen im Streichen der Gesteinsformationen lassen sich diese horizontalen Verschiebungen belegen. So wird z. B. die E–W streichende Richbergkogelzone von einer diskordant zu ihr, ENE–WSW streichenden Teiltauchfalte der Wustkogel-Formation überlagert, so daß die Brekzien der Richbergkogelzone, de-



- a) Wustkogel-Formation
 405 s-Flächenpole
 0,5–1–1,5–2–3,5–5–6,5 %
 π -Kreispol $\sim B_1$ (073/04)



- b) Mitteltriaskarbonat-Formation
 327 s-Flächenpole
 0,5–1–1,5–2–3–4–5–6,5 %
 π -Kreispol $\sim B_1$ (079/02)



- c) Bündnerschiefer-Formation
 994 s-Flächenpole
 0,5–1,5–2,5–3,5–4,5–5,5–
 –6–6,5–7 %
 π -Kreispol $\sim B_1$ (090/00)

Abb. 7: s-Flächenpoldiagramme mit konstruktiv ermittelten Faltenachsen aus den Gesteinsformationen der Glocknerdecke. Auffallend ist die unterschiedliche Achsenlage der Bündnerschiefer-Formation gegenüber jenen der Wustkogel-Formation und der Mitteltriaskarbonat-Formation.

ren Hauptverbreitungsgebiet die am nördlichsten gelegene Grenzzone des Pennin zum Unterostalpin ist, im Ostabschnitt des Kartierungsgebietes südlich der Wustkogel-Formation wieder zutage treten und hier eindeutig mit Schwarzphylliten der Bündnerschiefer-Formation des Zentralbereiches in Zusammenhang stehen.

2.2.1.1. Schieferungsflächen und Boudinagen der ersten Hauptdeformation

Die sedimentäre Schichtung ist oftmals noch recht deutlich am Materialwechsel oder an kompetenten Schichten in Phylliten erkennbar und bietet einen wichtigen Anhaltspunkt zur Klärung der Altersbeziehungen jüngerer Schieferungen.

Im Zuge der Isoklinalfaltung, die im Verlaufe des Deckenschubes erfolgte, setzte auch die erste Schieferung, mit der bereits eine erste Materialmobilisation Hand in Hand ging, ein. Gelöster Quarz und Kalzit reicherte sich in schichtparallelen Klüften und Kulminationen erster Falten an. Eine frühe Generation von Quarz-Kalzit-Knauern scheint auf diese Weise entstanden zu sein.

Die erste Schieferung bildet Teilbarkeitsflächen der Gesteine, deren Anlage nicht immer parallel zur sedimentären Schichtung erfolgte, vielmehr dürfte sich im Verlaufe der ersten Deformation ein divergentes System mehr oder weniger spitzwinkelig zur sedimentären Schichtung streichender Schieferungsflächen ausgebildet haben. Die Engständigkeit der Schieferungsflächen hängt von der Mächtigkeit der Materialwechsel ab und variiert von Millimeterbruchteilen bis zum Dezimeterbereich.

Durch die Ausdünnung der Gesteinsschichten beim Deckentransport entstandene Boudinagen sind ein Charakteristikum der ersten Hauptdeformation. Solche Boudinagen findet man vorwiegend an kompetenten Lagen oder Bänken, die in weicheren Phylliten eingeschaltet sind. Sie können in einzelnen Fällen bis zur völligen Zerreißung der Bänke führen, so daß einzelne Boudins im Aufschlußbereich auch Geröllkomponenten vortäuschen können. Ein gutes Beispiel für derartig ausgequetschte Lagen zeigen knollige Dolomitbrocken in Kalken der Mitteltriaskarbonat-Formation, die noch durch extrem ausgedünnte Dolomitlagen miteinander in Verbindung stehen und somit eindeutig als Boudins erkennbar sind (Aufschluß Riederbach, SH = 1300 m).

Die Ausdünnung und Plättung der kompetenten Lagen erfolgte analog zur Deformation der echten Brekzienkomponenten in b, wobei häufig ac-Klüfte aufgerissen sind, die mit Quarzmobilisaten aufgefüllt wurden.

2.2.2. Ost–West-Einengungsstadium

Nach dem differentiellen Deckentransport folgte in manchen Bereichen eine Ost-West-Einengung mit primär etwa N–S streichenden Faltenachsen. A. TOLLMANN (1963:101) deutet solche Strukturen in der Mosermanngruppe (Radstädter Tauern) durch seitliches Ausweichen des durch den Deckenvorschub stark ausgedünnten Materials unmittelbar im Gefolge des Deckentransports.

Im Gerlosgebiet findet man solche Ost–West Einengungsfalten mit später steilgestellten SSW fallenden Faltenachsen besonders gut in den Aufschlüssen der Bündnerschiefer-Formation des Mühlbaches (sh = 1140–1300 Meter) ausgebildet. Es handelt sich dabei um Dezimeter-große Falten, die den älteren englagigen b_1 -Faltenbau nochmals verfallen.

2.2.3. Südvergente Faltung

Südvergente Faltenstrukturen werden wahrscheinlich im unmittelbar auf die erste Faltung und Ost–West-Einengung folgenden Stadium der Plattenkollision gebildet.

Solche Gefüge lassen sich zwanglos durch eine N–S-Einengung im Zusammenwirken mit Relativbewegungen (Aufschiebung des Hangenden nach Süden) erklären. Im Gerlosgebiet zeigen besonders die Mitteltriaskarbonate in den Aufschlüssen des Riederbaches (SH = 1340–1360 Meter, Ostflanke des Bacheinschnittes) südvergente Faltenstrukturen im Zehnermeterbereich. Im tektonisch tieferen Stockwerk, den Phylliten bis Glimmerschiefern der Schönbachmulde und den diese unterlagernden Hochstegenkalken (mesozoische Bedeckung des Ahornkerns) konnten ROSSNER & SCHWAN (1982:38–39) im Bereich des Schönachtales ebenfalls südvergente Faltenstrukturen feststellen.

2.2.4. Crenulation Cleavage

Das Gefüge der zweiten Hauptdeformation überprägt das durch den Deckenschub entstandene ältere Gefüge und hängt vermutlich ursächlich mit der Aufwölbung der Tauernkuppel zusammen. Die im Gerlosgebiet beobachtete 2. Schieferung entspricht in ihrem Erscheinungsbild der „Schubklüftung“ (SCHOLTZ, 1930), dem „s“ R. HÖPPENER's (1956) und dem „crenulation cleavage“ englischsprachiger Autoren (HOBBS et al., 1976; u.a.).

Nach R. HÖPPENER (1956:278) ist die Ausbildung einer 2. Schieferung i. allg. an bereits einmal geschieferte Gesteine gebunden, deren s_1 -Flächen relativ zum übergeordneten Beanspruchungsplan rotiert wurden, so daß sie mit der Ebene senkrecht σ_3 einen spitzen Winkel einschlossen. So entstanden s_2 -Flächen, die anfangs als Flexuren in Erscheinung traten. Im weiteren Verlauf der Einengung stellten sich die s_2 -Flächen senkrecht zu σ_3 , wodurch die s_1 -Flächen zwischen den s_2 -Flächen entsprechend zusammengestaucht wurden.

Dieses Schema der Ausbildung einer 2. Schieferung ist sehr gut auf das Kartierungsgebiet anwendbar, wobei besonders in Phylliten der Bündnerschiefer-Formation die einzelnen Stadien dieser Runzelungsschieferungsbildung beobachtet werden können.

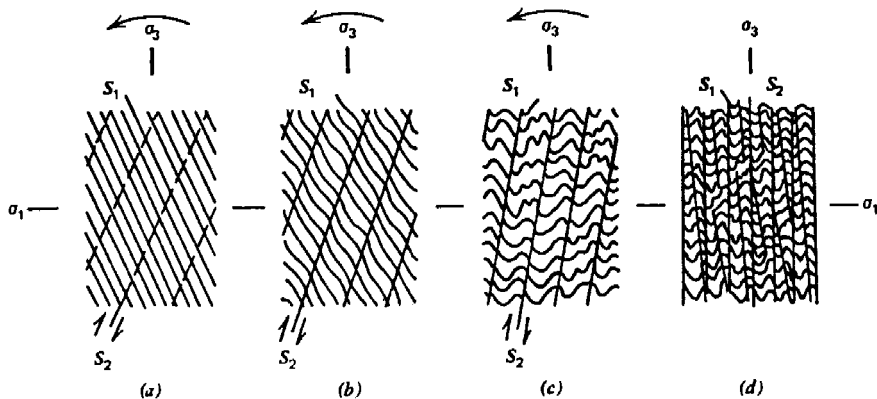


Abb. 8: Schematische Darstellung der Entwicklung von s_2 als Runzelungsschieferung (nach R. HÖPPENER, 1956:278 – Abb. aus HOBBS et al., 1976).

Makro- und mikroskopisch bildet die 2. Schieferung subparallele Scherflächen, die die älteren Anisotropieflächen s_1 und ss mit \pm großem Winkel schneiden. Die Engständigkeit der s_2 -Flächen variiert von mm-Bruchteilen bis zum m-Bereich und ist sowohl von der Materialbeschaffenheit als auch von der Mächtigkeit der zerscherten Materialwechsel abhängig; d. h. es besteht ein direkter Zusammenhang zwischen der Ausbildung von Schieferflächen und den physikalischen Eigenschaften der betroffenen Lagen.

Engständige und weitständige Scherflächenscharen können nebeneinander entwickelt sein. Die engständigen s_2 -Flächen findet man als Scherflächen in Gesteinen mit dünnem Lagenbau, während dickere kompetente Lagen meist von relativ weitständigen s_2 -Flächen oft nur flexurartig verbogen werden. Neben der weit verbreiteten Zerschierung und flexurartigen Verbiegung kompetenter Lagen durch eine mehr oder weniger spitzwinkelig überprägte zweite Schieferung kann es auch zur Ausbildung von Stauchfalten kommen, wenn die zweite Schieferung einen annähernd rechten Winkel zu den kompetenten Lagen einnimmt. Gleichzeitig wird die mit der B_2 -Faltung syngenetische Anlage der s_2 -Flächen durch deren subparallele Anordnung zur B_2 -Achsenebene hervorgehoben.

Die Faltenachsen der 2. Deformation verformen die s_1 -Flächen in charakteristischer Weise. Meist werden die s_1 -Flächen unter \pm spitzem Winkel überprägt und man findet daher häufig Kleinfalten monokliner Symmetrie, die oft als Schlepptfalten mit unterschiedlich langen Schenkeln ausgebildet sind. Die Faltenbildung ist in ihrer Intensität und Ausgestaltung i. allg. stark vom betroffenen Gesteinsmaterial abhängig. Während der übergeordnete Beanspruchungsplan, welcher der 2. Deformation zugrunde liegt, die Gesteine der Wustkogel-Formation und der Mitteltriaskarbonat-Formation vorwiegend zu südvergenten Falten im Meter bis Zehnermeter-Bereich verformte, kam es in der tektonisch unterlagernden Bündnerschiefer-Formation auf Grund der besseren Formbarkeit des Materials häufig zu einer englagigen intensiven Fließfaltung im Kleinbereich, die den bereits vorhandenen B_1 -Faltenbau überprägte. Ihre B_2 -Achsen liegen annähernd parallel zu B_1 , so daß die beiden Achsen i. allg. nicht unterscheidbar sind und nur an eindeutigen Stellen mit Sicherheit unterschieden werden können (Mühlbach, SH = 1195 m).

2.2.5. Querfaltung

Die jüngste bruchlose Verformung besteht aus einer flachwelligen Querfaltung, die als Endphase der vorangegangenen Faltungen angesehen wird. Sie äußert sich in einer weitgespannten Verbiegung der s -Flächen, wobei diese Verformung über die Deckengrenzen hinaus auch das Unterostalpin betrifft und somit gleichsam den fertigen Deckenbau erfaßt.

An jenen Stellen, wo die Querfaltung im Gelände eindeutig feststellbar war, wurden mittelsteil bis flach fallende N-S bis NE-SW-Achsen festgestellt. Diese Werte stimmen mit den jüngsten Achsen des von F. KARL (1952:14) ermittelten Achsenaltersplanes des Gerlosgebietes überein.

Die Querfaltung ist somit offensichtlich Ursache für die Wölbung des älteren B_1 -Achsenplanes, der im Westteil des Kartierungsgebietes generelles Westfallen zeigt, während im Ostteil neben horizontaler Lagerung ein beginnendes Ostfallen der B_1 -Achsen zu bemerken ist.

Auch für das geologische Kartenbild spielt die Querfaltung eine gewisse Rolle. Im Westabschnitt bewirkt dieser Verformungsakt ein Westabtauchen der Gesteinsformationen, so daß die tektonisch hangende Wustkogel-Formation den größten Teil dieses

Abschnitts einnimmt. Gegen Osten hingegen (Bereich Gerlostalalm – Riederbach – Kellneralm – Krumbachtal) tritt in einer weitgespannten Aufwölbung der Querfaltung die tektonisch liegende Bündnerschiefer-Formation zutage.

2.2.6. Knitterung

Einscharige Knitterungen, die in ihrem Erscheinungsbild den "kink bands" (HOBBS et al., 1976:172) entsprechen, sind in den Gesteinsformationen des Gerlostales ein weit verbreitetes Phänomen. Die Scherflächen und Klüfte, welche an den Scheiteln der Knickfalten ausgebildet sind, entsprechen den "kink band boundaries" oben genannter Autoren.

Die Verformung erfaßt die s_1 -Flächen mit großem Winkel bis annähernd normal zu ihrem Streichen stehenden Achsen. Einzelne Knitterungszonen können sich aufspalten oder auskeilen. Der Achsenplan der Knickfaltung weist durch seine Übereinstimmung mit jenem der Querfaltung auf eine syngenetische Bildung von Querfaltung und Knickfaltung hin.

Der Bewegungssinn der an Knitterungszonen gegeneinander verschobenen s_1 -Flächen ist stets ostvergent. Während ihrer Entstehung wirkten sowohl die Knitterungszonen selbst, als auch die rotierten s_1 -Flächen als Scherflächen.

An Arkosegneisen der Wustkogel-Formation lassen sich speziell im Westabschnitt des Aufnahmegebietes zwei divergierende Knitterungszonen unterscheiden, deren Achsen mit $\beta \sim 30-45^\circ$ eine hypothetische Querfaltenachse symmetrisch einschließen würden. Diese Erscheinung läßt sich am besten als ein bei der seitlichen Einengung (E–W) durch die Querfaltung entstandenes, nach dem Cloos'schen Prinzip aufspaltendes Scherflächensystem darstellen.

In anderen Fällen, bei denen eine Verformung älterer NW–SE-streichender Knitterungszonen durch jüngere mit NE–SW-Streichrichtung beobachtet werden konnte, wird eine Rotation entweder der Gesteinsformation oder des übergeordneten Beanspruchungsplanes impliziert. Dies entspräche der allgemeinen Tendenz im Zuge der tektonischen Entwicklung, daß sich der Kräfteplan im Sinne einer im Uhrzeigersinn orientierten Rotation verlagert und dabei die unterschiedlichen Gefügeelemente der einzelnen Deformationsphasen erzeugt.

2.2.7. Zur paläogeographischen Stellung der Gesteinsformationen und Bündnerschiefer-Brekzienhorizonte der Glocknerdecke im Gerlosgebiet

Bei dieser Arbeit ergab sich die Frage nach dem paläogeographischen Ablagebereich der im Gerlosgebiet auftretenden Gesteinsformationen der Glocknerdecke.

Die mächtig entwickelte Wustkogel-Formation, die in stratigraphischem Verbande mit ebenfalls relativ mächtigen Mitteltriaskarbonaten steht und die Entwicklung von Sedimenten in Keuperfazies lassen erkennen, daß hier Ablagerungen auf kontinentaler Kruste und damit aus marginalen Ablagerungsbereichen vorliegen. Die Bündnerschiefer sind faziell mit der Brennkogelfazies der Bündnerschieferserie in den Mittleren Hohen Tauern vergleichbar. Die typische karbonatreiche Glocknerfazies der Bündnerschiefer-Formation tritt im Gerlosgebiet nur spärlich auf; sie setzt erst weiter westlich im Bereich von Lanersbach mit großer Mächtigkeit ein (siehe W. FRISCH, 1974:Abb. 1). Die Fortsetzung der im Gerlosgebiet auftretenden Wustkogel-Formation samt Mitteltriaskarbonat-Formation und Keuperschiefern zieht nach W eindeutig unter dieser Glocknerfazies der Bündnerschiefer-Formation weiter. Triaslinien

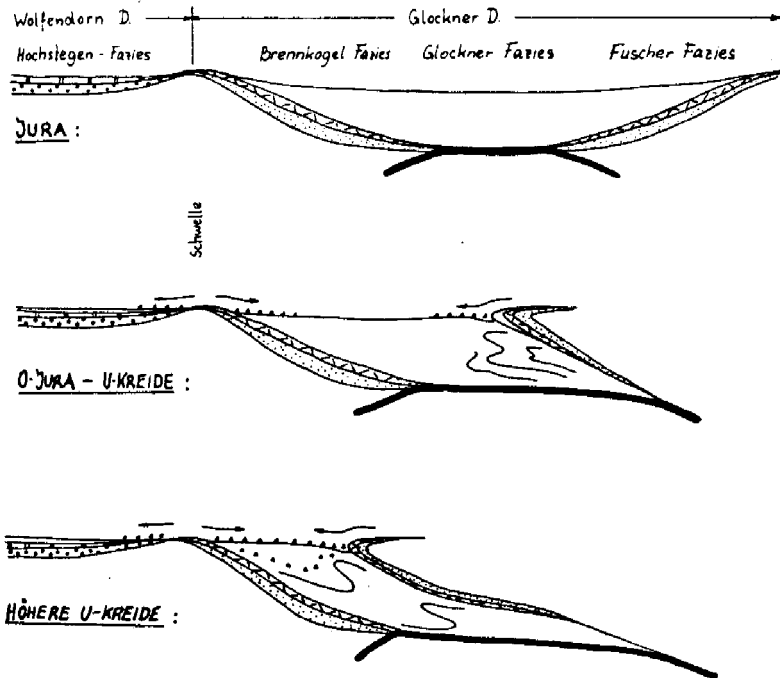


Abb. 9: Modell einer von S nach N wandernden Subduktionszone im südenninischen Ozean, deren brekzienreiche Ablagerungen somit ebenfalls in fortschreitend nördlicheren Bereichen des südenninischen Ozeans sedimentiert werden.

Abb. a: Faziesverteilung im Jura.

Abb. b + c: Mit dem Beginn der Gebirgsbildung bildete sich im südlichen Abschnitt des südenninischen Troges eine Subduktionszone aus, die sich immer weiter gegen N verlagerte. Mit der Subduktionszone verlagerte sich auch die tektonische Gesteinsdeformation erst allmählich von S gegen N, so daß die Sedimentation im Nordbereich des südenninischen Troges vorerst ungestört weiterlaufen konnte. Mit der Subduktionszone wanderten aber auch deren grobklastisch brekziöse Ablagerungen (Richbergkogelzone) immer weiter gegen N, bis schließlich die Brekzienschüttungen aus dem Nordkontinentbereich (südgerichtet) und dem Südkontinentbereich (nordgerichtet) in den südenninischen Ozean auf engstem Raume nebeneinander bzw. auch übereinander erfolgte.

treten auch in der weiteren Fortsetzung der Glocknerdeckenbasis nach S (südlich der Venedigerdecke bis in die Östlichen Hohen Tauern) immer wieder auf. Damit erscheint es logisch, daß die im Gerlosgebiet verbreiteten Gesteinsformationen der Glocknerdecke aus dem Nordbereich des südenninischen Ozeans stammen muß. Im Falle sie vom Südrand dieses Beckens stammen, müßte man die Position der erwähnten Triasvorkommen durch eine riesenhafte Einwicklung unter die Glocknerdecke interpretieren; diese Möglichkeit erscheint unrealistisch.

Zur Frage der Beziehungen der penninischen Brekzienzüge des Gerlosgebietes zur Bündnerschiefer-Formation konnten folgende sachliche Zusammenhänge ermittelt werden:

1. Die brekzienreiche Richbergkogelzone steht in eindeutig sedimentärer Verbindung mit Bündnerschiefern der Glocknerdecke und beinhaltet Sedimentfolgen, die im

Bereich einer Subduktionszone entstanden sind. Sie ist im Gerlosgebiet das paläogeographisch südlichste Element der Glocknerdecke.

2. Die übrigen Brekzienzüge (zentraler und südlicher Bündnerschiefer-Bereich im Gerlosgebiet) sind stratigraphisch höhere Anteile von Bündnerschiefern, die mit mächtig entwickelten Schichtfolgen der Wustkogel-Formation, der Mitteltriaskarbonat-Formation und mit Keuperschichten der Glocknerdecke verbunden sind (Brennkogelfazies).

Die Tatsache, daß sowohl die brekzienreiche Richbergkogelzone als auch die übrigen penninischen Brekzienzüge des Gerlosgebietes in stratigraphisch höheren Anteilen von Bündnerschiefern der Glocknerdecke vorkommen, könnte durch eine tektonische Linie zwischen der Richbergkogelzone (nördlichster Brekzienzug) und den übrigen penninischen Brekzienzügen (zentraler und südlicher Bereich des Gerlosgebietes) erklärt werden.

Dem Autor dieser Arbeit erscheint dagegen eine im folgenden Modell (Abb. 9) dargestellte Verlagerung des Sedimentationsraumes der Richbergkogelzone von S nach N als analoge Folge einer nordwärts wandernden, den penninischen Ozeanboden verschluckenden Subduktionszone als zutreffend.

Für die penninischen Brekzien der Glocknerdecke kann im Gerlosgebiet also folgende Aussage gemacht werden:

„Die stratigraphisch tieferen Brekzien der Bündnerschiefer-Formation des Gerlosgebietes gehören einem Sedimentationsraum im nördlichen Randbereich des südenninischen Troges an (Brennkogelfazies), der ursprünglich in südlicheren Bereichen des Troges gelegene Sedimentationsraum der Richbergkogelzone hingegen wandert mit der Subduktionszone allmählich in nördlichere Bereiche des Ozeans und überschneidet bzw. überlagert hier die vom Nordkontinentalbereich kommenden Brekzienschüttungen“.

3. Literaturverzeichnis

- DIETIKER, H., 1938: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). – Diss. Techn. Hochsch. Zürich, 131 pp., Zürich.
- EXNER, CH., 1971: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., 114, 1–119, Wien.
- , 1979: Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend. – Jb. Geol. B.-A., 122/1, 1–73, Wien.
- FRASL, G., 1958: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., 101/3, 323–472, Wien.
- & FRANK, W., 1966: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster (mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg). – Der Aufschluß, Sdh. 15, 30–58, Heidelberg.
- FRISCH, W., 1968: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Landersbach (Zillertal, Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 287–336, Wien.
- , 1974: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner-Gerlospaß). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 66–67, 9–20, Wien.
- 1976: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rundschau, 65/2, 375–393, Stuttgart.
- , 1977: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster

- (Ostalpen). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977/11, 675–696, Stuttgart.
- , 1980: Post-Hercynian formations of the western Tauern window: sedimentological features, depositional environment, and age. — Mitt. österr. geol. Ges. 71/72, 49–63, Wien.
- & POPP, F., 1981: Die Fortsetzung der „Nordrahmenzone“ im Westteil des Tauernfensters. — Jber. 1980 Hochschulschwerpkt. S 15, 139–156, Graz.
- HAMMER, W., 1936: Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostales (Tirol). — Jb. Geol. B.-A., 86, 265–301, Wien.
- HOBBS, B. E., MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F., 1976: An Outline of Structural Geology. — 1. Aufl., 571 pp., New York.
- HÖPPENER, R., 1956: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. — Geol. Rundschau, 45, 247–283, Stuttgart.
- KARL, F., 1952: Analytisch-tektonische Studien an den Gesteinen des Gerlostales. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1952, 5–42, Stuttgart.
- KLEBELSBERG, R. v., 1940: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol). — Z. dt. Geol. Ges., 92, 582–586, Berlin.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., 1961: Das Unterostalpin des Penken-Gschößwandzuges in Tirol. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, 201–227, Wien.
- KUPKA, E., 1951: Zur Geologie des Tauernfensters im Raume von Mayrhofen im Zillertal (Gmünd im Gerlostal bis Astegg bei Finkenberg), Tirol. — Diss. Univ. Wien, 113 S., 7 Beil., Wien.
- MOORE, J. C. & KARIG, D. E., 1976: Sedimentology, structural geology, and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwestern Japan. — Bull. Geol. Soc. Amer., 87, 1259–1268, Boulder.
- PIPER, D. J. W., HUENE, R. v. & DUNCAN, J. R., 1973: Late Quarternary Sedimentation in the Active Eastern Aleutian Trench. — Geology, 1, 19–22, Boulder.
- ROSSNER, R. & SCHWAN, W., 1982: Zur Natur der südvergenten Deformationsstrukturen im NW-Teil des Tauernfensters (Tirol, Österreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 28, 35–54, Wien.
- SANDER, B., 1921 a: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. II. Bericht. — Jb. Geol. Staatsanst., 70, 273–296, Wien.
- , 1942: Über Flächen- und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern. III. Bericht). — Mitt. Reichsamt Bodenforsch., 1942, 3–94, Wien.
- SCHMIDEGG, O., 1953: Aufnahmen 1952 in der nördlichen Schieferhülle der Hohen Tauern auf Blatt Hippach und Wildgerlos-Spitze (5138). — Verh. Geol. B.-A., 1953/1–4, 42–43, Wien.
- SCHOLTZ, H., 1930: Das varistische Bewegungsbild. — Fortschr. Geol. Paläont., 8/25, 235–316, Berlin.
- SCHÖNLAUB, H. P., FRISCH, W. & FLAJS, G., 1974: Neue Fossilfunde aus dem Hochstegenmarmor (Tauernfenster, Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974, Stuttgart.
- THIELE, O., 1974: Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. — Jb. Geol. B.-A., 117, 55–74, Wien.
- TOLLMANN, A., 1963: Ostalpensynthese. — 266 S., Wien (Deuticke).
- , 1977: Geologie von Österreich. — Bd. 1, 776 pp., Wien (Deuticke).
- WINKLER, H. G. F., 1976: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. — 4. Aufl., 334 pp., Berlin etc. (Springer).

**Strukturanalyse des Weißenecks in den S'Radstädter Tauern
(Lungau, Österreich)**

von

Karin SONDERMANN & Walter VOGGENREITER

mit

17 Abbildungen

Anschrift der Verfasser:
cand. geol. K. Sondermann
cand. geol. W. Voggenreiter
Institut für Geologie und Mineralogie
Universität Erlangen
Schloßgarten 5
D-8520 Erlangen

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

30/31

S. 269 – 287

Wien, 1984

Inhalt

1. Zusammenfassung (Summary)	270
2. Einleitung und Problemstellung	271
3. Stratigraphischer Abriß	272
4. Tektonik	273
4.1. Überblick der tektonischen Verhältnisse der S'Radstädter Tauern	273
4.2. Kleintektonische Strukturen und daraus ablesbare Deformationsgescheher am Weißeneck	274
4.3. Hypothese des Deformationsablaufes	280
4.4. Strukturanalyse mittels konstruktiver Rückformung der Deformationen im Schmidt'schen Netz	280
5. Danksagung	286
6. Schriftenverzeichnis	286

1. Zusammenfassung

Mit Hilfe kleintektonischer Arbeitsmethoden wurde versucht, die komplexe tektonische Struktur des Weißenecks in den südlichen Radstädter Tauern zu klären. Aus den im Gelände aufgenommenen Daten und kleintektonischen Beobachtungen wurde ein dreiphasiges Deformationsmodell entwickelt.

Auf den Hauptdeckenschub mit der Ausbildung \pm E–W streichender Faltenachsen folgt eine Einengungsbewegung in E–W-Richtung, die möglicherweise auf den seitlichen Platzmangel bei zunehmender Auswälzung der Gesteinsserien beim Deckenschub, oder auf einen selbständigen Akt zurückzuführen ist. Im Zuge der weiteren Einengung des Ostalpenraumes kommt es lokal zu S-vergenten Bewegungen mit \pm E–W gerichteten Achsen.

Das Modell wird durch schrittweise Rückführung der den Deformationsakten zugehörigen Gefügeprägungen in Poldiagrammen verifiziert. Darüber hinaus ergibt sich aus der Auswertung in Gefügediagrammen die Notwendigkeit, einen 4. Deformationsakt zu postulieren, der wahrscheinlich in jüngster Zeit (Jungtertiär) wiederum in E–W-Richtung einengend wirkte.

Summary

With the help of small-scale methods we tried to explain the complex tectonic structure of the Weißeneck in the Southern Radstädter Tauern. A three-phase deformation model was developed from the observed topographic data and small-scale observations.

The main nappe thrust, characterized by fold axes striking in an \pm E–W direction was constricted in the same direction, this is possibly due either to a lateral lack of space, causing the rock series to be increasingly squeezed together during the nappe thrust, or to an independent event. Local movements with an axial southern vergency in an \pm E–W direction occur with further constriction of the Eastern Alps area.

The model was verified by deducing step-by-step the original deformations from the fabric structures with the use of pole diagrams. Furthermore, from the evaluation of the fabric diagrams it became obvious, that a fourth deformation in recent time (Late Tertiary) was also present, which had a constricting effect, probably in an E–W direction.

2. Einleitung und Problemstellung

Die geographische Lage des Arbeitsgebietes ist der Abb. 1 zu entnehmen. Es liegt auf Blatt 156 (Muhr) der Österreichischen Karte 1 : 25.000.

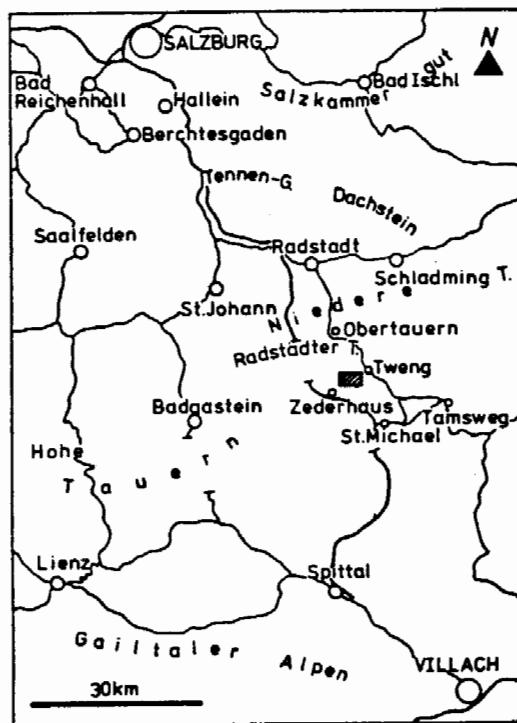


Abb. 1: Übersichtskarte zur Lage des Arbeitsgebietes (schrattiertes Rechteck).

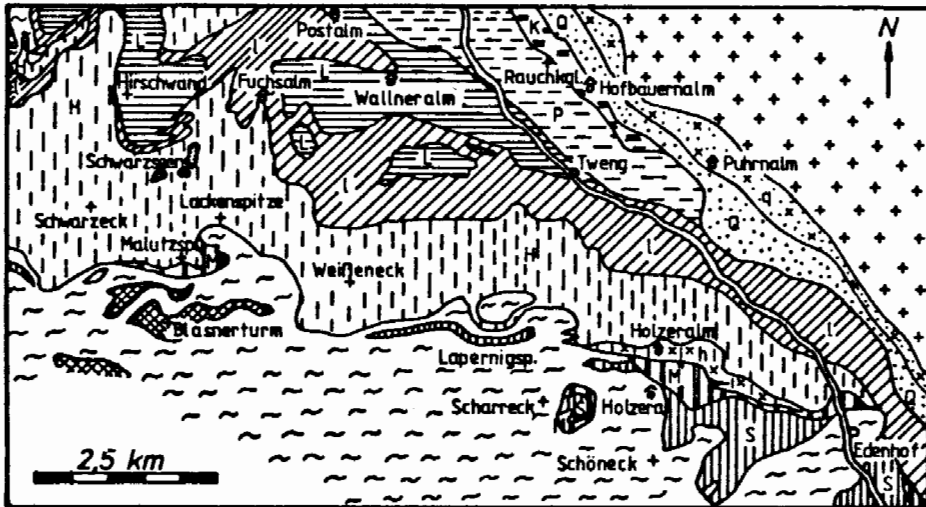
Das Weißeneck mit seinen beiden Gipfeln (2547 m, 2563 m) liegt in den S'Radstädter Tauern.

Die Radstädter Tauern gehören großtektonisch dem unterostalpinen Stockwerk der Ostalpen an und sind intern in mehrere Teildecken gegliedert, die flach übereinander lagern und nach N abtauchen. Die Verbreitung dieser Teileinheiten im SE' Teil der Radstädter Tauern ist auf Abb. 2 dargestellt.

Das Weißeneck liegt in der zu den Unteren Radstädter Decken gehörenden, permomesozoischen Hochfeinddecke, die in den S'Radstädter Tauern weite Verbreitung besitzt und im allgemeinen die nachtriadische, penninische Schieferhülle direkt überlagert.

Die vorliegende Arbeit beruht auf Geländeaufnahmen der Autoren, die 1983 im Rahmen von Kartierungen in den S'Radstädter Tauern durchgeführt wurden.

Nach den Arbeiten von BLATTMANN (1937), CLAR (1937) und TOLLMANN (1956–1977) war der stratigraphische Aufbau des Weißenecks bereits im wesentlichen bekannt, während die tektonischen Verhältnisse nicht näher beschrieben wurden. Aus diesem Grund und aus den sich im Gelände, bedingt durch die komplizierten tektonischen Verhältnisse, ergebenden Schwierigkeiten bei der Kartierung, stellte sich das Problem, die tektonische Großstruktur zu klären.



- Mittelostalpinen Kristallin
- Quarzphyllit - Decke: Permtrias
- Quarzphyllit - Decke: Paläoz. Quarzphyllit
- Kesselspitz - Decke: Permtrias
- Pleisling - Decke: Permomesozoikum
- Lantschfeld - Decke: Permtrias
- Lantschfeld - Decke: Kristallin
- Hochfeind - Decke: Permomesozoikum
- Hochfeind - Decke: Kristallin
- Malutz - Schuppe: Nachtrias
- Spiereck - Decke: Permtrias, Krist.reste
- tiefste und isolierte unterostalpinne Späne
- Penninische Schieferhülle: Nachtrias

Unterostalpin

Abb. 2: Tektonische Übersichtsskizze der SE' Radstädter Tauern, etwa umgezeichnet nach TOLLMANN (1964).

3. Stratigraphischer Abriss

Die Hochfeinddecke der S'Radstädter Tauern unterscheidet sich von den anderen Teildecken des Unterostalpins durch eine eigenständige Faziesentwicklung, die im wesentlichen durch einen großen Breccienreichtum in Jura und Kreide gekennzeichnet ist (TOLLMANN, 1977).

Am Weißeneck ist eine aufrecht lagernde, mesozoische Schichtenfolge erschlossen, die mit dem skythischen Lantschfeldquarzit beginnt und bis zur Schwarzeckbreccie s. str. reicht (Abb. 3). Die von TOLLMANN (1977) angegebenen maximalen Mächtigkeitswerte der einzelnen Schichtglieder sind am Weißeneck im allgemeinen tektonisch stark reduziert; so besitzt der Hauptdolomit unterhalb des S' Gipfels (2547 m) nur noch eine Mächtigkeit von 20 m, gegenüber einer Maximalmächtigkeit von 350 m (TOLLMANN, 1977). Am N' Gipfel (2563 m) ist er völlig abgequetscht.

Rhät ist am Gipfelaufbau nicht beteiligt und nur am NE-Grat erhalten. Dafür mitverantwortlich ist eine Erosionsphase in altkimmerischer Zeit.

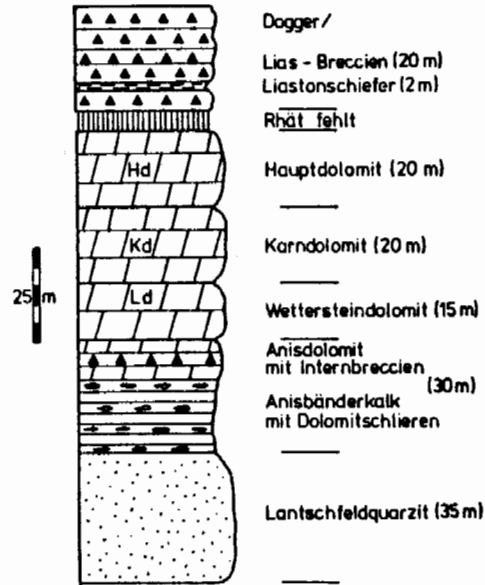


Abb. 3: Schematisches Säulenprofil der Schichtfolge am Vorderen Weißeneck.

Genauere stratigraphische Angaben sind den Arbeiten von CLAR (1937) und TOLLMANN (1956–1977) zu entnehmen.

4. Tektonik

4.1. Überblick der tektonischen Verhältnisse der S'Radstädter Tauern

Die unterostalpinen Schichten zeigen in den S'Radstädter Tauern ein durchschnittliches Streichen um WNW–ESE bis W–E und fallen \pm flach nach N ein. Untergeordnet treten auch Abweichungen von diesen Lagerungsverhältnissen auf (vgl. SCHWAN, 1965).

Bei den Faltenformen dominieren überkippte, liegende und tauchende \pm N-vergente Falten in unterschiedlichsten Dimensionen. Diese kleintektonischen Strukturen harmonisieren mit dem großtektonischen Bau der N-bewegten Deckenkomplexe und stellen somit Leitstrukturen im Sinne von SCHWAN (1964 und 1965) dar. Daneben findet sich in untergeordnetem Maße auch eine Reihe anderer kleintektonischer Strukturen. Relativ bedeutend sind hierbei aufrechte bis schiefe Biegefalten mit \pm N–S streichenden Achsen, sowie vielfältig geformte \pm S-vergente Bewegungsstrukturen (SCHWAN, 1965, TOLLMANN, 1961 b).

BAUMGARTNER (1976) und TOLLMANN (1961 b) deuten die \pm quer zum Deckenbau streichenden Falten (Querfalten) als Strukturen, bedingt durch E–W-Einengung, und führten sie auf eine starke B-achbiale Auslängung beim Deckenschub und damit verbundenem Platzmangel in Achsenrichtung zurück. Demgemäß wäre die E–W-Einengung genetisch mit dem Deckenbau verbunden und zeitlich an ihn geknüpft. Ob darüberhinaus auch jüngere E–W-Einengungen am Entstehen dieser Querstrukturen beteiligt sind, ist bis heute nicht zweifelsfrei erwiesen.

Für die Entstehung S-vergenter Strukturen werden von ROSSNER & SCHWAN (1982) drei Deutungsmöglichkeiten angeführt:

1. durch „Rückstau beim S–N-Vorschub in Fortsetzung der Deckenbildung“,
 2. durch „eine aktive N–S-Anpressungsphase“,
 3. durch „eine symmetrische Einengung des Zentralalpenraumes von N und S in Zusammenhang mit der Kollision der Kontinentalplatten . . .“,
- wobei die dritte Deutung von ROSSNER & SCHWAN (1982) vertreten wird. Wesentlich ist jedoch die Feststellung, daß die S-vergente Strukturbildung ein relativ jüngeres Ereignis ist, das als Folge der fortschreitenden Einengung zu sehen ist.

4.2. Kleintektonische Strukturen und daraus ablesbares Deformationsgeschehen am Weißeneck

Bei der Aufnahme kleintektonischer Strukturen am Weißeneck wurde schnell deutlich, daß hier zwei Bereiche, ein N' und ein S' klar voneinander getrennt werden müs-

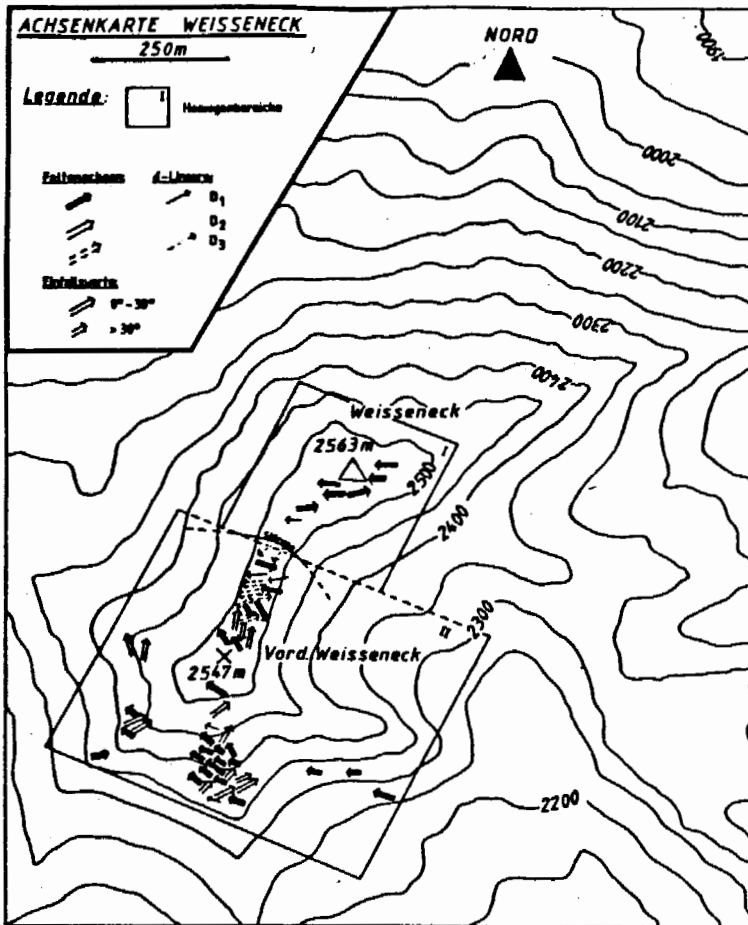


Abb. 4: Achsenkarte des Weißenecks mit genetischer Zuordnung der gemessenen Achsen.

sen (Abb. 4 und 5). Der N-Teil (Homogenbereich I) mit dem Gipfel des Weißenecks (2563 m) zeigt einen einheitlichen strukturellen Bau, der gut mit den großtektonischen Verhältnissen korreliert werden kann. Die Schichten formieren sich zu einer N-vergenten Mulde, von der nur der Liegendschenkel erhalten ist. Der im Schmidt'schen Netz aus den s_0 -Flächenmessungen ermittelte π -Pol ($95^\circ/30^\circ W$) befindet sich in guter Übereinstimmung mit den in diesem Bereich gemessenen Faltenachsen (s. Achsenkarte, Abb. 4 und Abb. 6). Eine Zuordnung dieser Struktur zum Deckenbau ist unproblematisch.

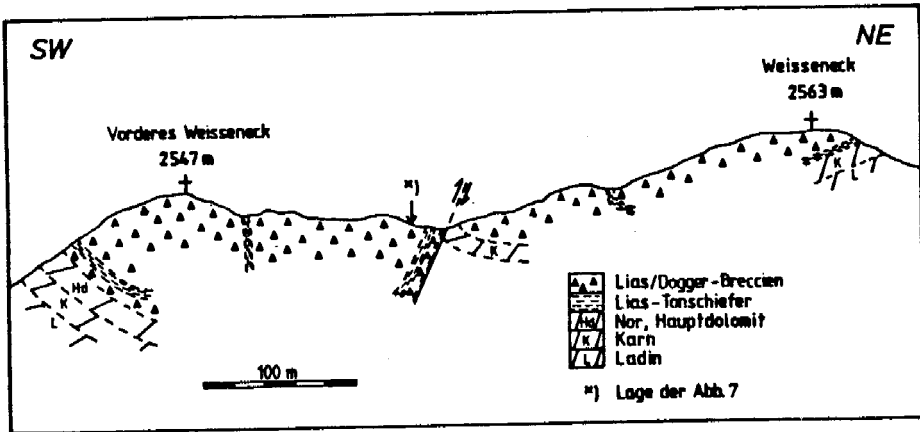


Abb. 5: Vereinfachtes Ansichtsprofil der Weißeneck-E-Wand nach CLAR (1937) und eigenen Aufnahmen.

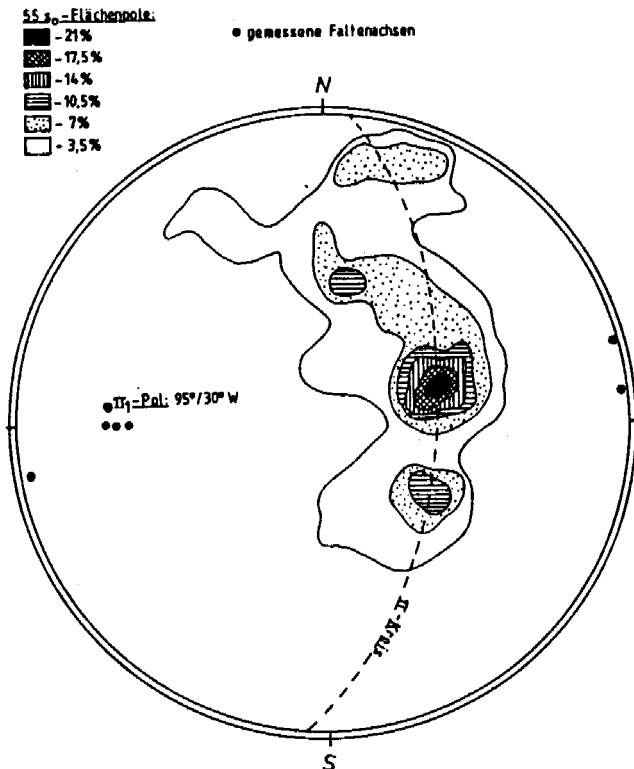


Abb. 6: Gemessene s_0 -Flächenpole und B-Achsen im Bereich des Weißeneck-Gipfels (2563 m).

Der S' Bereich (Homogenbereich II) mit dem Gipfel des Vorderen Weißenecks (2547 m) zeigt dagegen einen weitaus komplexeren Aufbau. In der E-Ansicht ebenfalls als Muldenstruktur zu erkennen (Abb. 5, vgl. auch CLAR, 1937), erbringt die Auswertung von s-Flächen- und Faltenachsenmessungen in Gefügediagrammen ein stark inhomogenes Bild (Abb. 14, 15, 16). Es wurde damit wahrscheinlich, daß diese Struktur auf ein komplexeres System von Formungsakten zurückzuführen ist, für dessen Analyse eine detaillierte Bestandsaufnahme kleintektonischer Strukturen unerläßlich war. Im Rahmen dieser Bestandsaufnahme konnten einige interessante Beobachtungen gemacht werden.

Zum einen zeigt sich, daß die zwei unterschiedlich struierten Teilbereiche im N und im S an einer mittelsteil S-fallenden Störung mit Überschiebungscharakter am Grat zwischen Vorderem Weißeneck und Weißeneck (Abb. 5) scharf getrennt sind. Es dürfte sich um eine beim Deckenschub angelegte, primär horizontale oder nur flach S-fallende Schuppenbahn handeln, die im Zuge jüngerer Einengung sekundär versteilt wurde.

Wenig S' der Störung ist in Liasbreccien eine für das Verständnis des Baues wesentliche tektonische Kleinform aufgeschlossen (Abb. 7). Die Haupt-s-Flächen sind hier in saigere Lage versteilt, zusammen mit der Muldenposition der Breccien ein Anzeichen für \pm S-vergente Bewegung. Dank dieser kleintektonischen Struktur wurde somit frühzeitig die Beteiligung \pm S-gerichteter Bewegungen am Aufbau des Weißenecks festgestellt.

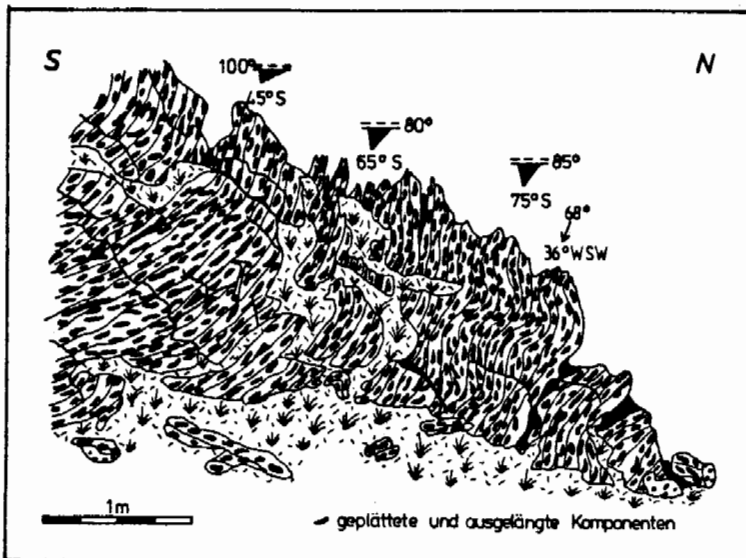


Abb. 7: S-Vergenz in der Lias-Breccie am Weißeneck-Kamm (Lokalität s. Abb. 5); s_1 -Flächen sind durch B_3 verfault.

Die zum Deckenbau gehörenden Falten besitzen Achsen, die in ihrem Streichen im allgemeinen um die E-W-Richtung streuen (Abb. 4). Infolge häufiger sekundärer Verstellung besitzen jedoch Streich- und Fallwerte dieser Falten keine alleinige Aus-

sagekraft für die Zuordnung zum Deckenbau. Vielmehr ist die Faltenform ausschlaggebend; es handelt sich um eng gefaltete bis isoklinale Strukturen. Schieferung ist in inkompetenten Serien mehr oder weniger gut entwickelt (Abb. 8 und 9).

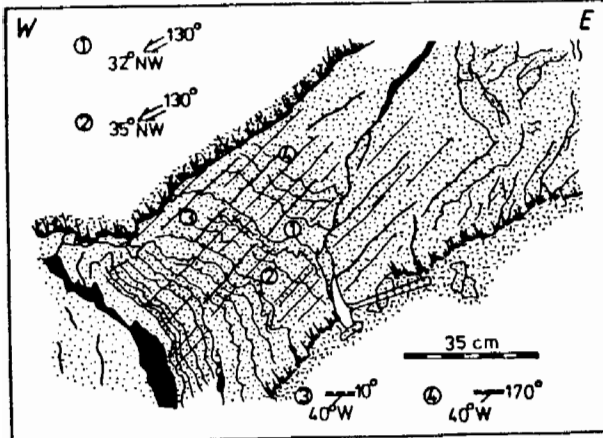


Abb. 8: Zum Deckenbau gehörende Kleinfalten im Lantschfeld-Quarzit am Weißeneck S-Grat (B_1).

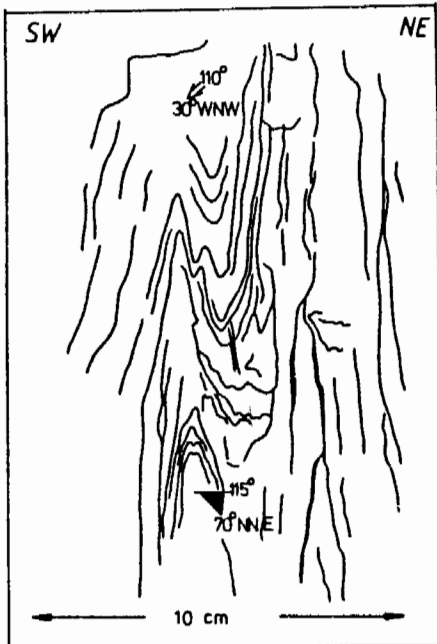


Abb. 9: Isoklinale B_1 -Falten im Aniskalk am Fuß des Weißeneck SE-Grates.

Außer diesem Falten Typ finden sich noch aufrechte bis schiefe Biegefalten im kleintektonischen Strukturinventar, deren Achsen um die NNE–SSW-Richtung streuen (Abb. 10 und 11), eine Schieferung ist meist nicht oder nur embryonal entwickelt. Diese Faltenform wurde mit E–W-Einengungsbewegungen in Zusammenhang gebracht.

Die Abb. 12 und 13 zeigen die Überprägung der ersten Deformation (D_1) durch diese E–W-Einengung.

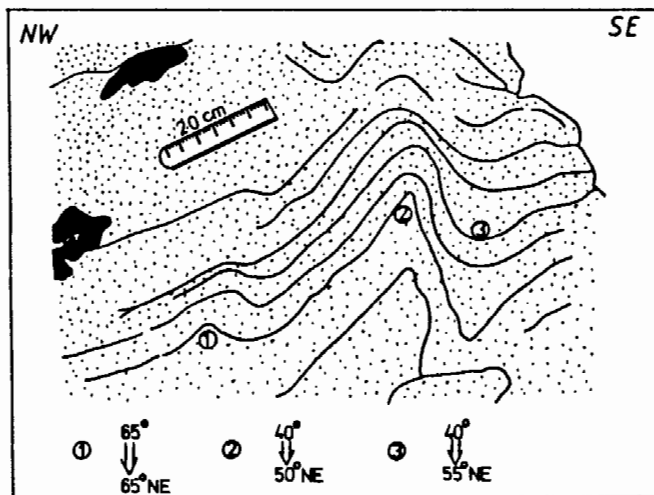


Abb. 10: Leicht schiefe Biegefalten im Lantschfeld-Quarzit am Weißeneck S-Grat (B₂).

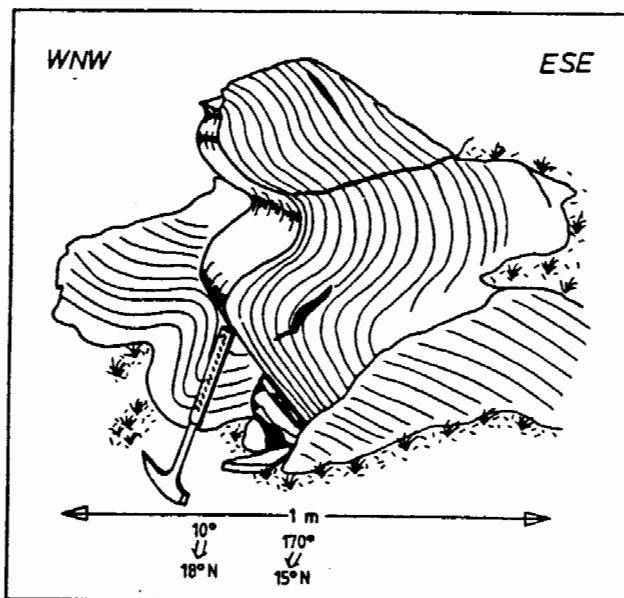


Abb. 11: W-vergente, nahezu liegende Biegefalten (B₂) im mitteltriadischen Dolomit am Weißeneck NW-Grat.

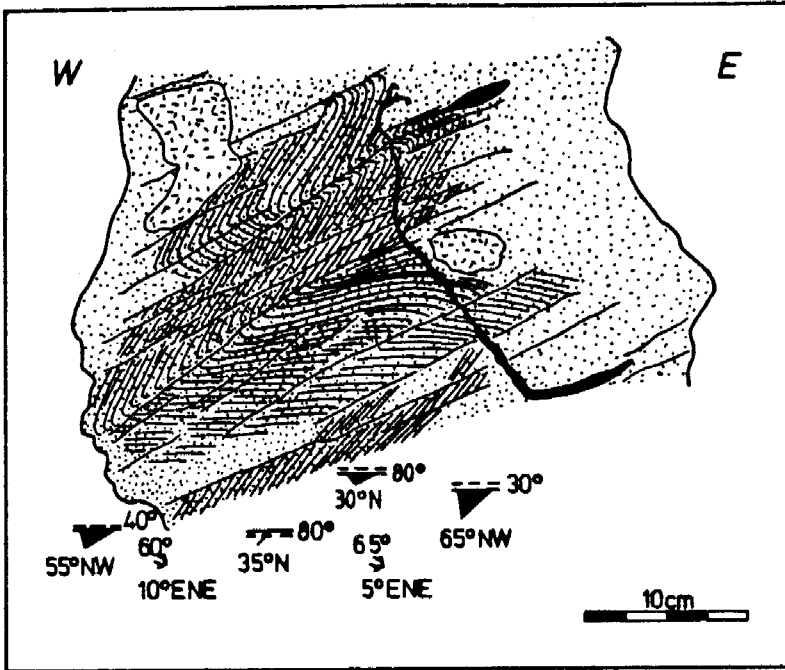


Abb. 12: Durch D_2 verfaltetes s_1 mit gut entwickelter Schubklüftung im Lantschfeld-Quarzit am Weißeneck SW-Grat.

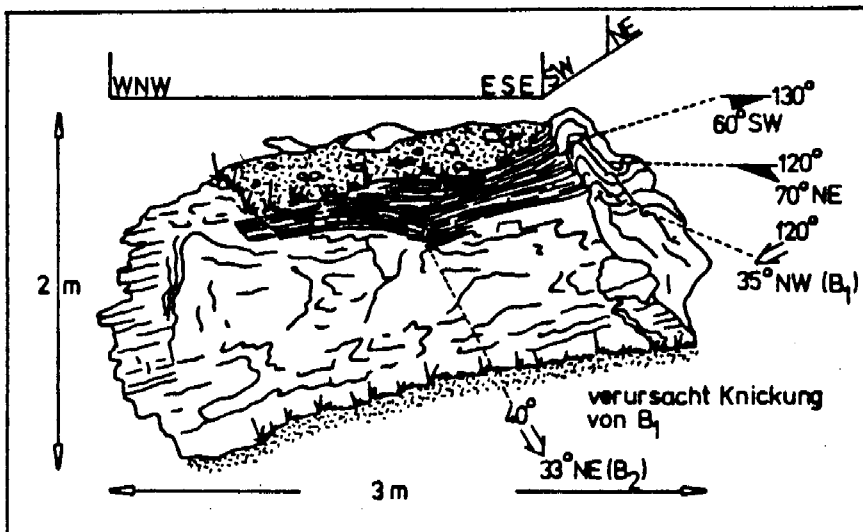


Abb. 13: Durch B_2 verursachte Knickung der B_1 -Achsen in penninischer Rauhwacke; Hauptkamm E' des Weißenecks.

4.3. Hypothese des Deformationsablaufes

Aus den im Gelände gewonnenen Daten wurde ein Modell entwickelt, das die einzelnen Deformationsakte beschreibt und so das Zustandekommen der komplexen tektonischen Struktur am Vorderen Weißeneck erklären soll.

Der von S nach N gerichtete Deckenschub erzeugte überkippte, liegende oder tauchende, N-vergente Faltenformen (B_1). Im Zuge der intensiven tektonischen Auswulzung in B_1 -Richtung kam es möglicherweise zu seitlichem Platzmangel und dadurch verursachten E-W-Einengungserscheinungen mit Ausbildung aufrechter bis schiefer Biegefalten mit \pm N-S streichenden Achsen (B_2). Der Deckenbau war damit im wesentlichen abgeschlossen. Den Ansichten von ROSSNER & SCHWAN (1982) folgend, kam es im Anschluß daran zu fortgesetzter Einengung des Ostalpenraumes, die im untersuchten Gebiet zu S-vergenten Bewegungen mit \pm E-W streichenden Achsen (B_3) führte. Um diese These zu überprüfen, wurde im folgenden versucht, die jüngeren Deformationen im Schmidt'schen Netz konstruktiv rückzuformen.

4.4. Strukturanalyse mittels konstruktiver Rückformung der Deformationen im Schmidt'schen Netz

Die vorgenommenen Rotationen im Schmidt'schen Netz sollen exemplarisch anhand der Faltenachsendiagramme erläutert werden.

Zunächst wurden aus den am Vorderen Weißeneck gemessenen N- bzw. S-fallenden Faltenachsen (verstelltes B_2) jeweils ein Mittelwert berechnet und in das B-Diagramm eingetragen (Abb. 14 a). Der Großkreis zu diesen Mittelwerten ergibt den Rotationspol π_3 ($95^\circ/16^\circ$ W), der der sekundären \pm S-gerichteten Bewegung zuzuordnen ist.

In einem ersten Schritt wurden nun alle B-Achsen um die 16° Einfallen dieses Poles von E nach W rotiert (Abb. 14 b). Um die Verstellung an dieser Achse π_3 ($= B_3$) auszuglätten, wurden alle Werte auf der N' Halbkugel um 20° in N' Richtung, alle Werte auf der S' Halbkugel um 50° in S' Richtung rotiert. Das sich daraus ergebende B-Achsen-Verteilungsmuster (Abb. 14 c) gestattet es, die Lage des Rotationspoles π_2 bezüglich der E-W-Einengung zu ermitteln (Abb. 14 c). Als nächster Schritt wurde π_2 horizontalisiert und die übrigen B-Achsen entsprechend rotiert (Abb. 14 d). Die Faltenachsen ordnen sich nun bereits in E-W-Richtung an. Glättet man noch um den Betrag der Verstellung an der Achse π_2 ($= B_2$) aus, gelangt man zur ursprünglichen Verteilung der Faltenachsen, die den Deckenbau repräsentiert (Abb. 14 e). Die B_1 -Achsen streichen \pm E-W und besitzen geringe Einfallswerte. Bemerkenswert ist ein kleines Nebenmaximum SE-fallender Faltenachsen.

Die Auswertung der Faltenachsen würde bereits das von den Autoren erstellte Deformationsmodell bestätigen. Für eine weitere Absicherung mußte jedoch noch die Verteilung von s_0 - und s_1 -Flächenpolen nach den oben ausgeführten Rotationen überprüft werden. Die Abb. 15 a und 16 a geben die Verteilungsmuster der im Gelände gemessenen s_0 und s_1 Werte wieder. Alle diese Flächenpole wurden nun den oben näher spezifizierten Rotationen unterworfen.

In den Abb. 15 b und 16 b sind die Ergebnisse der Rückformungen wiedergegeben. Die s_0 -Flächenpole ordnen sich dort auf zwei Großkreisen an; dieses schien im ersten Moment überraschend. Die Pole zu den beiden Großkreisen mit 103° bzw. 102° Streichen repräsentieren jedoch in hervorragender Weise die B_1 -Achsen des Deckenschubes. Das unterschiedliche Einfallen und das dadurch bedingte Aufsplitten der s_0 -Pole

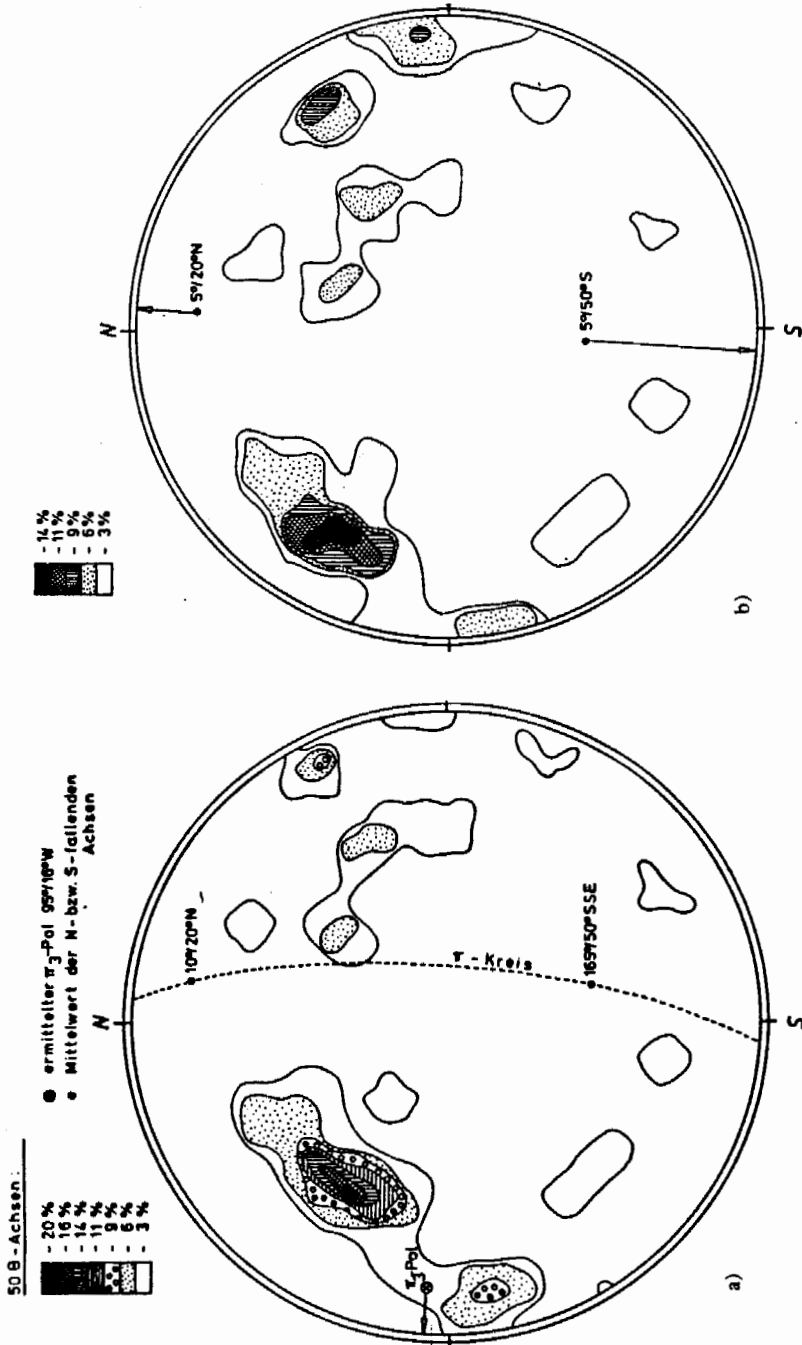


Abb. 14 : Konstruktive Rückförmung der Faltenachsen am Vorderen Weißeneck (2547 m) in 5 Teilschritten a–e (s. Text).

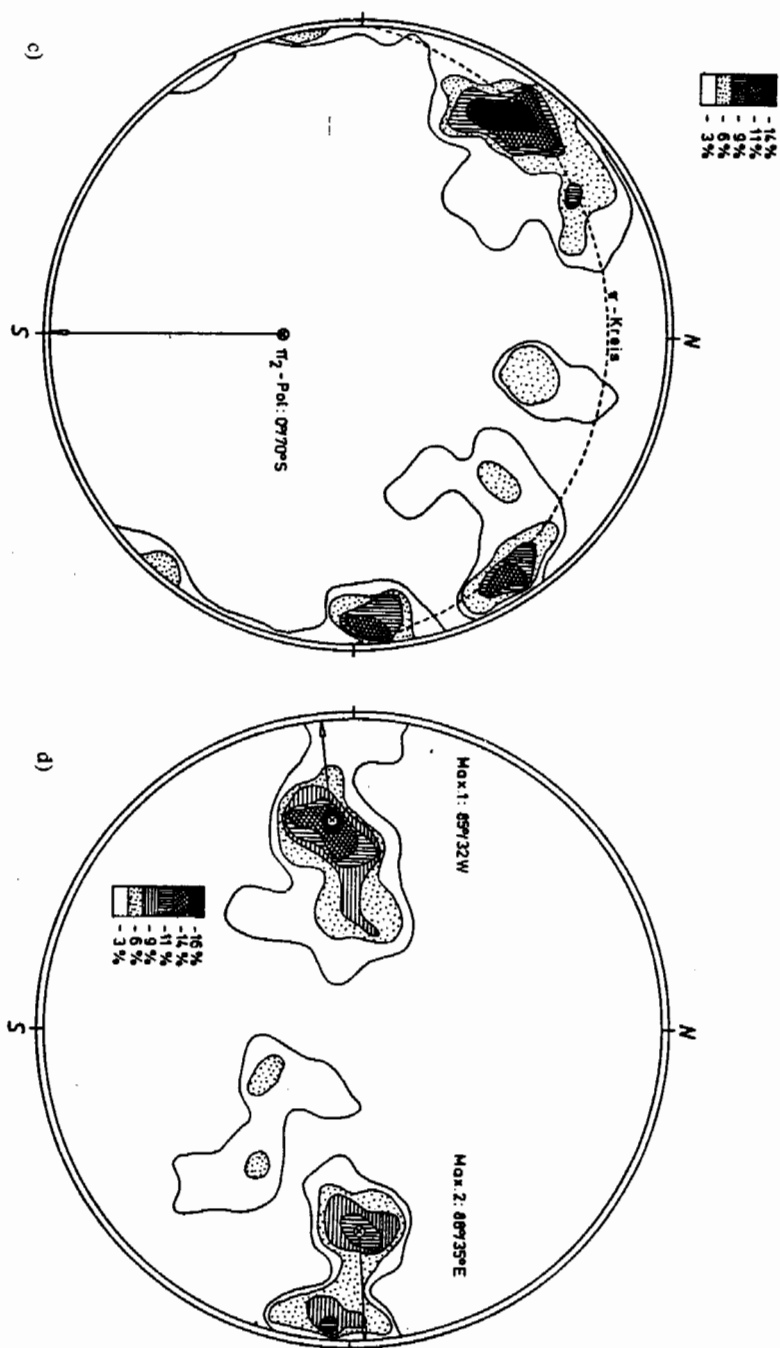


Abb. 14 (Fortsetzung)

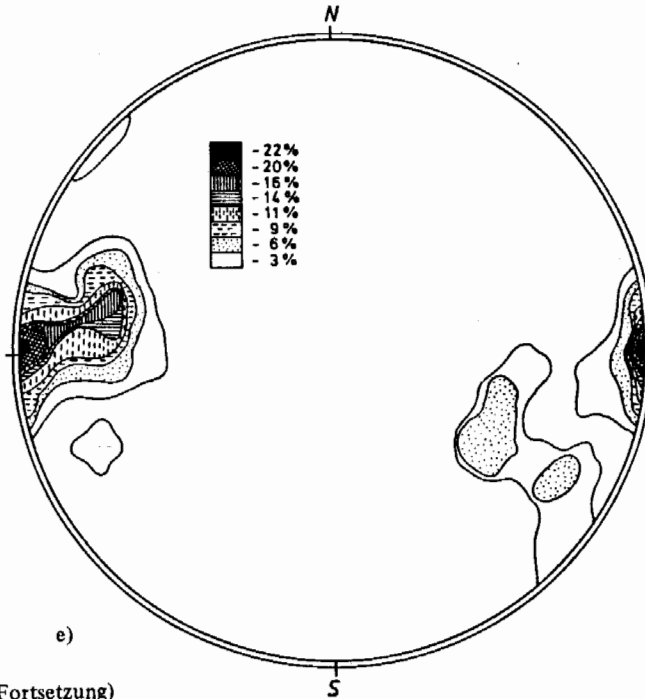


Abb. 14 (Fortsetzung)

auf zwei Großkreise muß auf eine weitere, bisher nicht berücksichtigte Deformation zurückgeführt werden. Es handelt sich dabei um eine flachwellige Verbiegung an wiederum \pm N–S streichenden Achsen (B_4), hervorgerufen durch eine zusätzliche E–W-Einengung. Diese Einengung steht vermutlich nicht mehr mit dem Deckenbau in Zusammenhang. Hier deuten sich junge, wahrscheinlich im Jungtertiär erfolgte Bewegungen an.

So läßt sich auch das Nebenmaximum (s. o.) im Faltenachsendiagramm (Abb. 14 e) durch diese junge, schwache Deformation erklären.

Die Rückformung der s_1 -Flächenpole ergibt ein zu den bisherigen Ergebnissen konformes Bild. Wiederum ordnen sich die s_1 -Pole auf einem Großkreis an, dessen Pol (π : $100^\circ/20^\circ$ W) in sehr guter Übereinstimmung mit dem Deckenbau steht (vgl. Abb. 6 und Abb. 16 b). Auch hier deutet sich ein zweiter π -Kreis an.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß sich durch die vorgenommene Rückformung der achsialen und planaren Meßwerte das Deformationsmodell eindeutig bestätigen läßt. So kann die komplexe tektonische Struktur am Vorden Weißeneck durch die Aufeinanderfolge von vier Deformationen D_1 – D_4 erklärt werden:

1. Von S nach N gerichteter Deckenschub (D_1 mit \pm E–W streichenden, \pm horizontalen Faltenachsen (B_1).
2. Einengung in E–W-Richtung (D_2), möglicherweise aufgrund der Auswalzung beim Deckenschub, an \pm N–S streichenden Faltenachsen (B_2),
3. sekundäre \pm S-vergente Rückfaltung von lokaler Bedeutung (D_3), hervorgerufen durch weitere Einengung des Alpenkörpers; Bewegung an \pm E–W streichenden Achsen (B_3),

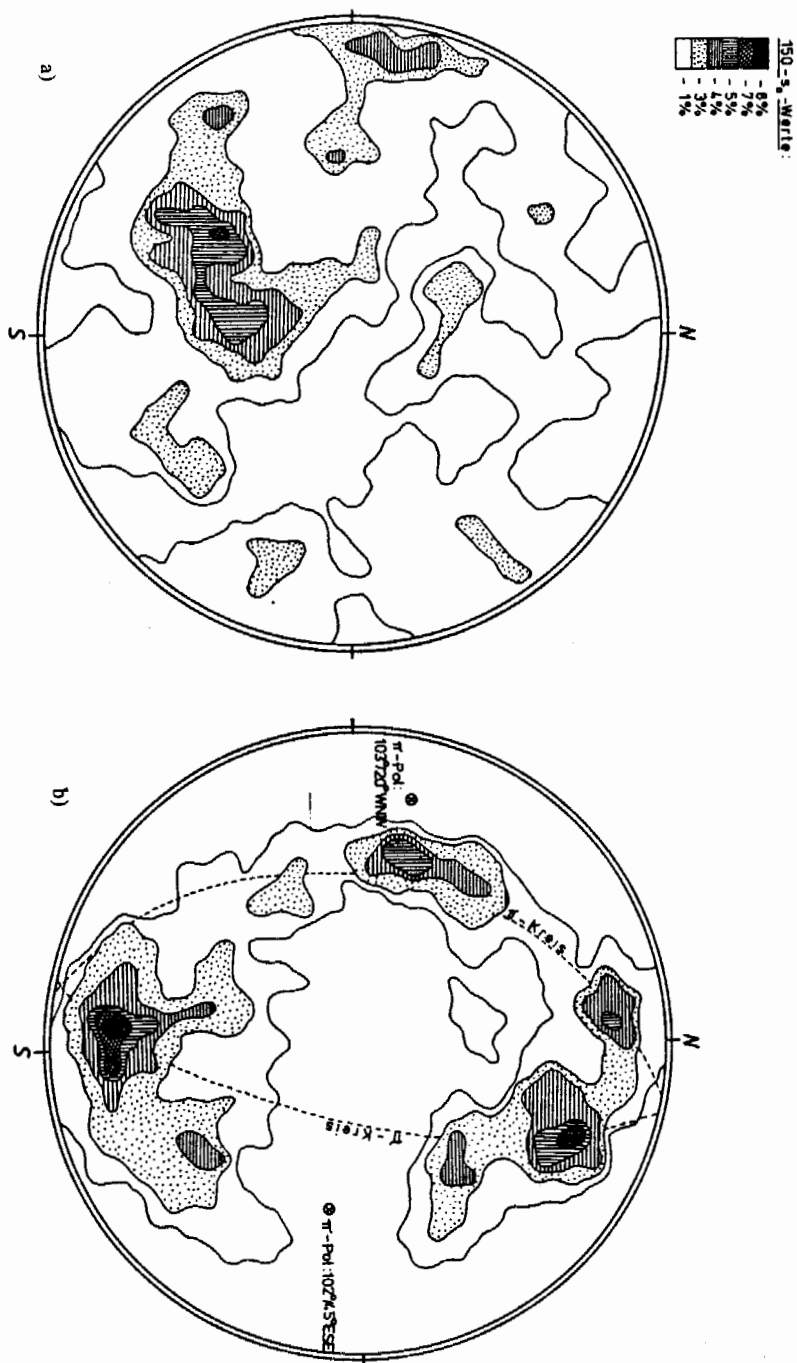


Abb. 15: s_0 -Flächenpole am Vorderen Weibeneck; a. Verteilung der Maßwerte vor der Rückformung, b. Verteilung der Maßwerte nach der vorgenommenen Rückformung.

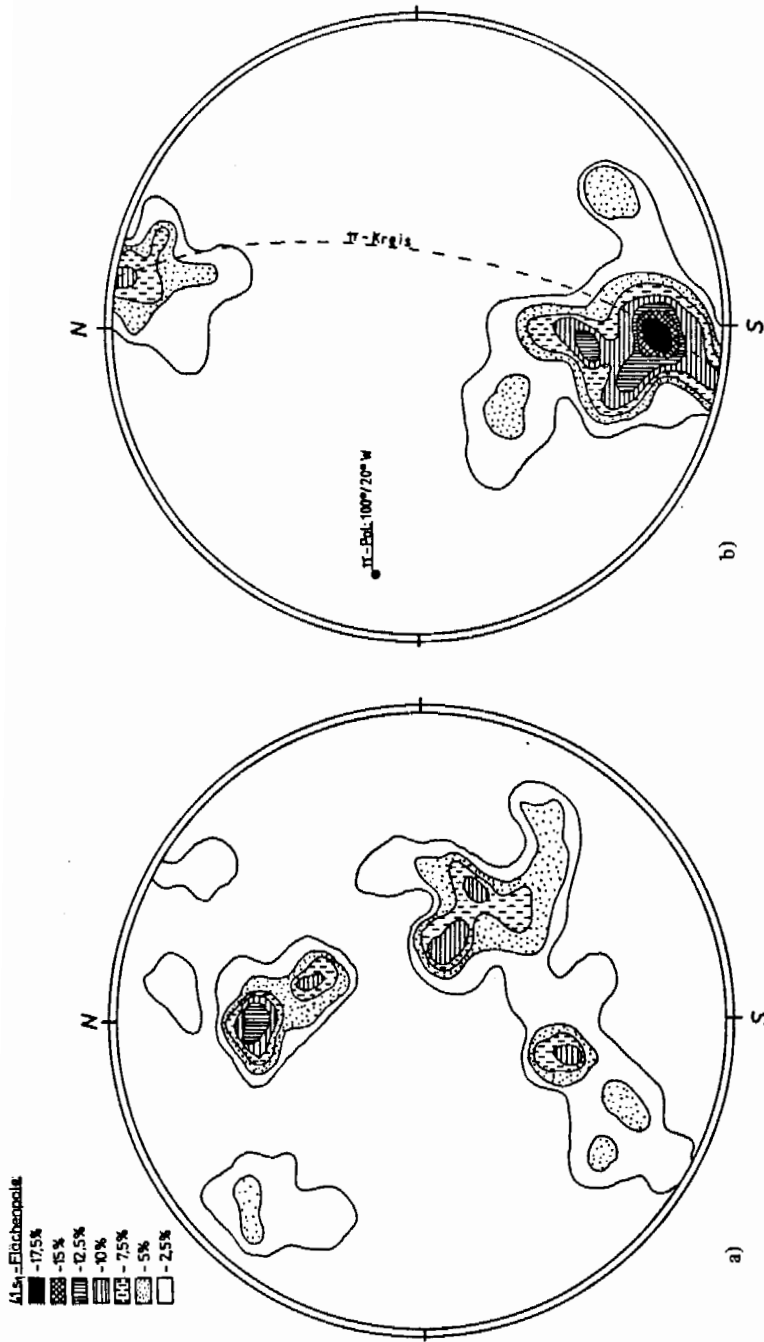


Abb. 16: s₁-Flächenpole am Vorderen Weißeneck; a. Verteilung der Meßwerte vor der Rückformung, b. Verteilung der Meßwerte nach der vorgenommenen Rückformung.

4. junge, weitspannige, relativ schwache Einengungen in E–W-Richtung (D_4) an \pm N–S streichenden Achsen (B_4), vermutlich im Jungtertiär.

Die Abb. 17 zeigt die heute vorliegende Struktur am Vorderen Weißeneck, gezeichnet nach einem von den Autoren angefertigten Plastilinmodell.

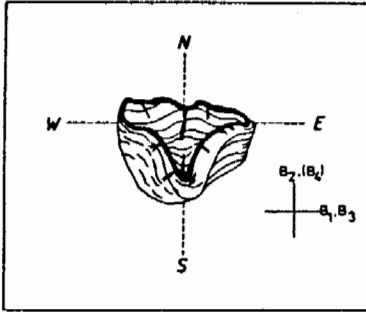


Abb. 17: Schematische Darstellung der heute am Vorderen Weißeneck vorliegenden tektonischen Struktur mit Angabe der Deformationsachsen. Zeichnung nach einem von den Autoren angefertigten Plastilinmodell.

5. Danksagung

Für die Anregung zu den Arbeiten und für die fachlichen Diskussionen danken wir den Herren Prof. Dr. W. SCHWAN und Priv. Doz. Dr. R. ROSSNER.

Der Friedrich-Naumann-Stiftung sei für die Gewährung eines Büchergeldes gedankt.

6. Schriftenverzeichnis

- BAUMGARTNER, W. (1976): Die Querstrukturen in der Pleisling-Decke (Radstädter Tauern, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976, 513–521, Stuttgart.
- BLATTMANN, S. (1937): Deformationstypen der Radstädter Tauern. – Jb. Geol. B.-A., 87, 207–233, Wien.
- CLAR, E. (1937): Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). – Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 146, 249–316, Wien.
- ROSSNER, R. & SCHWAN, W. (1982): Zur Natur der S-vergente Deformationsstrukturen im NW-Teil des Tauernfensters (Tirol, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 28, 35–54, Wien.
- SCHWAN, W. (1964): Begriff und Bedeutung der Leitstrukturen. Ein Beitrag zur tektonischen Forschungsmethodik. – Geotekt. Forsch., 19, 1–47, Stuttgart.
- (1965): Leitende Strukturen am Nordostrand der Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., Sh. G, 214–245, Wien.
- TOLLMANN, A. (1956): Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). – Verh. Geol. B.-A., 1956, 146–164, Wien.
- (1958): Geologie der Mosermanngruppe (Radstädter Tauern). – Jb. Geol. B.-A., 101, 79–115, Wien.
- (1959): Bericht über die geologischen Aufnahmen 1958 in den südlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 – Muhr). – Verh. Geol. B.-A., 1959, A91–A95, Wien.
- (1960): Bericht 1959 über die Aufnahmen in den östlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 – Muhr). – Verh. Geol. B.-A., 1960, A89–A90, Wien.
- (1961 a): Bericht 1960 über die geologischen Aufnahmen in den südlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 – Muhr, 157 – Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., 1961, A82–A84, Wien.

- (1961 b): Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, 229–247, Wien.
- (1964): Exkursion I/4: Radstädter Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 49–56, Wien.
- (1968): Potenzierte Faltung in den Ostalpen. – Geotekt. Forsch., 29, 60–80, Stuttgart.
- (1977): Geologie von Österreich. Bd. I. – 766 S., Wien (Deuticke).

**Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteins-
metamorphose der Schladminger Tauern**

von

Ewald HEJL

mit

2 Abb., 2 Tab., 1 Taf. und 1 Beil.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Ewald Hejl
Lainzerstraße 19/13
A-1130 Wien

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	290
1. Vorwort	292
2. Einführung	293
2.1. Geologische Übersicht	293
2.2. Problemstellung	294
3. Kalium-Argon-Datierungen an Glimmern	294
3.1. Beprobung	294
3.2. Mineralseparation	295
3.3. Analytik	295
3.3.1. Bestimmung der K-Gehalte	295
3.3.2. Bestimmung der Ar-Isotopengehalte	295
3.4. Berechnung der Modellalter	296
3.5. Ergebnisse	296
4. Rubidium-Strontium-Datierungen an Glimmern	303
4.1. Auswahl der Proben	303
4.2. Analytik	303
4.3. Berechnung der Modellalter	306
4.4. Ergebnisse	306
5. Metamorphose	306
5.1. Schladminger Kristallin	306
5.1.1. Voralpidische amphibolitfazielle Metamorphose	306
5.1.2. Alpidische Grünschieferfazies (Diaphthorese)	308
5.1.2.1. Mineralumwandlungen und -neubildungen	308
5.1.2.2. Beurteilung der Metamorphosetemperatur	311
5.2. Wölzer Kristallin	312
5.2.1. Voralpidische Metamorphose	312
5.2.2. Alpidische Metamorphose	313
6. Literatur	314

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit behandelt die Metamorphose des ostalpinen Altkristallins im Bereich der Schladminger Tauern (Schladminger und Wölzer Kristallin).

Im Schladminger Kristallin erreichte die variszische Metamorphose die Bedingungen der Almandin-Amphibolitfazies. An grobkörnigen Muskoviten zweier Pegmatitproben wurden K-Ar-Alter von 340 ± 18 und 347 ± 20 Mio. J. (Unterkarbon) ermittelt. Diese Werte entsprechen wahrscheinlich dem Intrusionsalter der Pegmatite und wohl auch dem thermischen Höhepunkt der variszischen Metamorphose. Zwei Muskovite der Korngröße 0,42 bis 1 mm aus einem verschieferten Pegmatit und einem chloritisierten Zweiglimmer-Plagioklasgneis ergaben K-Ar-Alter von 265 ± 14 bzw. 282 ± 15 Mio. J. (Unterperm). Sie werden als Abkühlungsalter der variszischen Metamorphose gedeutet. Eine geringfügige alpidische Beeinflussung ist aber nicht auszuschließen.

Während der alpidischen Gebirgsbildung kam es im Schladminger Kristallin zu retrograden Überprägungen der alten, amphibolitfaziellen Gesteine. Die folgenden Mineralumwandlungen bzw. -neubildungen können der alpidischen Grünschieferfazies zugeordnet werden: Chloritisierung der Granate, Chloritisierung der Biotite (oft bei gleichzeitiger Ausscheidung von Titanit und opaken Mineralen), Umwandlung der Hornblende in Chlorit und Epidot (\pm Titanit), Bildung von Aktinolith, Sausuritisierung der Plagioklase, Albitblastese (z. B. in Prasiniten), Bildung von Schachbrettalbit (bei wahrscheinlich gleichzeitiger Serizitsprossung), Serizit-Chlorit-Pseudomorphosen nach Staurolith und retrograde Bildung von Chloritoid, Bildung von Leukoxen als Reaktionssaum um Ilmenit und Rutil.

Ein Hellglimmer der Korngröße 0,15 – 0,25 mm aus einem stark durchbewegten Muskovit-quarzit des Schladminger Kristallins (nördlich des Hochgollings) ergab ein K-Ar-Alter von 83 ± 5 Mio. J., das durch Hellglimmersprossung an altalpidischen Bewegungsbahnen erklärt werden kann. Die K-Ar-Datierungen an Biotiten des Schladminger Kristallins ergaben altalpidische Alter von 94, 93 und 91 Mio. J., ein variszisches Alter von 276 ± 15 Mio. J. und ein hohes Mischalter von 194 ± 11 Mio. J. Das Rb-Sr-Biotitalter einer Biotitgneisprobe vom Gipfel des Prebers liegt bei 87 Mio. J.

Die schon lange bekannten Staurolith- und Disthenvorkommen in den meist mittel- bis grobkristallinen Wölzer Glimmerschiefern des Raumes Oberzeiring–Lachtal und nördlich von Oberwölz belegen eine amphibolitfazielle (variszische) Metamorphose. Die feinschuppigen Serizit-Chlorit-Schiefer des nördlichen Wölzer Kristallins und die südlich von Lessach (z. B. bei Ruine Turnschall) vorkommenden, Chloritoid führenden Phyllite sind grünschieferfazielle Gesteine, die offenbar nie die Bedingungen der Amphibolitfazies erreicht haben.

Die K-Ar-Alter der Hellglimmer von 19 Proben aus dem Wölzer Kristallin liegen zwischen 80 und 105 Mio. J. Das sehr deutliche Häufigkeitsmaximum der Alter liegt zwischen 86 und 90 Mio. J., das entspricht etwa dem Turon–Coniac. Diese K-Ar-Alter werden als Abkühlungsalter der altalpidischen Metamorphose gedeutet, wobei die Abkühlung wahrscheinlich durch die Überschiebung des ostalpinen Kristallins auf kühlere unterostalpine und südpenninische Einheiten verursacht wurde (transportierte Metamorphose).

Die K-Ar-Alter der Biotite von 8 Proben aus dem Wölzer Kristallin liegen zwischen 75 und 132 Mio. J. Vier dieser Alter liegen zwischen 88 und 91 Mio. J., decken sich also ziemlich genau mit dem Häufigkeitsmaximum der K-Ar-Hellglimmeralter. Die erhöhten Biotitalter sind wohl auf den Einbau von Überschufargon zurückzuführen.

Zwei korrigierte Rb-Sr-Alter von Biotiten des Wölzer Kristallins (Lokalitäten: Sölkpaß und Mautneralm) liegen bei etwa 80 Mio. J.

Die altalpidische Metamorphose des Wölzer Kristallins führte zur teilweisen Chloritisierung von Granat und Biotit. Der sekundäre Chlorit wurde häufig im Druckschatten der Granate angereichert bzw. in das Schieferungs-s verschleppt. Die jüngste Deformation – eine etwa E-W streichende Stauffaltung – dürfte demnach alpidisch sein. Die Glimmer kristallisierten bezüglich dieser jüngsten Deformation im wesentlichen präkambrisch. Im Scheitelbereich der Falten und in stark gescherten Lagen fand aber eine teilweise Rekristallisation statt. Quarz rekristallisierte durch Korngrenzwanderung, zeigt aber noch deutliche Deformationsspuren (undulöse Auslöschung, Böhmische Streifung). Rutil und Ilmenit waren im Wölzer Kristallin alpidisch stabil (keine Bildung von Leukoxen).

Aus der regionalen Verteilung der K-Ar-Hellglimmeralter ist ersichtlich, daß die altalpidische Metamorphose im Wölzer Kristallin höhere Temperaturen erreicht hat als im Schladminger Kristallin: Während die Hellglimmer der Wölzer Glimmerschiefer durchwegs verjüngt wurden (auch wenn keine Rekristallisation stattfand), haben im Schladminger Kristallin die variszischen Hellglimmer ähnlicher Korngröße keine bedeutenden Argonverluste erlitten. Nach dem isotopengeologischen Temperaturkonzept, das von M. THÖNI (1981, 1982) auf das ostalpine Altkristallin westlich des Tauernfensters angewendet wurde, hätte die altalpidische Metamorphose im Wölzer Kristallin die Bedingungen der oberen Grünschieferfazies (über 400°C), im Schladminger Kristallin aber nur die Bedingungen der unteren Grünschieferfazies (ca. $300\text{--}400^{\circ}\text{C}$) erreicht. Da das Schladminger Kristallin gegenüber dem Wölzer Kristallin heute eine liegende Position einnimmt, sind alpidische Deckenbewegungen zwischen diesen Einheiten und/oder eine Inversion (z.B. Stirneinrollung) in diesem Bereich des ostalpinen Altkristallins wahrscheinlich.

Summary

The present work deals with metamorphism of the Austroalpine crystalline rocks in the area of the Schladming Tauern Range (Schladming and Wölz crystalline units).

In the Schladming crystalline mass, the Hercynian metamorphism attained the almandine–amphibolite facies. Coarse grained muscovites from two pegmatite samples gave K/Ar ages of 340 ± 18 and 347 ± 20 m. y. (Lower Carboniferous). These values probably represent the intrusion age of the pegmatites and the thermal peak of the Hercynian metamorphism. Two muscovites of the grain size between 0,42 and 1 mm from a pegmatite schist and a chloritized gneiss gave K/Ar ages of 265 ± 14 and 282 ± 15 . y., respectively (Lower Permian). These data are interpreted as cooling ages of the Hercynian metamorphism. A slight Alpidic influence, however, cannot be excluded.

During Alpidic orogeny, the Schladming crystalline mass was subjected to retrograde metamorphism. The following mineral reactions or newly formed minerals can be emplaced in the Alpidic greenschist facies event: chloritized garnets, chloritized biotite (often showing inclusions of newly formed titanite and opaque minerals), transformation of hornblende into chlorite and epidote (\pm titanite), formation of actinolite, saussuritization of plagioclase, fresh growth of albite (for instance in prasinites), albitization of K-feldspar (sericite having probably formed at the same time), sericite-chlorite pseudomorphs after staurolite, formation of chloritoid, formation of leucoxene as a reaction rim around ilmenite and rutile.

A mica of the grain-size between 0,15 and 0,25 mm from a strongly deformed muscovite quartzite of the Schladming crystalline mass (north of the Hochgolling) showed a K/Ar age of 83 ± 5 m. y., which is explained by muscovite growth in Early Alpidic movement planes. K/Ar dating of biotite of the Schladming crystalline rocks permitted the determination of Alpidic ages of 94, 93 and 91 m. y., a Hercynian age of 276 ± 15 m. y. and a mixed age of 194 ± 11 m. y. Rb/Sr analysis of a biotite from a paragneiss sample from the summit of the Preber indicates an age of 87 m. y.

The well-known staurolite and kyanite occurrences in the generally medium to coarse grained Wölz micaschists of the Oberzeiring-Lachtal area and north of Oberwölz indicate Hercynian amphibolite facies. The finely flaked sericite-chlorite schists of the northern Wölz crystalline complex and the phyllites occurring south of Lessach (for instance near the Turnschall ruin), which contain chloritoid, are rocks of the greenschist facies. They probably never reached amphibolite facies conditions.

The K/Ar ages of the muscovites from 19 samples taken from the Wölz crystalline rocks are between 80 and 105 m. y.; the statistical maximum of these ages lies in the 86 to 90 m. y. range, roughly in Turonian-Coniacian times. These K/Ar ages are interpreted as cooling ages of Early Alpidic metamorphism; it is assumed that cooling was caused by overthrusting of Austroalpine crystalline bodies over cooler units of the Lower Austroalpine and Southern Penninic.

The K/Ar ages of biotites from 8 samples of the Wölz unit are from 75 to 132 m. y. Four of these ages are between 88 and 91 m. y., which emplaces them within the statistical maximum of the muscovite ages. The high biotite ages are explained by the incorporation of excess argon.

Two corrected Rb/Sr ages of biotites of the Wölz unit are of about 80 m. y.

The Early Alpine metamorphism of the Wölz crystalline complex led to the partial chloritization of garnet and biotite. Secondary chlorite was often enriched in the "pressure shadow" of garnets or dragged into the schistosity planes. The latest deformation – a roughly east-west striking compression folding – would thus be of Alpidic age. Crystallization of mica with respect to this deformation was essentially prekinematic. In the area of the apex of folds and in strongly sheared layers, partial recrystallization occurred. Rutile and ilmenite in the Wölz unit were stable in Alpidic times: no leucoxene was formed.

Regional distribution of K/Ar muscovite ages indicates that Early Alpidic metamorphism attained higher temperatures in the Wölz crystalline complex than in the Schladming one: while muscovites of the Wölz micaschists were entirely rejuvenated (even without recrystallization occurring), the Hercynian muscovites of the Schladming crystalline unit (of similar grain size) did not suffer any notable loss of argon. According to the temperature concept as applied by M. THÖNI (1981, 1982) on the basis of isotopic results to the Austroalpine unit west of the Tauern window, Early Alpidic metamorphism in the Wölz crystalline complex would have reached the conditions of the higher greenschist facies (more than 400°C), while in the Schladming unit it would only have attained those of the lower greenschist facies (about $300\text{--}400^{\circ}\text{C}$). Since today the Schladming crystalline rocks lie beneath those of the Wölz unit, it may be assumed that Alpidic nappe thrusting between these units and/or a tectonic inversion in this part of the austroalpine crystalline occurred.

1. Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist ein Auszug aus einer Dissertation (E. HEJL, 1983), die in den Jahren 1981 bis 1983 unter der Leitung von Prof. Dr. W. FRANK durchgeführt wurde.

Für die intensive Betreuung bin ich Prof. FRANK zu großem Dank verpflichtet. Herrn Dr. A. MATURA danke ich für fachliche Gespräche und eine gemeinsame Geländebegleitung. Zu Dank verpflichtet bin ich auch den folgenden Personen, die alle

zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben: Frau Dr. S. SCHARBERT brachte mir mit viel Geduld die Bedienung des Rb-Sr Massenspektrometers bei und veranlaßte die chemische Aufbereitung der Proben. Mein Kollege P. SLAPANSKY sowie die Herren Dr. M. THÖNI und Dr. M. KRALIK leisteten tatkräftige Hilfe bei Wartungs- und Reparaturarbeiten am Gasmassenspektrometer. Die Herren Dr. H. DIETRICH und Dr. K. PETRAKAKIS ermöglichten mir Mikrosonden- und Röntgenfluoreszenzanalysen. Herr Dr. F. KOLLER war bei Atomabsorptionsanalysen behilflich. Prof. Dr. H. W. FLÜGEL erlaubte mir die Einsichtnahme in die noch nicht veröffentlichte geologische Karte der Steiermark (1 : 200.000, Geol. B.-A.). Meine Kollegin E. POBER fertigte Dauerstreupräparate von separierten Glimmern für mich an.

Die petrographischen Dünnschliffe, die separierten Glimmer und anderes Belegmaterial werden am Geologischen Institut der Universität Wien aufbewahrt.

2. Einführung

2.1. Geologische Übersicht

Das Unterostalpin der Radstädter Tauern bildet mehrere aufrechte Abscherungsdecken aus zentralalpinem Permomesozoikum und Resten seiner altkristallinen Basis, dem sog. Twenger Kristallin. Die hangendste Einheit des Radstädter Deckensystems ist ein weitgehend invers lagerndes Schichtpaket aus Permotrias und mächtigem, altpaläozoischem Quarzphyllit (A. TOLLMANN, 1963, S. 99 ff.). Im Giglachtal und im Gurpitscheckzug taucht diese Einheit gegen E unter das Altkristallin der Schladminger Tauern. Digitationen des Altkristallins in seine Unterlage und eine invertierte synklinale Liegendfalte im Bereich der Kalkspitzen komplizieren das tektonische Bild.

Das Schladminger Kristallin besteht aus granitischen Gneisen und einem alten Dach aus feinkörnigen Biotit-Plagioklas-Gneisen, Biotitquarziten, Hornblendegneisen, Plagioklasgneisen, Amphiboliten und verschiedenen Migmatiten. Stellenweise konnte ein genetischer Zusammenhang zwischen Granitgneisen und Migmatiten beobachtet werden (E. H. WEISS, 1958). Die von S. SCHARBERT (1981) durchgeführten Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen an Orthogneisen des lithologisch ähnlichen Seckauer Kristallins ergaben Alter von 432 und 350 Mio. J. Es muß daher auch im Schladminger Kristallin mit mehrphasigem voralpidischem Magmatismus gerechnet werden.

Im S, E und N wird das Schladminger Kristallin von den Wölzer Glimmerschiefern überlagert. Untergeordnet beteiligen sich auch Glimmerquarzite, dünne Amphibolitlagen und Garbenschiefer am Aufbau der Wölzer Serie. Funde von Staurolith und Disthen im Gebiet von Oberzeiring und nördlich von Oberwölz beweisen, daß die Hauptmetamorphose zumindest in diesen südlichen Bereichen die Bedingungen der Amphibolitfazies erreicht hat (K. METZ, 1976, S. 52).

Die Lessacher Phyllonitzone, die sich vom Bodenmoosgraben bei Lessach bis nordöstlich von Mauterndorf verfolgen läßt, ist eine diaphthoritische Bewegungszone mit altpaläozoischen Marmor einschaltungen, die etwa an der Grenze zwischen den Schladminger Gneisen und den Wölzer Glimmerschiefern liegt. Aus einem Eisendolomit beschrieben H. SCHÖNLAUB & G. ZEZULA (1975) eine silurische Conodontenfauna. Die tektonische Bedeutung dieser Bewegungszone ist noch nicht ganz geklärt.

Im S werden die Wölzer Glimmerschiefer vom schwächer metamorphen Murauer Paläozoikum und im N von den Ennstaler Phylliten überlagert. Letztere bilden die westliche Fortsetzung der Grauwackenzone des Paltentales. Durch die starke Diaphthorose und Phyllonitierung der Wölzer Glimmerschiefer im Grenzbereich zu den

Ennstaler Phylliten ist eine genaue Abgrenzung beider Einheiten im Gelände oft äußerst schwierig. In den diaphthoritischen Glimmerschiefern stecken etwa E-W streichende Marmorzüge, die mit verschiedenen Lokalnamen bezeichnet wurden (z. B. Sölker Marmor oder Gumpeneckmarmor). A. HAUSER & W. BRANDL (1956) fanden Kalk- und Dolomitblöcke mit triadischen (bis liassischen) Crinoiden in einem Schuttstrom des Sattentales. Dieser Fund diente als Argument für ein wenigstens teilweise triadisches Alter der Sölker Marmore und eine daraus abzuleitende deckentektonische Grenze zwischen dem Kristallin der Niederen Tauern und den Ennstaler Phylliten (A. TOLLMANN, 1963, S. 33).

Das Altkristallin der Niederen Tauern keilt gegen NW aus, so daß die Ennstaler Phyllite südlich von Radstadt direkt an den lithologisch ähnlichen, unterostalpinen Quarzphyllit grenzen.

2.2. Problemstellung

Die Schladminger Tauern gelten mit Recht als eines der geologisch wenig bekannten Gebiete Österreichs. Umstritten sind nicht nur die Fragen ihres Internbaues, sondern auch die großtektonische Stellung des Schladminger Kristallins im Ostalpin. L. KOBER (1923, S. 114 f.; 1938, S. 30 f., S. 198, Taf. 1) dachte an eine primäre Verbindung des Schladminger Kristallins mit dem Radstädter Paläo- und Mesozoikum und zählte das Schladminger Kristallin daher zum Unterostalpin. A. TOLLMANN (1958, S. 344 f.) schloß sich dieser Deutung zunächst an, da unter dem Altkristallin tatsächlich eine inverse Serie aus altpaläozoischem Quarzphyllit und zentralalpinem Mesozoikum vorhanden ist, wies aber auf die aufrechte Lagerung der tieferen Radstädter Decken hin. Letztere waren von KOBER (1938) fälschlich als Liegendfalten beschrieben worden. Später nahm TOLLMANN (1963, S. 102 f.) eine großräumige Überschiebungsfläche zwischen der inversen Radstädter Quarzphyllitdecke und dem hangenden Altkristallin an, da keine ausreichenden Hinweise für eine tektonische Abtrennung des Schladminger Kristallins vom Kristallin der übrigen Niederen Tauern oder gar für eine große alpidische Liegendfaltenstruktur des ostalpinen Altkristallins bekannt waren. E. CLAR (1965, S. 27) hingegen deutete die inverse Trias unter dem Schladminger Kristallin durch die Annahme einer regionalen Überfaltung des ostalpinen Kristallins.

Die tektonische Einordnung des Schladminger Kristallins ist nicht nur ein Problem der nomenklatorischen Systematik (unter-, mittel- oder oberostalpin ?), denn die Frage, ob Teile des ostalpinen Altkristallins invertiert wurden, ist auch für die Klärung des geomechanischen Ablaufs der ostalpinen Orogenese von Bedeutung.

Die vorliegende Arbeit ist eine vergleichende Metamorphoseuntersuchung des Schladminger und Wölzer Kristallins. Es wurde der Versuch unternommen, durch isotopengeologische Glimmerdatierungen mit der K-Ar- und der Rb-Sr-Methode vor allem den Zeitraum, die Intensität und die regionale Verbreitung der altalpidischen Metamorphose zu beurteilen, um auf diesem Wege die großtektonische Stellung beider Kristallinkomplexe einer Klärung näherzubringen.

3. Kalium-Argon-Datierungen an Glimmern

3.1. Beprobung

In den Jahren 1980 bis 1982 führte ich eine großräumige Beprobung der zentralen, östlichen und südlichen Schladminger Tauern durch. Dabei erwies sich der Einsatz ei-

nes PKWs als sehr zweckmäßig, weil für eine möglichst saubere Separation einer ausreichenden Menge von Glimmern aus fein- bis mittelkörnigen Gneisen und Glimmerschiefern verhältnismäßig große Proben (ca. 3–5 kg) erforderlich sind. Viele Proben stammen daher von Straßenaufschlüssen oder von Lokalitäten, die von den Verkehrswegen nicht weit entfernt sind. Eine Serie von Proben (SP 06 – SP 23) sammelte ich am Ostrand der Schladminger Tauern entlang eines Profils durch das Großsölk- und das Katschbachtal bis nordwestlich von Murau. Weitere Proben stammen aus den südlichen Schladminger Tauern (Lessachtal, Prebersüdstgrat, Umgebung von Krakau), aus dem Murtal (Predlitz, Ramingstein) und aus der Umgebung des Hochgollings in den zentralen Schladminger Tauern. Die genauen Probenlokalitäten sind der Tab. 1 a – d und der Beil. 11 zu entnehmen.

3.2. Mineralseparation

Die Proben wurden mit einem Backenbrecher und einer Stahlwalzenmühle zerkleinert und anschließend durch Trockensiebung in mehrere Korngrößenfraktionen geteilt. Aus der für die weitere Separation ausgewählten Fraktion (meist 0,15 – 0,3 mm oder 0,25 – 0,42 mm) wurden mittels eines Vibrationstisches (Type DR der Fa. RETSCH) Glimmerkonzentrate gewonnen. Bei größeren Probenmengen konnte mit einem Rollenmagnetscheider der Fa. CARPCO (Florida, USA) eine gute Voranreicherung erzielt werden. Durch wiederholtes Mahlen in Alkohol, Trocknen und Sieben wurden die Glimmerkonzentrate von Kornverwachsungen und Einschlüssen weitgehend befreit. Für die abschließende Trennung von Biotit und Hellglimmer diente der Magnet-Separator MS-4 (Min. Petr. Inst. Basel). Von den separierten Glimmern wurden Dauerstreupräparate angefertigt.

3.3. Analytik

3.3.1. Bestimmung der K-Gehalte

Die Messung der K-Gehalte erfolgte mit einem Atomabsorptionsspektrophotometer PERKIN-ELMER 300 am Petrologischen Institut der Universität Wien. Zur Eichung des Gerätes wurden verschiedene Verdünnungen der Alkali-Stammlösung Titrisol (Art. 9985 der Fa. MERCK) verwendet. Eine annähernd lineare Eichkurve ergab sich für K-Konzentrationen unter 2 mg/l. Die separierten Glimmer wurden in Flußsäure und Perchlorsäure aufgeschlossen und die gewonnenen Lösungen so stark verdünnt, daß ihre K-Konzentrationen im linearen Meßbereich lagen. Den Eich- und Probenlösungen wurde eine Cäsiumchlorid-Aluminiumnitrat-Pufferlösung nach SCHUH-KNECHT & SCHINKEL (Art. 2037 der Fa. MERCK) beigegeben. Zur Kontrolle der Ergebnisse diente der Standard-Muskovit Bern-4M, der unter den gleichen Bedingungen wie die anderen Proben aufgeschlossen und gemessen wurde.

3.3.2. Bestimmung der Ar-Isotopengehalte

Die Ar-Messungen erfolgten mit einem Zykloidenmassenspektrometer CMS 80 der Fa. BALZERS (Liechtenstein). Die Glimmerproben wurden durch induktive Hochfrequenzerhitzung geschmolzen und das Probengas mit Cu-CuO- und Ti-Gettern gereinigt. W. FRANK et al. (1977, S. 103) gaben eine Kurzbeschreibung der Ar-Anlage. Die folgenden technischen Daten wurden größtenteils dieser Publikation entnommen:

Vakuumsystem:

Turbomelekularpumpstand für die Aufschlußanlage,

Ionengetterpumpe für das Massenspektrometer.

Vakuum in der Aufschlußanlage: $2 - 5 \cdot 10^{-8}$ torr

Vakuum im Massenspektrometer: ca. $1 \cdot 10^{-8}$ torr

^{40}Ar -Partialdruck im Massenspektrometer: ca. $1 \cdot 10^{-10}$ torr

BALZERS-Zykloidenmassenspektrometer CMS 80:

Elektromagnet (max. 7000 Gauß) mit Hallsondenregelung.

Die Schlitzbreiten des Zykloidenblendensystems betragen 0,22 mm für den Eintrittsspalt und 0,32 mm für den Austrittsspalt; der Abstand der beiden Spalte beträgt 40 mm.

Breite der Peakplateaus: 5 – 8 Gauß

Abstand ^{36}Ar – ^{40}Ar : ca. 200 Gauß

Registrierung: Magnetfeldscan mit variabler Geschwindigkeit oder händische Einstellung; CARY-Vibrating-Reed-Elektrometerverstärker; Potentiometer-schreiber der Fa. PHILIPS.

Kalibrierung:

Als Spikegas diente hochangereichertes ^{38}Ar (Prof. SCHUMACHER, Bern).

Eichung der Spikemenge durch wiederholte Messungen des internationalen Glauconitstandards GLO, für den ein Wert von $24,69 \cdot 10^{-6} \text{cm}^3 \text{ } ^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}/\text{g}$ angegeben wird.

3.4. Berechnung der Modellalter

Nach der Empfehlung von R. H. STEIGER & E. JÄGER (1977) verwendete ich für die Altersberechnung die folgenden Konstanten:

Anteil von ^{40}K im natürlichen Kalium: 0,01167 Atom%

Zerfallskonstanten von ^{40}K :

$$\lambda (^{40}\text{K}_{\beta}) = 4,962 \cdot 10^{-10}/\text{y} \quad (\beta^- \text{-Zerfall zu } ^{40}\text{Ca})$$

$$\lambda (^{40}\text{K}_{\epsilon}) + \lambda (^{40}\text{K}_{\epsilon}) = 0,581 \cdot 10^{-10}/\text{y} \quad (\text{Zerfall zu } ^{40}\text{Ar})$$

$$\lambda (^{40}\text{K}) = 5,543 \cdot 10^{-10}/\text{y} \quad (\text{Für den Gesamtzerfall von } ^{40}\text{K})$$

In Tab. 1 a–d ist für die Glimmeralter ein analytischer Fehlerbereich angegeben:

$$\text{Max. Fehler} = \frac{\text{Alter (Mio. J.)} \times 5}{\% \text{ rad}} \\ (\text{Mio. J.})$$

3.5. Ergebnisse

Die K-Ar-Altersdaten der untersuchten Proben sind in Tab. 1 a–d dargestellt. Zur zusätzlichen Charakterisierung der separierten Hellglimmer werden neben der Korngröße auch die am Universaldrehtisch gemessenen Winkel der optischen Achsen (2Vx) angegeben.

Die K-Ar-Altersdaten der Hellglimmer von 19 Proben aus dem Wölzer Kristallin liegen zwischen 80 und 105 Millionen Jahren – mit einem deutlichen Häufigkeitsmaximum zwischen 86 und 90 Millionen Jahren. Auch die Alter der Hellglimmer eines Lessacher Phyllonits (Probe LT 06) liegen mit 79,1 bzw. 89,9 Mio. J. ungefähr im gleichen Bereich. Die Häufigkeitsverteilung dieser 21 Alter wird in Abb. 1 in Form eines Histogrammes dargestellt. Da das Häufigkeitsmaximum sehr scharf ausgebildet ist, dürften diese K-Ar-Modellalter wohl einem geologischen Ereignis (z. B. einer Metamorphose) entsprechen. Bei Mischaltern (z. B. durch Ar-Überschuß) wäre eine stärkere Streuung der Werte zu erwarten.

Probenbezeichnung	Gestein Probenlokalität	Separiertes Mineral Korngröße in mm	Winkel der opt. Achsen (2V x in Grad)	% K	$^{40}\text{Ar}/\text{rad}$ ($\text{cm}^3 \cdot 10^{-6}$ NTP/g)	% rad	Alter (Mill. Jahre)
LT 06	Granatlimmersf.-Phyllonit Bodenmoosgraben/Lessach	Hellglimmer 0,15 - 0,3	40,4	3,83	12,04	83,39	79,1 ± 4,7
LT 08	Phyllit mit Gra, Bi u. Ctd Straßenaufschluß SE Ruine Turnschall	Hellglimmer 0,071 - 0,3	38,5	4,60	16,05	83,19	87,6 ± 5,3
PS 01	Granatlimmerschiefer Straße Tamsweg-Prebersee, SH 1310	Hellglimmer 0,15 - 0,25 Biotit 0,15 - 0,25	36,7	7,59	25,58	76,59	84,7 ± 5,5
PS 02	Glimmerquarzit Straße Prebersee-Moos, SH 1430, E Kohlergrube	Hellglimmer 0,15 - 0,3	33,5	8,12	33,88	92,82	104,3 ± 5,6
GP 02	Granatlimmerschiefer Prebersüdstgrat, SH 2060	Hellglimmer 0,25 - 0,42	35	6,87	25,36	91,21	92,5 ± 5,1
GP 04	Granatlimmerschiefer Prebersüdstgrat, SH 2310, Trogleiteneck	Hellglimmer 0,25 - 0,42 Hellglimmer 0,15 - 0,25	37,8	6,90	22,06	84,02	80,4 ± 4,8
Ra 01	Granatlimmerschiefer 100 m S vom letzten „n“ von Rantengraben	Hellglimmer 0,15 - 0,3 Biotit 0,15 - 0,3	36,4	6,73	21,99	57,08	82,1 ± 7,2 *
			37	7,43	26,73	84,08	90,2 ± 5,4
			—	7,10	37,73	92,21	131,7 ± 7,1

Tab. 1-a: K-Ar-Altersdaten von Proben aus dem Wölzer Kristallin und einer Probe aus der Lessacher Phyllonitzone (LT 06). Das mit einem * gekennzeichnete Alter des feinkörnigeren Hellglimmers der Probe GP 04 wurde im Histogramm der Abb. 1 nicht berücksichtigt, um GP 04 statistisch nicht überzubewerten.

Probenbezeichnung	Gestein Probenlokalität	Separiertes Mineral Korngröße in mm	Winkel der opt. Achsen (2Vx in Grad)	% K	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$ ($\text{cm}^3 \cdot 10^{-6}$ NTP/g)	% rad	Alter (Mill. Jahre)
Et 01	Granatglimmerschiefer Straße zum Etrachsee, 100 m N Ulrichskirche, SH 1310	Hellglimmer 0,15 – 0,3 Biotit 0,15 – 0,3	37,7 —	6,92 5,29	24,38 18,63	89,24 75,38	88,4 ± 5,0 88,4 ± 5,9
Et 02	Glimmerquarzit Straße zum Etrachsee, ca. 250 m SE Ulrichskirche	Hellglimmer 0,15 – 0,3	34,9	8,00	32,00	94,16	100,1 ± 5,3
Gs 01	Granatmuskovitschiefer Straße Seebach – Krakaudorf, 700 m E Kote 1040	Hellglimmer 0,15 – 0,3	35,6	8,08	28,21	86,90	87,6 ± 5,0
Gs 02	Kalkglimmerschiefer mit Gra, Bi und Klzoi Predlitz, Turrachstraße	Hellglimmer 0,15 – 0,3	37,5	8,08	29,65	87,37	92,0 ± 5,3
Gs 03	Granatglimmerschiefer Burg Finstergrün/Ramingstein	Hellglimmer 0,15 – 0,3	36,1	8,78	29,95	84,52	85,7 ± 5,1
SP 06	Phyllitischer Gra.-Glsf. E-Ufer des Stausees Großsölk, SSW Hochsattler	Hellglimmer 0,15 – 0,3	37,4	7,62	27,04	67,87	89,0 ± 6,6
SP 08	Granatglimmerschiefer ca. 250 m NE Ödwirt	Biotit 0,25 – 0,43	—	5,84	17,29	32,26	74,6 ± 11,6
SP 09	Zweiglimmerschiefergneis 150 m SE Hansebner, SH 1030	Hellglimmer 0,15 – 0,3	38,2	7,69	29,11	90,10	94,8 ± 5,3
SP 10	Granatglimmerschiefer 500 m ENE Moditzer, SH 1055	Hellglimmer 0,25 – 0,43	37,8	7,51	25,84	56,93	86,4 ± 7,6

Tab. 1-b: K-Ar-Altersdaten von Proben aus dem Wölzer Kristallin. Abkürzungen siehe Tab. 1-a.

Probenbezeichnung	Gestein Probenlokalität	Separiertes Mineral Korngröße in mm	Winkel der opt. Achsen ($2V_x$ in Grad)	% K	$^{40}\text{Ar}/\text{rad}$ ($\text{cm}^3 \cdot 10^{-6}$ NTP/g)	% rad	Alter (Mill. Jahre)
SP 11	Granatglimmerschf.-Phyllonit N Oberrain, SH 1055	Hellglimmer 0,25 – 0,43	37,8	7,24	24,17	64,32	83,9 ± 6,5
SP 12	Granatglimmerschiefer Bei Kote 1088 an der Straße	Hellglimmer 0,25 – 0,43	37,6	6,86	24,25	92,64	88,7 ± 4,8
SP 13	Granatglimmerschiefer Straßenaufschluß gegenüber vom Unholdinggraben	Biotit 0,25 – 0,43	—	5,98	24,75	59,29	103,4 ± 8,7
SP 14	Biotitreicher Zweiglimmerschiefergneis SH 1400 im Kamploch, ca. 500 m W Mautneralm	Hellglimmer 0,25 – 0,43 Biotit 0,25 – 0,43	36,6	7,77	27,35	74,42	88,3 ± 5,9
SP 17	Zweiglimmerschiefergneis Ca. 100 m NNW der Kapelle am Sölkpaß, SH 1795	Hellglimmer 0,25 – 0,43 Biotit 0,25 – 0,43	35,3	7,17	31,29	95,88	108,9 ± 5,7
SP 21	Zweiglimmerquarzit Straßenaufschluß 200 m SW Triebler, SH 1020	Hellglimmer 0,15 – 0,3 Biotit 0,15 – 0,3	33,5	8,04	28,21	63,17	86,4 ± 6,8
SP 23	Kalkglimmerschiefer Straße Ranten – Murau Abzweigung des Weges zum Eder, SH 870	Hellglimmer 0,25 – 0,43	27,2	7,26	25,86	50,68	89,9 ± 8,9
				9,12	32,69	94,47	88,1 ± 4,7
						91,23	89,4 ± 4,9
						63,59	89,9 ± 7,1

Tab. 1-c: K-Ar-Altersdatierungen von Proben aus dem Wölzer Kristallin. Abkürzungen siehe Tab. 1-a.

Probenbezeichnung	Gestein Probenlokalität	Separiertes Mineral Korngröße in mm	Winkel der opt. Achsen (2Vx in Grad)	% K	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$ (cm ³ · 10 ⁻⁶ NTP/g)	% rad	Alter (Mill. Jahre)
KS 01	Granitgneis 200 m SSW Kesslerkreuz, WNW Sagschneider	Biotit 0,15 – 0,3	—	7,29	26,48	82,26	91,1 ± 5,5
GP 11	Biotitgneis Prebergipfel, SH 2740	Biotit 0,15 – 0,3	—	7,39	27,84	92,96	94,4 ± 5,1
OLT 01	Biotitplagioklasgneis 600 m W Hinteralmhütten SH 1560	Biotit 0,15 – 0,3	—	7,26	57,73	87,65	193,7 ± 11,1
OLT 14	Lagenmigmatit (Bi.-Plag.-Gneis) Wasserfall ENE der Oberen Bacheralm, SH 1700	Biotit 0,15 – 0,3	—	7,28	27,02	88,18	93,0 ± 5,3
▲HGE03	Pegmatit Alterkar, SH 1950, 300 m SW Kote 1886	Kern eines ca. 40 mm großen Muskovits	39,5	8,63	125,38	94,73	339,6 ± 17,9
HGE 08	Pegmatit Gratlikar, 230 m E Kote 2442	Muskovit 0,42 – 1	40,9	8,44	93,68	97,67	265,1 ± 13,6
HGN 07	Phyllonitisierter Mu.-Quarzit SH 1800, E der Oberen Steinwenderalm (verf.)	Hellglümmer 0,15 – 0,25	41,1	8,01	26,53	80,10	83,2 ± 5,2
▲HGN11	Biotitamphibolit 400 m SSW Kote 1437, SH 1460 auf der Schutthalde	Biotit 0,42 – 1	—	7,64	88,60	94,92	276,0 ± 14,5
▲HGN15	Pegmatit E von der Talstation der Seil- bahn zur Gollinghütte	Muskovit 5 – 10	43,5	8,43	125,29	87,40	346,7 ± 19,8
HGW 04	Mu.-Chl.-Plag.-Gneis mit Biotitrelikten Beim „H“ von Hintere Zugrie- gelalm, SH 1770	Hellglümmer 0,42 – 1	36,6	7,66	90,83	94,98	281,8 ± 14,8

Tab. 1-d: K-Ar-Altersdaten von Proben aus dem Schladminger Kristallin. Die mit einem ▲ gekennzeichneten Proben wurden im Schutt gefun-
den, stammen aber höchstwahrscheinlich aus der näheren Umgebung des Fundortes. Abkürzungen siehe Tab. 1-a.

Nach der Zeitskala von W. B. HARLAND et al. (1982) fallen die Hellglimmeralter des Wölzer Kristallins in die Zeitspanne vom Alb bis ins tiefere Campan. Das Häufigkeitsmaximum der Alter entspricht etwa dem Turon–Coniac. Diese K-Ar-Modellalter können daher zwanglos als Abkühlungsalter der altpalpidischen Metamorphose gedeutet werden, wobei die Abkühlung wahrscheinlich durch die Überschiebung des ostalpinen Kristallins auf kühlere unterostalpine und südpenninische Einheiten verursacht wurde.

An den Hellglimmern der Proben aus dem Schladminger Kristallin (Umgebung des Hochgollings) wurden vorwiegend variszische (d. h. jungpaläozoische) K-Ar-Alter ermittelt.

Zwei große Muskovitkristalle aus Pegmatiten ergaben die höchsten Alter, die mit 340 und 347 Mio. J. in das Unterkarbon fallen. Bei diesen Werten könnte es sich um magmatische Bildungsalter handeln, da Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen an Orthogneisen des ostalpinen Altkristallins vielfach ähnliche Alter ergaben: z. B. 350 Mio. J. für einen Metagranit des Seckauer Kristallins (S. SCHARBERT, 1981) und 336 ± 7 Mio. J. für einen Muskovitgranitgneis der Münstertaler Alpen (M. THÖNI, 1981, S. 135). Auch der Höhepunkt der variszischen Metamorphose des Ötztalkristallins wird von M. THÖNI (1982, S. 25) in diesem Zeitraum vermutet.

Zwei Hellglimmer der Korngröße 0,42 – 1,00 mm aus einem verschiefertem Pegmatit (Probe HGE 08) und einem Muskovit-Chlorit-Plagioklas-Gneis (Probe HGW 04) ergaben jüngere Alter, u. zw. 265 bzw. 282 Mio. J. An den Hellglimmern von sechs Proben aus dem Kristallin des Seekarspitzes, nördlich von Obertauern, ermittelte P. SLAPANSKY (freundl. pers. Mitteilung) im Rahmen seiner Dissertation K-Ar-Alter von 281 bis 307 Mio. J. Diese und die beiden zuvor genannten Alter fallen nach W. B. HARLAND et al. (1982) in den Zeitraum Oberkarbon–Unterperm. Es dürfte sich demnach um Abkühlungsalter der variszischen Metamorphose handeln. Für das niedrige Alter von 265 Mio. J. kann auch eine geringfügige alpidische Beeinflussung in Betracht gezogen werden.

Aus einem stark durchbewegten Muskovitquarzit, der innerhalb eines Plagioklasgneises nördlich vom Hochgolling auftritt, wurden Hellglimmer der Korngröße 0,15–0,25 mm separiert (Probe HGN 07). Sie ergaben ein K-Ar-Alter von 83 ± 5 Mio. J., das durch eine altpalpidische Verschieferung der hellen Orthogneise mit gleichzeitiger Hellglimmersprossung erklärt werden kann. Somit handelt es sich wahrscheinlich um das Mineralbildungsalter und nicht um das alpidische Abkühlungsalter eines voralpidisch kristallisierten Hellglimmers.

Die bis jetzt vorliegenden Daten zeigen recht deutlich, daß die alpidische Metamorphose in weiten Teilen des Schladminger Kristallins die K-Ar-Blockingtemperatur nicht überschritten hat – im Gegensatz zu den Wölzer Glimmerschiefern, wo dies der Fall war. Da das Schladminger Kristallin gegenüber dem Wölzer Kristallin heute eine liegende Position einnimmt, ist eine tektonische Deutung dieser Temperaturverteilung naheliegend: Im Bereich der Niederen Tauern müßten eine Inversion des ostalpinen Altkristallins (z. B. durch Stirneinrollung) und/oder deckentektonische Bewegungen zwischen dem Schladminger und dem Wölzer Kristallin angenommen werden. Außer dieser Annahme einer sog. „transportierten Metamorphose“ käme eine stark diskordante kretazische Aufwärmung des Altkristallins der Niederen Tauern mit nach W einfallenden Isothermen als Erklärung in Frage.

Die K-Ar-Alter der Biotite aus dem Schladminger und dem Wölzer Kristallin häufen sich um 90 Mio. J. (siehe Abb. 1), aber auch Mischalter kommen vor. Ein be-

sonders grobkörniger Biotit aus einem Biotitamphibolit des Schladminger Kristallins hat sogar ein variszisches K-Ar-Alter von 276 Mio. J. Für das Wölzer Kristallin wurden K-Ar-Biotitalter zwischen 75 und 132 Mio. J. ermittelt. Bei einer langsamen Abkühlung wäre zu erwarten, daß die Biotite niedrigere Alter als die Hellglimmer ergeben, da sie eine um ca. 50 bis 100°C tiefere K-Ar-Blockingtemperatur haben. Bei sechs Proben aus dem Wölzer Kristallin (PS 01, Ra 01, Et 01, SP 14, SP 17 und SP 21) wurden sowohl die Hellglimmer als auch die Biotite datiert. Mit Ausnahme der Probe Et 01, wo beide Glimmerarten ein Alter von 88,4 Mio. J. ergaben, wurden an den Biotiten immer erhöhte Alter festgestellt. Sie sind wohl auf einen spätmetamorphen Einbau von Überschußargon zurückzuführen.

4. Rubidium-Strontium-Datierungen an Glimmern

4.1. Auswahl der Proben

Um weitere Informationen über die Intensität und den zeitlichen Ablauf der alpidischen Metamorphose im Bereich der Schladminger Tauern zu erhalten, wurden einige der Glimmer, von denen bereits K-Ar-Daten bekannt waren, einer zusätzlichen Datierung mit der Rb-Sr-Methode unterzogen.

Da die Biotite in diesem Gebiet offenbar zum Einbau von Überschußargon neigen, sind die K-Ar-Biotitalter zur Beurteilung des Abkühlungsgeschehens kaum geeignet. Als sinnvolle Alternative bieten sich Rb-Sr-Biotitalter an, weil die Blockingtemperatur des Biotits für das Rb-Sr- und das K-Ar-System etwa gleich hoch ist (ca. 300°C).

Für die Rb-Sr-Datierungen wurden besonders sauber separierte, einschlußfreie Glimmer verwendet. Eine diesbezügliche Auswahl erfolgte durch die Begutachtung von Streupräparaten. Weiters sollten die Glimmer möglichst viel radiogenes aber wenig primäres Sr enthalten. Günstig sind daher Glimmer mit hohem Rb- und relativ niedrigem Sr-Gehalten. Mittels Röntgenfluoreszenzspektralanalyse wurden die Rb- und Sr-Gehalte der separierten Glimmer und der gemahlene Gesamtgesteine semi-quantitativ beurteilt. Die nach diesen Kriterien ausgewählten Glimmer wurden schließlich im Ultraschallgerät mit bidestilliertem Wasser gereinigt. Durch wiederholtes Aufrühren und Dekantieren war es möglich, die Glimmer nahezu vollständig von Staubteilchen zu befreien.

Außer zwei Biotiten der Wölzer Glimmerschiefer und einem Biotit eines Schladminger Gneises wurde auch ein Hellglimmer aus einem Kalkglimmerschiefer des Murauer Paläozoikums datiert. Die Probenlokalitäten sind aus Abb. 2 ersichtlich.

4.2. Analytik

Die Bestimmung der Rb- und Sr-Isotopengehalte erfolgte mit der Isotopenverdünnungsmethode, wobei mit ^{84}Sr angereicherte bzw. hochangereicherte ^{87}Rb -Mischspikes (Oak Ridge Lab. bzw. National Bureau of Standards/Washington D. C.) verwendet wurden. Nach der Beigabe der Spikelösung wurden die Proben in Flußsäure und Salpetersäure aufgeschlossen und mit Salzsäure abgeraucht. Sr wurde über DOWEX-AG50X8-Ionenaustauscherkolonnen und Rb über Zirkoniumphosphat-Ionenaustauscherkolonnen eluiert.

Das für die Messungen verwendete Massenspektrometer VG ALDERMASTON MICROMASS M 30 besitzt einen Faraday-Käfig als Ionenauffänger und ein Cary-Digitalvoltmeter 401 als Verstärker. Während der Messung wurde das Gerät mit dem Computer Digital PDP 8/a 400 gesteuert (On-line-Messung). Dieser zeichnete auch die Ergebnisse auf.

Probenbezeichnung	Gesteinsart Separiertes Mineral (Korngröße in mm)	Rb (ppm)	^{87}Rb (ppm)	Sr (ppm)	^{87}Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$ (ppm) %	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	Alter (Mio. J.)	Zweipunktisochrone (Glimmer - Total)
SP 14	Zweiglimmerschiefergneis	126	35,8	278	19,5	—	1,32275	0,72003	—	78,9
	Biotit (0,25–0,43)	483	137	3,2	0,365	0,156	462,542	1,2372	80 ± 3	
SP 17	Zweiglimmerschiefergneis	108	30,7	173	12,2	—	1,81807	0,72081	—	80,5
	Biotit (0,25–0,43)	460	130	4,5	0,451	0,153	310,497	1,07378	82 ± 4	
SP 23	Kalkglimmerschiefer	115	32,6	282	19,7	—	1,18467	0,7149	—	86,9
	Hellglimmer (0,25–0,43)	284	80,3	11	0,858	0,103	75,4026	0,8065	90 ± 15	
GP 11	Biotitgneis	67,2	19	292	20,2	—	0,66933	0,70968	—	87,4
	Biotit (0,15–0,3)	322	91,2	5,8	0,51	0,113	163,216	0,91159	87 ± 7	

Tab. 2: Rb-Sr-Daten von Gesamtgesteinen und separierten Glimmern. Die Proben SP 14 und SP 17 stammen aus der Wölzer Serie (500 m W Mautneralm bzw. Sölkpaß), Probe SP 23 stammt aus dem Murauer Paläozoikum (ca. 5 km NW Murau) und Probe GP 11 aus dem Schladminger Kristallin (Prebergipfel). Die Einzelalter der Glimmer (zweite Spalte von rechts) wurden mit einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial von 0,710 gerechnet.

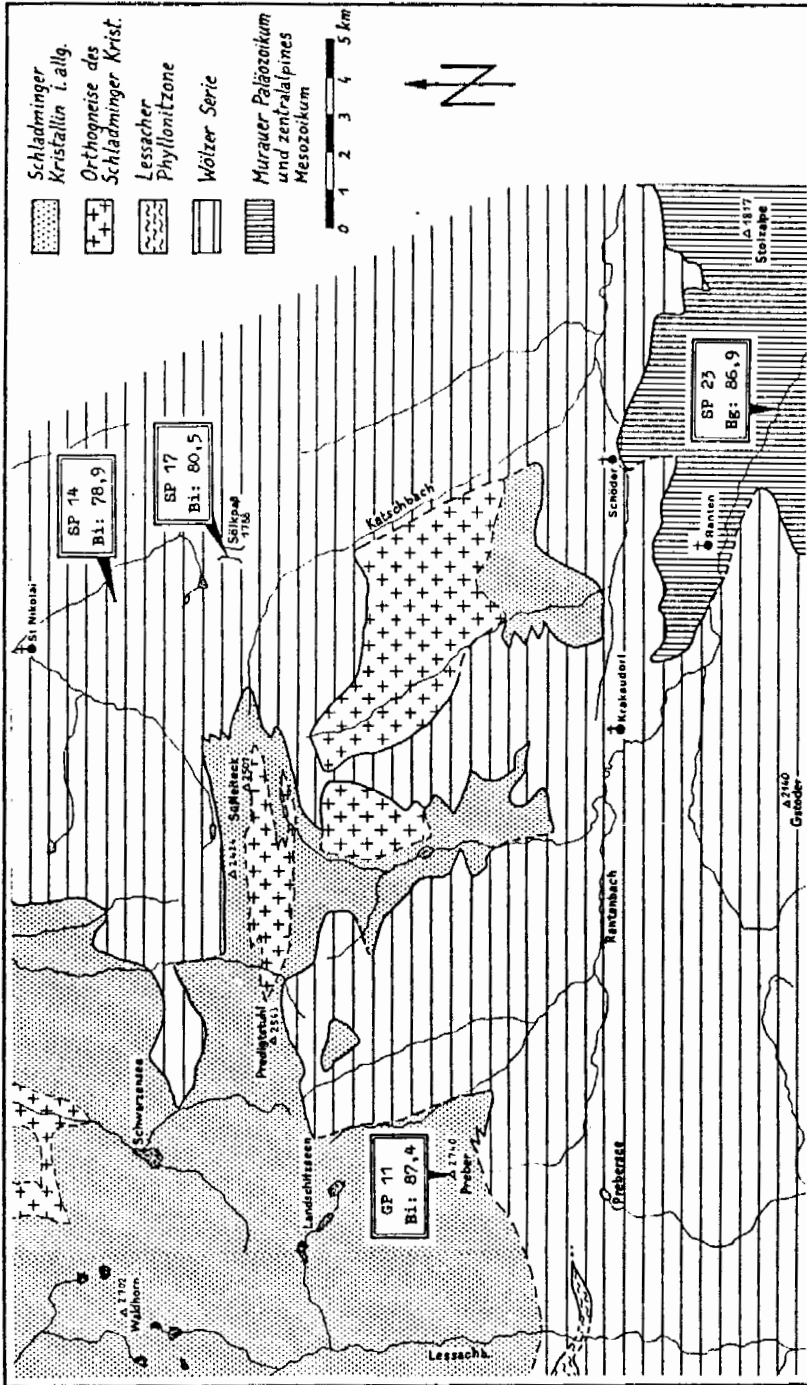


Abb. 2: Die Fundpunkte der Proben, an denen die Rb-Sr-Daten der Tab. 2 ermittelt wurden. Unter der Probenbezeichnung stehen das jeweils datierte Mineral (Bi = Biotit; Hg = Heiliglimmer) und sein gegen das Gesamtgestein korrigiertes Rb-Sr-Alter.

4.3. Berechnung der Modellalter

Für die Altersberechnung wurden die folgenden Konstanten verwendet (siehe R. H. STEIGER & E. JÄGER, 1977):

Zerfallskonstante: $\lambda (^{87}\text{Rb}) = 1,42 \times 10^{-11} / \text{y}$

Atomare Sr-Isotopenverhältnisse: $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$

$^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,056584$

Atomares Rb-Isotopenverhältnis: $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2,59265$

Die Rb-Sr-Alter der Glimmer wurden als Einzelalter (gegen ein angenommenes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial von 0,710) und als Zweipunktisochronen (Glimmer-Gesamtgestein) berechnet.

Der Fehler Δt der Glimmereinzelalter wurde wie folgt berechnet (siehe J. C. HUNZIKER & P. BEARTH, 1969).

$$\Delta t [\text{Mio. J.}] = \pm \frac{a + b}{c \times 100} \times \text{Alter} [\text{Mio. J.}]$$

wobei $a = ^{87}\text{Sr}$ gemessen
 $= ^{87}\text{Sr}$ gewöhnlich + ^{87}Sr radiogen + ^{87}Sr Spike
 $b = ^{87}\text{Sr}$ gewöhnlich
 $c = ^{87}\text{Sr}$ radiogen

Die auf diese Weise berechneten Analysenfehler beinhalten nicht die ungenaue Kenntnis der Zerfallskonstante von ^{87}Rb .

4.4. Ergebnisse

In Tab. 2 sind die Rb-Sr-Analysendaten von vier Proben und die daraus berechneten Glimmeralter dargestellt. Die Probenfundpunkte sind aus Abb. 2 sowie aus den Tab. 1-c und 1-d ersichtlich. Die Proben SP 14 und SP 17 stammen aus der Wölzer Serie (500 m westlich Mautneralm bzw. Sölkpaß), Probe SP 23 stammt aus dem Murauer Paläozoikum (ca. 5 km NW Murau) und Probe GP 11 aus dem Schladminger Kristallin (Prebergipfel).

Die zwei korrigierten Rb-Sr-Alter von Biotiten der Wölzer Glimmerschieferserie (Proben SP 14 und SP 17) liegen bei etwa 80 Mio. J. Sie sind um 9 bzw. um 6 Mio. J. niedriger als die K-Ar-Hellglimmeralter der selben Proben (vergleiche Tab. 1-c und Tab. 2) und um über 8 Mio. J. niedriger als der Durchschnitt der K-Ar-Alter von Hellglimmern der Wölzer Serie. Wie schon erwähnt wurde, ergaben die K-Ar-Datierungen an den Biotiten erhöhte Werte (Ar-Überschuß).

Das vorerst einzige Rb-Sr-Biotitalter aus dem Schladminger Kristallin wurde an einem Biotitgneis vom Gipfel des Prebers ermittelt (Probe GP 11). Mit 87 Mio. J. ist es um 7 Mio. J. niedriger als das K-Ar-Biotitalter der selben Probe.

Ein Hellglimmer aus einem Kalkglimmerschiefer des Murauer Paläozoikums (Probe SP 23) hat ein Rb-Sr-Alter von 87 Mio. J. Sein K-Ar-Alter liegt bei 90 Mio. J.

5. Metamorphose

5.1. Schladminger Kristallin

5.1.1. Voralpidische amphibolitfazielle Metamorphose

Die von A. SCHEDL (1981, S. 40–41) westlich des Schnabelkars gefundenen Serizit-Chlorit-Pseudomorphosen nach Staurolith belegen

eine alte amphibolitfazielle Metamorphose (medium-grade metamorphism nach H. G. F. WINKLER, 1976). Bei einem angenommenen Mindestdruck (P_{H_2O}) von 4 kbar (das entspricht einer Krustentiefe von ca. 15 km) ist für die Bildung von Staurolith eine Mindesttemperatur von etwa 540°C erforderlich (siehe H. G. F. WINKLER, 1976, S. 77–79, Fig. 15-2). Bei Drucken unter 4 kbar, die bei einer amphibolitfaziellen Regionalmetamorphose kaum zu erwarten sind, kann Staurolith schon bei etwas niedrigeren Temperaturen gebildet werden (ca. 520°C bei 2 kbar).

Auch die Anwendung verschiedener Granat-Biotit-Geothermometer auf Biotitgneise des Schladminger Kristallins lieferte amphibolitfazielle Temperaturen (siehe A. SCHEDL, 1981, S. 81–83). An drei Biotitgneisproben analysierte SCHEDL mit der Elektronenstrahlmikrosonde Berührungsparagenesen von Granat und Biotit. Die Eintragung der Verhältnisse $Mg/Mg+Fe+Mn$ der koexistierenden Granate und Biotite in das Diagramm von L. PERCHUK (1967) ergab Temperaturen von ca. 570 bis 625°C. Die Auswertung der selben Granat- und Biotitanalysen nach den Kalibrierungen von P. B. THOMPSON (1976) und von D. S. GOLDMANN & A. L. ALBEE (1977) ergab 550–605°C bzw. 535–560°C.

Anorthitgehalte der Plagioklase des westlichen Schladminger Kristallins (Preuneggatal) wurden von H. P. FORMANEK (1964, S. 40–41 u. Abb. 2) mit dem Leitz-Universaldrehtisch gemessen: Die Anorthitgehalte der unzersetzten Plagioklase aus Biotitgneisen, Amphiboliten und intermediären Orthogneisen zeigen ein deutliches Häufigkeitsmaximum zwischen 22 und 28 %; die höchsten Anorthitgehalte liegen um 30 %. Hornblende und Oligoklas erscheinen in mafischen Gesteinen schon bei etwas niedrigeren Temperaturen als Staurolith in Metapeliten (siehe C. WENK & F. KELLER, 1969). Für die Umwandlung von Albit-Epidot-Amphiboliten in Oligoklas-Amphibolite (An-Gehalt über 17 %) nimmt H. G. F. WINKLER (1976, S. 166, S. 288 f., Fig. 15-2) Temperaturen knapp über 500°C an. Die voralpidischen Mineralparagenesen der Amphibolite des Schladminger Kristallins (Hornblende + Oligoklas ± Quarz ± Almandin ± Biotit) entsprechen der Almandin-Amphibolitfazies.

In den migmatisierten Bereichen im Gebiet der Hochwildstelle (2747 m) beobachtete E. H. WEISS (1958, S. 83–86, 90, 94–96) eine sehr häufige Biotitisierung der Hornblendene. Auf S. 90 beschrieb er diese Umwandlung wie folgt: „Die durch eine Kalizufuhr erklärable Biotitbildung bewirkte eine Auflösung der Hornblende in Biotit und Epidot. Es entstanden daher sämtliche Übergänge von Hornblendeschiefergneisen zu Biotitschiefergneisen“. WEISS beschrieb auch Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende. In den migmatisierten Bereichen der zentralen Schladminger Tauern (Klafferkesel-Zwerfenbergsee) konnte ich ebenfalls eine beginnende Biotitisierung der Hornblendene beobachten. In den Hornblendene bildeten sich (z. B. entlang von Rissen) Biotite mit Erz- und Epidotmikrolithen. Da ich diese Umwandlung nur aus den relativ grobkörnigen Amphiboliten der Migmatitbereiche kenne, halte ich sie für voralpidisch.

Die Sagenitgitterung der Biotite ist vielleicht auch dem voralpidischen Geschehen zuzuordnen. Der Biotit der Amphibolitprobe HGN 11 zeigt im Streupräparat eine besonders intensive Sagenitgitterung (Taf. 1, Fig. A). Das K-Ar-Alter dieses Biotits beträgt 276 ± 15 Mio. J. Zumindest für diese Probe halte ich ein voralpidisches Alter der Sagenitgitterung für möglich, da es ziemlich unwahrscheinlich ist, daß Ti in alpidischer Zeit im Kristallgitter des Biotits diffundieren konnte, ohne daß ein Teil des chemisch ungebundenen Ar aus dem Mineral bzw. Gestein entweichen konnte.

Die Serpentinisierung der Ultramafitite (Klafferkesel, Greifenberg, Federweißchartl) führte zur Bildung von Antigorit, Talk und Tremolit. Diese Mineralparagenese ist bis in den Bereich der unteren Amphibolitfazies stabil. Bei einem P_{H_2O} von 7 kbar ist Antigorit bis ca. $600^{\circ}C$ und bei einem P_{H_2O} von 5 kbar bis ca. $580^{\circ}C$ stabil (siehe B. W. EVANS & V. TROMMSDORFF, 1970). Eine voralpidische Serpentinisierung ist durchaus denkbar.

Die bis jetzt verfügbaren K - Ar - Alter von Hellglimmern aus dem Schladminger Kristallin weisen vor allem auf die variszische Metamorphose hin (siehe Kap. 3.5.). Die an grobkörnigen Muskoviten zweier Pegmatitproben (HGE 03 und HGN 15) ermittelten K-Ar-Alter von 340 ± 18 bzw. 347 ± 20 Mio. J. (Unterkarbon) könnten dem Intrusionsalter dieser Pegmatite entsprechen, zumal eine von S. SCHARBERT (1981) durchgeführte Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierung an einem Zweiglimmer-Metagranit des Seckauer Kristallins ein ähnliches Alter ergab, und zwar 354 ± 16 Mio. J. Es ist nicht anzunehmen, daß die Pegmatitmagmen in ein wesentlich kühleres Nebengestein intrudierten. Man bedenke, daß die Pegmatitgänge meistens nur wenige dm mächtig sind. Zur Zeit der Pegmatitbildung herrschten im Schladminger Kristallin höchstwahrscheinlich schon amphibolitfazielle Temperaturen. Die Abkühlung erstreckte sich dann über einen sehr langen Zeitraum:

- 2 Rb-Sr-Hellglimmeralter aus dem Seckauer Kristallin, das wahrscheinlich eine ähnliche tektonische Stellung einnimmt wie das Schladminger Kristallin: 331 ± 7 und 329 ± 12 Mio. J. (S. SCHARBERT, 1981).
- 8 K-Ar-Hellglimmeralter aus dem Schladminger Kristallin: 307 bis 265 Mio. J. (P. SLAPANSKY, E. HEJL).

5.1.2. Alpidische Grünschieferfazies (Diaphthorese)

5.1.2.1. Mineralumwandlung und -neubildungen

(1) Die Chloritisierung der Granate beginnt am Rand oder an Rissen der Granate und führt manchmal zur vollständigen Pseudomorphosierung. Auch die stärker durchbewegten Phyllonite enthalten oft undeformierte Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat, die als sehr gut erhaltene Formrelikte ausgebildet sind. Man kann daraus schließen, daß die Chloritisierung der Granate erst nach der Phyllonitierung erfolgte. Auch H. P. FORMANEK (1964, S. 45) beschrieb Chloritpseudomorphosen nach Granat. In extrem tektonisch beanspruchten Amphiboliten beobachtete er allerdings eine Einbeziehung des aus Granat gebildeten Chlorits in das rekristallisierte Grundgewebe (Aktinolith, Epidot, Albit, Chlorit u. a.).

Die aus Granat gebildeten Chlorite haben eine blaßgrüne Eigenfarbe, sind meistens optisch fast isotrop oder zeigen anomal dunkelbraune Interferenzfarben (negativer Charakter der Hauptzone 1'); Chlorite mit anomal blauen Interferenzfarben sind in den Pseudomorphosen nach Granat selten zu beobachten. Mehrere Lichtbrechungsvergleiche von Chlorit und Hellglimmer (Beckesche Lichtlinie) ergaben, daß die Lichtbrechung des Chlorits durchwegs höher ist. Demnach handelt es sich um Mg-Fe(II)-Chlorite, wahrscheinlich um Fe-Rhipidolith (Prochlorit); siehe W. E. TRÖGER (1971, Tab. S. 118 oben, Teil 1, Bestimmungstabellen).

(2) Durch die teilweise Chloritisierung des Biotits entstanden streifige Parallelverwachsungen von Biotit und neugebildetem Chlorit. Manchmal kam es zur vollständigen Pseudomorphosierung. Im Chlorit einer Metagranitprobe aus dem Schladminger Untertal (Schutt unter der Felswand östlich Kote 1045

(Jagdhaus), Sh. 1130 m) ist das Sagenitgitter des ehemaligen Biotits noch deutlich zu erkennen.

Je nach dem Chemismus des Biotits entstanden magnesium- oder eisenreichere Chloritvarietäten. Aus den zimtbraunen Biotiten der Biotitplagioklasgneise und Migmatite bildeten sich meistens Chlorite, die optisch fast isotrop sind, oder solche mit anomal braunen Interferenzfarben und einem negativen optischen Charakter der Hauptzone 1': Es handelt sich um Mg- oder Mg-Fe-Chlorite. Aus den grünbraunen (eisenreicheren ?) Biotiten bildeten sich relativ hoch lichtbrechende Chlorite mit anomal blauen Interferenzfarben und positivem optischen Charakter der Hauptzone 1': Es könnte sich um Aphrosiderit handeln.

Der aus Biotit gebildete Chlorit enthält oft feinste Einschlüsse von opaken Mineralen und Titanit (teilweise schichtparallele Leukoxenspindeln), die erst bei der Chloritisierung gebildet wurden. Der Chlorit übernahm aber auch die Einschlüsse des ehemaligen Biotits (z. B. Sagenit und Opakes).

Das bei der Chloritisierung des Biotits freigesetzte Kalium (bzw. K_2O) könnte die Bildung von Serizitmikrolithen im Plagioklas ermöglicht haben.

- (3) Bei den Füllungs-mikrolithen der Plagioklas handelt es sich um (Klino-)Zoisit und/oder Serizit in wechselndem Mengenverhältnis. Es konnten verschiedene Füllungstypen mit Übergängen unterschieden werden.

Die teilweise mehrere mm großen Plagioklas der Granit- und Granodioritgneise sowie der Schachbrettalbit-Gneise sind ziemlich gleichmäßig mit Hellglimmer- und (Klino-)Zoisitkristallen besetzt, wobei die Mikrolithen bei starker Vergrößerung immer als einzelne Körner oder Blättchen erkennbar sind. Manche Plagioklas haben einen füllungsfreien Randsaum. Die Plagioklasgrundmasse, deren Lichtbrechung deutlich niedriger als die von Quarz ist, besteht offenbar aus Albit.

In den Biotitplagioklasgneisen, Lagenmigmatiten und Augenplagioklasgneisen sind die Plagioklas meistens ungleichmäßig (wolkig) und/oder randlich entmischt. Serizit ist immer reichlich vorhanden, oft dominiert er mengenmäßig gegenüber (Klino-)Zoisit.

In den mächtigen Plagioklasamphiboliten des Gebietes Hochgolling – Obere Gamsenalp besteht die Fülle der Plagioklas vorwiegend aus Zoisit oder Klinozoisit. Neben einzelnen, deutlich erkennbaren (Klino-)Zoisitkörnern gibt es sehr feinkörnige, manchmal auch büschelige Zoisitaggregate (mit gerader Auslöschung, wenn einzelne Nadeln erkennbar sind), die die Plagioklas- bzw. Albitsubstanz weitgehend verdrängt haben. Serizit ist in den Plagioklasamphiboliten nur in sehr kleinen Mengen vorhanden. In den relativ kleinen Grobkornamphibolitkörpern der Migmatitgebiete sind Serizitfüllungsmikrolithen aber recht häufig.

Es erhebt sich nun die Frage, woher das für die Bildung der Serizitmikrolithen erforderliche Kalium stammt. Während der grünschieferfaziellen, alpidischen Metamorphose kommen im Schladminger Kristallin zwei Mineralumwandlungen als „Kalium-Lieferanten“ in Frage: die Chloritisierung des Biotits und die offenbar metasomatische Bildung von Schachbrettalbit. Die Beobachtung, daß Serizitmikrolithen in den Plagioklasen größerer Amphibolitkomplexe wesentlich seltener sind als in den mehr oder weniger stark chloritisierten Biotitgneisen, spricht für eine eher kleinräumige alpidische Kaliumdiffusion in den zentralen Schladminger Tauern. Auch A. SCHEDL (1981, S. 14 und 39) beobachtete in den Plagioklasen der Amphibolite vorwiegend Klinozoisit, in den Plagioklasen der Biotitgneise aber vorwiegend Serizit.

- (4) Junge (alpidische) Albitblasten (Ballenalbite bzw. Plag I nach CH. EXNER, 1949) sind im Schladminger Kristallin selten. Als solche sind wohl die bis ca. 0,5 mm großen Albitrundlinge, die ich nordöstlich der Pölleralm in einem Biotit-Prasinit fand, anzusprechen: Sie sind größtenteils unverzwilligt (manche haben ein paar Zwillinglamellen) und nur mit wenig Hellglimmer gefüllt; der Anorthitgehalt liegt zwischen 0 und 6 %.

H. P. FORMANEK (1964, S. 40) beschreibt aus einem Albitgranitgneis der „Grenzzone Kristallin-Unterostalpin“ 0,5 bis 4 mm große, unverzwilligte, xenomorphe Albitporphyroblasten (mit 0 – 5 % An), die neben alten, meist zerbrochenen Plagioklasen und Schachbrettalbiten vorkommen.

- (5) Schachbrettalbit ist aus dem Schladminger Kristallin schon seit längerer Zeit bekannt: Siehe z. B. K. VOHRZYKA, 1957, S. 11 f.; E. H. WEISS, 1958, S. 87 ff.; H. P. FORMANEK, 1964, S. 42; G. ZEZULA, 1976, S. 158; A. SCHEDL, 1981, S. 31.

Ich fand Schachbrettalbit in vier Proben von drei Lokalitäten:

- Probe ZB 02: Schachbrettalbit-Plagioklas-Zweiglimmer-Flasergneis.
Lokalität: Abfluß des Zwerfenbergsees.
- Probe HGN 17: Schachbrettalbit-Plagioklas-Serizit-Flasergneis.
Lokalität: unmittelbar N' Huberalm (Kote 1639), NNW' Klafferkessel.
- Proben KS 01 und KS 04: Schachbrettalbit-Plagioklas-Zweiglimmer-Flasergneis.
Lokalität: kleine Felsstufe W' und SW' Kesslerkreuz (Kote 989) im Kleinsölkthal.

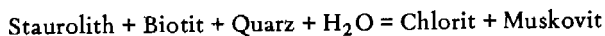
Die vier Proben sind sich lithologisch sehr ähnlich. Es handelt sich durchwegs um relativ stark verschieferte, vormalig granitoide Flasergneise mit stark gefüllten Plagioklasen (Klinoisit und Serizit) und feinschuppigen Hellglimmerschmitzen (\pm Biotit), aber ohne stofflich erhaltenen Kalifeldspat.

Der Schachbrettalbit bildet bis ca. 4 mm große, xenomorphe (Porphyro-)Blasen (in Probe ZB 02 nur bis 1,5 mm ϕ) mit einheitlicher Lichtbrechung (kleiner als die von Quarz) und typisch fleckiger Auslöschung (siehe Taf. 1, Fig. B). Rundliche, glatt auslöschende Tropfenquarze und gefüllte Plagioklase mit füllungsfreien Rändern kommen als Einschlüsse vor. Kleine Epidot- und Hellglimmereinschlüsse sind selten; im Schachbrettalbit eingeschlossene (sekundäre ?) Serizitnester beobachtete ich nur in Probe HGN 17.

Das Auftreten von Schachbrettalbit in serizitreichen Flasergneisen ohne stofflich erhaltenen Kalifeldspat verleitet mich zu der Annahme, daß die Albitisierung des Kalifeldspates und die Serizitsprossung ursächlich zusammenhängende, alpidische Ereignisse sind. Das aus dem Feldspat freigesetzte Kalium könnte die Serizitbildung ermöglicht haben, zumal der Biotit in diesen Proben fast gar nicht chloritisiert ist. Diese Hypothese bedarf allerdings noch einer eingehenden Überprüfung.

In Flasergneisen, Porphyrgneisen, Augengneisen und Metagraniten aus dem Gebiet der Hochwildstelle beobachtete E. H. WEISS (1958, S. 99 ff.) Übergänge von Haufenperthit zu Schachbrettalbit. Auch die von ihm beschriebenen Gesteine enthalten reichlich Serizit – zumindest als Füllungsmikrolithe im Plagioklas.

- (6) Serizit-Chlorit-Pseudomorphosen nach Staurolith fand A. SCHEDL (1981, S. 40 f.) westlich des Schnabelkars in einem retrograd überprägten Biotitgneis. In den Pseudomorphosen sind weder Staurolithreste noch Chloritoid vorhanden. Da der Biotit weitgehend chloritisiert ist (und somit K für die Serizitbildung lieferte), kann die Pseudomorphosierung des Stauroliths durch die folgende Reaktion erklärt werden:



Experimentell ermittelte Gleichgewichtsbedingungen nach G. HOSCHEK (1969):

$540^\circ \pm 15^\circ\text{C}$ bei 4 kbar $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$

$565^\circ \pm 15^\circ\text{C}$ bei 7 kbar $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$

- (7) **Chloritoid** beschreibt A. SCHEDL (1981, S. 59–61) aus einem derben, kaum geschieferten Quarzit von der Steilstufe nordöstlich der Greimeisteralm (Znachbachtal). SCHEDL zählt den Quarzit zum Serienbestand des Schladminger Kristallins. Der Chloritoid bildet rosettenförmige Aggregate, die teilweise mit Hellglimmer und Chlorit verwachsen sind. Möglicherweise handelt es sich um Pseudomorphosen nach Staurolith.

In einem Gehängeschuttkegel an der Ostflanke des Kleinen Gurpitschecks (bei der Abzweigung des Güterweges von der Talstraße, NW' Forsthaus Grankler im Weißpriachtal) fand CH. EXNER (1980, S. 179) Lesesteine von Staurolith-Chloritoid-Granat-Zweiglimmerschiefer mit 2 cm langen und 4 mm breiten Pseudomorphosen nach Staurolith. Die Pseudomorphosen bestehen aus feinschuppigem, sperrigem Hellglimmer, Chlorit, Chloritoid, 1,5 mm großen Staurolithresten, Opazit und Quarz.

- (8) Eine eindeutige **Chloritisierung von Hornblende** konnte ich in manchen Grobkornamphiboliten des Gebietes Klafferkesel-Zwerfenbergsee beobachten: An Rissen in tektonisch beanspruchten Hornblenden bildete sich Chlorit mit winzigen Epidoteinschlüssen. Einige der sekundären Chlorite beinhalten auch kleine Einschlüsse von Titanit und/oder Leukoxen.

Der aus Hornblenden gebildete Chlorit ist durch anomal graubraune, relativ helle Interferenzfarben und einen negativen optischen Charakter der Hauptzone 1' gekennzeichnet. Somit handelt es sich um einen relativ eisenarmen Chlorit (Klinochlor, Grochaut oder Mg-Rhipidolith).

- (9) Eine randliche Umwandlung der olivgrünen bis bläulichgrünen Hornblende (Magnesio-Hornblende und tschermakitische Hornblende) in blasse **aktinolithische Hornblende** beschreibt A. SCHEDL (1981, S. 14, 72 ff. und 129). Er konnte die randlichen Aktinolithbildungen auch mit der Elektronenstrahlmikrosonde nachweisen.

In einem Plagioklasamphibolit des oberen Lessachtales (ca. 500 m westlich der Oberen Bacheralm) wurde die alte Hornblende entlang von Mikrokluftmetasomatismen in blaßgrünen, wahrscheinlich aktinolithischen Amphibol umgewandelt.

5.1.2.2. Beurteilung der Metamorphosetemperatur

Die Neubildung von Mineralen der Epidot-Zoisit-Gruppe im Zuge der Diaphthorose zeigt, daß das Schladminger Kristallin während der alpidischen Metamorphose die Bedingungen der Grünschieferfazies erreichte: Zoisit und Klinozoisit bilden Füllungsmikrolithen im Plagioklas, Hornblende wurde teilweise in Chlorit, Epidot und Titanit umgewandelt. Somit ist für die alpidische Metamorphose eine Mindesttemperatur von ca. 300°C anzunehmen. Die Stabilitätsbedingungen der Hornblende (Temperaturen über 500°C nach H. G. F. WINKLER, 1976, S. 238, Fig. 15–2) wurden in alpidischer Zeit offenbar nicht mehr erreicht.

Weitere Hinweise auf die alpidischen Metamorphosetemperaturen liefern die K-Ar-Alter der Glimmer: Nach den Erfahrungen von M. THÖNI (1982, S. 23) im ostalpinen Altkristallin westlich des Tauernfensters tritt eine vollständige und regionale Verjüngung der Hellglimmer (K/Ar) ab ca. $420\text{--}450^\circ\text{C}$ ein; für eine totale Verjüngung

der Biotite (K/Ar) reichen schon Temperaturen von etwa 370–400°C. Die variszisch kristallisierten Hellglimmer des Schladminger Kristallins wurden offenbar nicht entscheidend verjüngt (siehe S. 302). Auch zwei Biotite lieferten recht hohe Alter von 276 und 194 Mio. J. Demnach erreichten weite Teile des Schladminger Kristallins während der alpidischen Metamorphose nur die Bedingungen der unteren Grünschieferfazies - schätzungsweise 300 bis 400°C.

5.2. Wölzer Kristallin

5.2.1. Voralpidische Metamorphose

Mehrere Funde von Staurolith (\pm Disthen) aus den südlichen, meist mittel- bis grobkristallinen Anteilen der Wölzer Glimmerschiefer belegen eine amphibolitfazielle Metamorphose:

- F. ANGEL (1924, S. 229) erwähnte Pseudomorphosen von „Schüppchen-Muskovit und Chlorit“ nach ehemaligem Staurolith in Granatglimmerschiefern des oberen Murgebietes (Turrachgraben, Preberseegraben). Es fehlen genaue Fundortangaben.
- K. METZ (1976, S. 52 einschl. Fußnote) erwähnte Funde von Staurolith und Disthen aus grobkristallinen, flatschigen Granatglimmerschiefern der Bereiche Oberzeiring–Lachtal, nördlich St. Georgen an der Mur, nördlich und nordwestlich Oberwölz/Greimberg. Es fehlen genaue Fundortangaben.
- R. SCHIMANA (pers. Mitteilung) fand Staurolith und Staurolithpseudomorphosen in den mittel- bis grobkristallinen, dunklen Glimmerschiefern nördlich und westlich von Oberzeiring. Eine seiner Proben (Gellsee W' Oberzeiring) enthält Serizitaggregate, die Disthen- und Staurolithaufwerke beinhalten. Die Untersuchungen wurden als Vorarbeit am Geologischen Institut der Universität Wien durchgeführt.
- S. SCHARBERT (pers. Mitteilung) fand Staurolith in einem albitreichen Glimmerschiefer oder Schiefergneis am Bergkamm nordöstlich von Pusterwald.

Da manche Staurolithe vollständig pseudomorphosiert wurden (Serizit \pm Chlorit), ist eine voralpidische (variszische) Staurolithblastese anzunehmen. Außerdem konnte R. SCHIMANA (freundl. pers. Mitt.) aus dem Deformationsbild ein etwa gleichzeitiges Wachstum von Staurolith und einer alten Granatgeneration (Sterngranat) ableiten. Dieser ältesten Granatgeneration (Gt₁) werden zwei jüngere gegenübergestellt; die jüngste (Gt₃) ist vielleicht alpidisch.

Für den nördlichen Abschnitt der Wölzer Glimmerschiefer (gegen die Grenze zu den Ennstaler Phylliten) ist eine amphibolitfazielle Metamorphose nicht nachweisbar. Dieser Bereich wird vor allem von den feinkristallinen Glimmerschiefern des sog. Planertypus und von chloritführenden Hornblendeschiefern eingenommen (siehe K. METZ, 1980, S. 6–8). Staurolith oder dessen Pseudomorphosen sind aus dem Planertypus nicht bekannt. Wahrscheinlich hat die variszische Metamorphose in diesem Bereich nur die Bedingungen der oberen Grünschieferfazies (Albit-Epidot-Amphibolitfazies) erreicht.

Die hypothetischen Gleichgewichtstemperaturen, die an Granat-Biotit-Paaren von Glimmerschiefer- und Schiefergneisproben aus dem Großsölketal ermittelt wurden (Dissertation von E. HEJL, 1983, S. 73–81), sprechen ebenfalls für eine Abnahme des Metamorphosegrades von S nach N: Die Temperaturen von ca. 540 bis 600°C (bei einem angenommenen Druck von 5 kbar), die an den Proben SP 13 und SP 14 aus dem Bereich St. Nikolai–Mautneralm ermittelt wurden, entsprechen den Bedingungen der amphibolitfaziellen Regionalmetamorphose. Für die Proben SP 08

und SP 09 aus dem nördlicheren Bereich der Ortschaft Fleiß ergaben sich nur Temperaturen von ca. 480 bis 550°C (oberste Grünschieferfazies bis beginnende Amphibolitfazies). Bei den untersuchten Proben (SP 08, 09, 13 und 14) handelt es sich um mittel- bis relativ grobkristalline Typen der Wölzer Glimmerschiefer. Von den feinschuppigen und biotitarmen Glimmerschiefern des Plannertypus sind noch keine Granat-Biotit-Gleichgewichtstemperaturen verfügbar.

Das südliche Wölzer Kristallin im Bereich der Marmorzüge von Bretstein und Oberzeiring enthält Schwärme von Pegmatiten. An einem Muskovit aus einem unverschiferten Pegmatitkörper zwischen Möderbrugg und Pusterwald bestimmten E. JÄGER & K. METZ (1971) ein Rb-Sr-Einzelalter von 257 Mio. J. (umgerechnet auf die neue Zerfallskonstante $\lambda (^{87}\text{Rb}) = 1,42 \times 10^{-11}/\text{y}$). Neueste noch unpublizierte Rb-Sr-Datierungen von S. SCHARBERT (mündl. Mitt.) ergaben für die Pegmatite ein Alter von etwas über 240 Mio. J. Aus der Sauerstoffisotopenfraktionierung ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) zwischen Quarz und primärem Granat ermittelte S. SCHARBERT Temperaturen von 520 bis 570°C. Die Pegmatite wurden wahrscheinlich während dem Höhepunkt der voralpidischen Metamorphose gebildet. Demnach wäre die Hauptmetamorphose als spätvariszisch anzusprechen.

Die zwischen Tamsweg und Lessach vorkommenden Chloritoid führenden Phyllite sind primär feinkörnige, grünschieferfazielle Gesteine, die nie die Bedingungen der Amphibolitfazies erreicht haben. Nach H. G. F. WINKLER (1976, S. 212 f.) schließen sich Biotit und Chloritoid gegenseitig aus. In Probe LT 08 sind aber Biotit und Chloritoid an den Basisflächen (001) sandwichartig verwachsen (Biotit-Chloritoid-Biotit) – sie scheinen sich im Gleichgewicht befunden zu haben. Wahrscheinlich war der Chlorit nicht primär vorhanden, sondern bildete sich sekundär aus Biotit, Chloritoid und Almandin.

5.2.2. Alpidische Metamorphose

Die teilweise Chloritisierung von Granat und Biotit sowie die Pseudomorphosierung mancher Staurolithe sind wahrscheinlich Auswirkungen der altpidischen Metamorphose. In den Glimmerschiefern mit Stauchfaltung (Typus Preber) wurde der sekundäre Chlorit häufig im Druckschatten der Granate angereichert oder in das Schieferungs-s verschleppt, konnte aber im allgemeinen zu sperrigem Querchlorit rekristallisieren. Bezüglich der jungen Stauchfaltung kristallisierte der Chlorit demnach syn- bis postkinematisch. Wenn die Chloritisierung von Granat und Biotit im Zuge der kretazischen Metamorphose erfolgt ist, müßte auch die Stauchfaltung eine kretazische Gefügeprägung sein. Eine mögliche Ursache dieser Deformation wäre die Abscherung der ostalpinen Kristallindecke von ihrer Unterlage.

Das Erscheinungsbild der Stauchfaltung reicht von einer Knitterung oder flachwelligen Verbiegungen der Glimmer bis zu großen Knickfalten, deren Schenkel mehrere dm lang sind. In extrem zusammengepreßten Glimmerschiefern kam es zur Bildung einer achsenebenenparallelen Schieferung (crenulation cleavage).

Die Glimmer sind im Scheitelbereich der Falten und in Lagen mit starker Scherung teilweise rekristallisiert. Quarz ist durch Korngrenzwanderung rekristallisiert, zeigt aber teilweise noch Deformationsspuren (undulöse Auslöschung, seltener auch Böhm'sche Streifung). Die Albitblasten, die sich in den sekundären Chloritaggregaten (z. B. in Atollgranaten) befinden, sich wohl auch alpidisch kristallisiert. Im Bereich zwischen Bretstein und dem Gellsee fand R. SCHIMANA (pers. Mitteilung) bis ca. 2 mm große, postkinematische Granatidioblasten, die wahrscheinlich alpidisch ge-

wachsen sind. Rutil und Ilmenit waren alpidisch stabil, sie wurden nicht in Leukoxen umgewandelt.

Die Ergebnisse der isotopengeologischen Glimmerdatierungen ermöglichen eine grobe Abschätzung der altalpidischen Metamorphosetemperaturen. Nach den Erfahrungen von M. THÖNI (1982, S. 23) im ostalpinen Altkristallin westlich des Tauernfensters sind für eine regionale und vollständige Verjüngung (Neueinstellung) der Glimmer-Isotopensysteme die folgenden Mindesttemperaturen erforderlich:

ca. 370 – 400°C	für Biotit, K/Ar und Rb/Sr
ca. 420 – 450°C	für Hellglimmer K/Ar
ca. 570 (und höher)	für Hellglimmer Rb/Sr

Wie wir gesehen haben, wurde das K-Ar-System der Hellglimmer des Wölzer Kristallins großräumig und vollständig verjüngt. Eine Abhängigkeit der Alter von der Intensität der Deformation oder Rekristallisation wurde nicht festgestellt. Offenbar wurde das Argon auch aus den nicht rekristallisierten, variszischen Glimmern nahezu vollständig ausgetrieben. Es kann daher als gesichert gelten, daß die kretazische Metamorphose im Wölzer Kristallin Temperaturen von über 400°C, also die Bedingungen der oberen Grünschieferfazies erreicht hat.

Eine genaue zeitliche Einstufung des thermischen Höhepunktes der kretazischen Metamorphose des Wölzer Kristallins ist vorerst nicht möglich. Fest steht lediglich, daß die regionale Abkühlung unter die Ar-Schließungstemperatur der Hellglimmer vor etwa 90 bis 86 Mio. J. (im Turon–Coniac) erfolgte. Diese Abkühlungsalter können durch die Überschiebung des ostalpinen Kristallins auf kühlere unterostalpine und süd-penninische Einheiten erklärt werden.

6. Literatur

- ANGEL, F., 1924: Gesteine der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 60B, 302 S., 52 Tab., 19 Taf., Graz.
- CLAR, E., 1965: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 11–35, 2 Abb., 4 Taf., Wien.
- EVANS, B. W. & TROMMSDORFF, V., 1970: Regional Metamorphism of Ultramafic Rocks in the Central Alps: Parageneses in the System CaO-MgO-SiO₂-H₂O. – Schweiz. mineral. u. petrogr. Mitt., 50, 481–492, 6 Abb., 1 Tab., Zürich (Leemann).
- EXNER, CH., 1949: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, I. Teil. – Tschermarks mineral. petrogr. Mitt. (3. Folge), 1, 197–284, 21 Abb., Wien.
- , 1980: Das Kristallin östlich der Katschbergzone. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 167–189, 2 Abb., Wien.
- FORMANEK, H. P., 1964: Zur Geologie und Petrographie der nordwestlichen Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., 14, 9–80, 2 Abb., Taf. 1–3, Wien.
- FRANK, W., ALBER, J. & THÖNI, M., 1977: Jungalpine K/Ar-Alter von Hellglimmern aus dem Permotriaszug von Mauis–Penser Joch (Südtirol). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1977, 102–107, Wien.
- GOLDMAN, D. S. & ALBEE, A. L., 1977: Correlation of Mg/Fe Partitioning between Garnet and Biotite with ⁰16/⁰18 Partitioning between Quartz and Magnetite. –

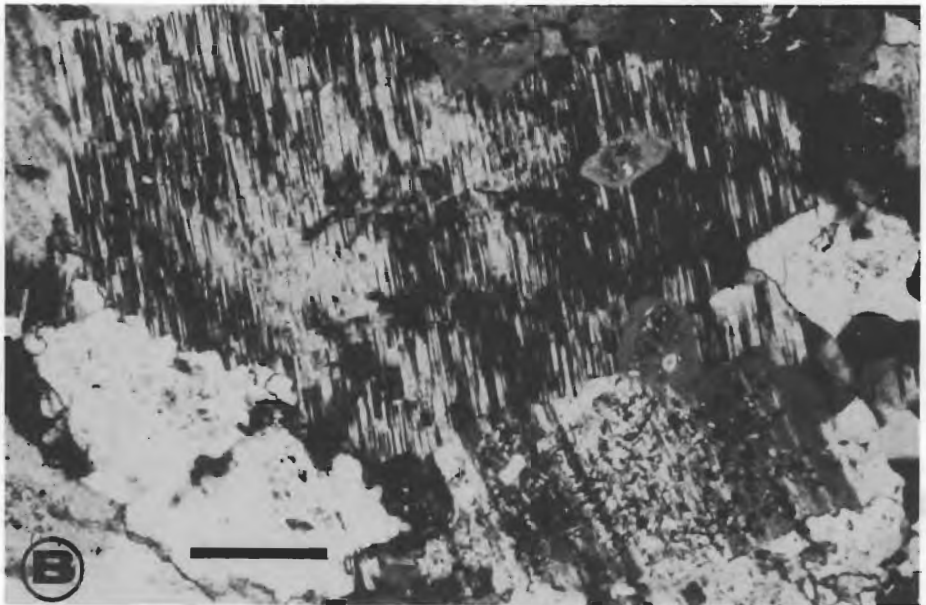
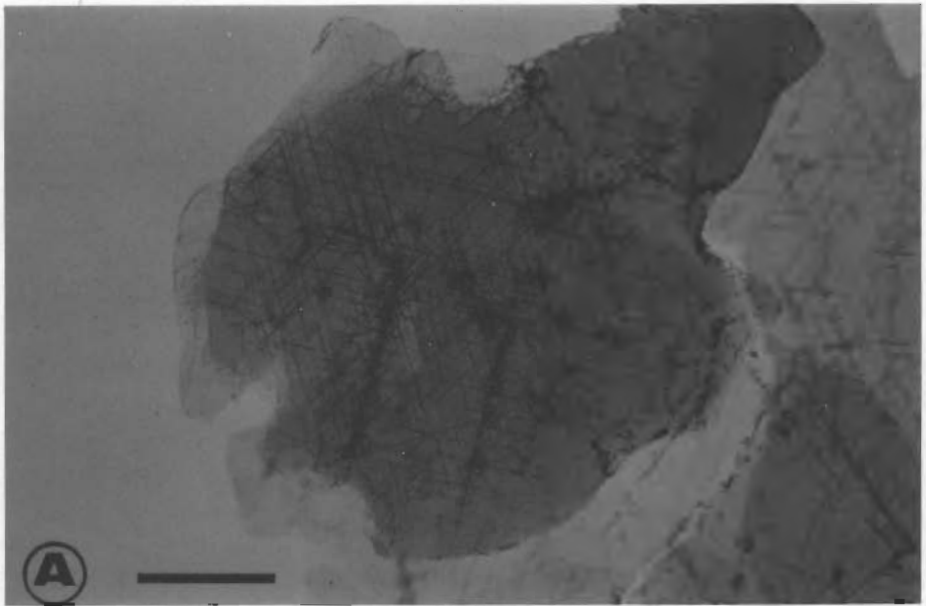
- Am J. Sci., 277, 750–767, New Haven.
- HARLAND, W. B. et al., 1982: A Geologic Time Scale. – Cambridge Earth Science Series, XII + 131 S., viele Abb. u. Tab., Cambridge (University Press).
- HAUSER, A. & BRANDL, W., 1956: Das Alter des Sölker Marmors. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 86, 68–71, 1 Abb., Graz.
- HEJL, E., 1983: Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 125 S., 56 Abb., 5 Tab., 7 Beil., Wien.
- & SLAPANSKY, P., 1983: Neue petrographische und geochronologische Daten zur Metamorphose im Bereich der Schladminger Tauern. – Jber. 1982 Hochschulschwerpkt., 17–31, 3 Abb., Graz.
- HOSCHEK, G., 1969: The Stability of Staurolite and Chloritoid and their Significance in Metamorphism of Pelitic Rocks. – Contrib. Mineral. Petrol., 22, 208–232, 9 Abb., 2 Tab., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- HUNZIKER, J. C. & BEARTH, P., 1969: Rb-Sr Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen, Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. – Eclogae geol. Helv., 62, 205–222, 2 Tab., 1 Taf., Basel.
- JÄGER, E. & METZ, K., 1971: Das Alter der Pegmatite des Raumes Bretstein–Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 51, 411–414, 1 Abb., Zürich (Leemann).
- KOBER, L., 1923: Bau und Entstehung der Alpen. – IV + 283 S., 102 Abb., 8 Taf., Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- , 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. – VI + 204 S., 20 Abb., 1 Taf., Wien (Springer).
- METZ, K., 1976: Der geologische Bau der Wölzer Tauern. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 106, 51–75, 2 Abb., 1 Beil., Graz.
- , 1980: Erläuterungen zu Blatt 129 Donnersbach. – 35 S., 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Geol. B.-A., Wien.
- PERCHUK, L., 1967: Über Biotit-Granat-Geothermometer. – Doklady Akad. Nauk., SSR, 177, 411–414.
- SCHARBERT, S., 1981: Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr., 27, 173–188, 7 Abb., 4 Tab., Wien.
- SCHEDL, A., 1981: Geologische, geochemische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im ostalpinen Altkristallin der Schladminger Tauern. – Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 209 S., 121 Abb., 7 Diagr., 10 Tab., 3 Beil., Wien.
- SCHÖNLAUB, H. & ZEZULA, G., 1975: Silur-Conodonten aus einer Phyllonitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., 1975, 253–269, 3 Abb., Taf. 1–2, Wien.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E., 1977: Subcommission on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. – Earth Plan. Sci. Lett., 36, 359–362, Amsterdam.
- THOMPSON, A. B., 1976: Mineral Reactions in Pelitic Rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) Phase Relations. – Amer. J. Sci., 276, 425–454, New Haven.
- THÖNI, M., 1981: Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. – Jb. Geol. B.-A., 124, 111–174, 12 Abb., 16 Tab., 2 Beil., Wien.
- , 1982: Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpi-

- nen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., 28, 17–34, 1 Tab., 5 Fig., Wien.
- TOLLMANN, A., 1958: Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957), 325–354, 1 Taf., Wien.
- , 1963: Ostalpensynthese. – VIII + 256 S., 23 Abb., 11 Falttafeln, Wien (Deuticke).
- TRÖGER, W. E., 1971: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1 Bestimmungstabellen. 4. Aufl. – 188 S., 264 Fig., 112 Diagr., 3 Beil., Stuttgart (Schweizerbart).
- VOHRZYKA, K., 1957: Geologie der mittleren Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., 8, 1–42, 95–102, Taf. 1–6, Wien.
- WEISS, E. H., 1958: Zur Petrographie der Hohen Wildstelle (Schladminger Tauern). – Mineral. Mittbl. Joanneum, 1958/2, 69–109, 12 Abb., Graz.
- WENK, E. & KELLER, F., 1969: Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 49, 157–198, 10 Abb., 4 Tab., 1 Verzeichnis, 2 Taf., Zürich (Leemann).
- WINKLER, H. G. F., 1976: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – XII + 334 S., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- ZEZULA, G., 1976: Die Lessacher Phyllonitzone am Südrand der Schladminger Tauern (Lungau/Salzburg). – Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 194 S., 39 Abb., 10 Taf., 6 Beil., Wien.

TAFEL 1

- Fig. A: Biotit mit Sagenitgitter. Streupräparat von Probe HGN 11 (grobkörniger Biotit-Amphibolit); Steinriesental, östlich Kote 1343, Sh. 1460 m, aus dem Schutt.
Balkenlänge = 0,2 mm.
- Fig. B: Schachbrettalbit und gefüllter Plagioklas (rechts unten) in einem Schachbrettalbit-Plagioklas-Zweiglimmergneis vom Abfluß des Zwerfenbergsees. Gekreuzte Polarisatoren. Balkenlänge = 0,2 mm.

TAFEL 1



**Ein Beitrag zur Petrologie der Rieserferner Intrusion
in Ost- und Südtirol**

von

R. GRATZER

mit

8 Abb., 2 Tab. und 1 Taf.

Anschrift des Verfassers:

Dr. phil. R. Gratzner

c/o Institut für Geowissenschaften

Montanuniversität

A-8700 Leoben

Inhaltsverzeichnis

1. Zusammenfassung, Summary	320
2. Einleitung	321
3. Gesteinsbeschreibung	322
4. Gesteinschemismus	323
5. Mineralogie – Mineralchemismus	324
6. Kristallisationsbedingungen – Vergleich mit experimentellen Arbeiten	331
7. Diskussion	334
8. Literatur	338

1. Zusammenfassung

Die südlich des Tauernfensters und nördlich der Defregger–Antholzer–Valser Linie liegende Rieserferner Intrusion wird von Tonaliten, Granodioriten und Graniten aufgebaut. Die auftretenden Gesteinstypen weisen einen variablen Mineralbestand von zonargebautem Plagioklas (An_{80-30}), Alkalifeldspat, Quarz, Biotit und Amphibol, sowie an einer Lokalität, im Kontaktbereich des Intrusivkörpers, etwas Granat auf. Geochemisch weisen diese sauren bis intermediären Gesteine korund- und diopsidnormative Zusammensetzungen auf und zeigen einen für kalkalkalische Gesteine typischen Differentiationstrend. Bezüglich der Verteilung der Seltenen Erden bilden die Tonalite gegenüber den Granodioriten und Graniten mit einer ausgeprägten negativen Europiumanomalie ein primitives, mit andesitischen Schmelzen vergleichbares, Selten Erd Muster. Basierend auf Spurenelementanalysen und Selten Erd Daten werden drei petrogenetische Modelle diskutiert: 1) Aufschmelzung von ozeanischem Krustenmaterial, 2) Aufschmelzung von kontinentaler Kruste, 3) Fraktionierte Kristallisation aus einer Schmelze. Das Modell einer fraktionierten Kristallisation wird bevorzugt. Mikrosondenuntersuchungen an Amphibolen der Tonalite, Granodiorite, basischen Einschlüssen und Amphiboleinschlüssen im Granat ergaben eine leichte Kern–Rand-Zonierung mit verschiedenen Entwicklungstrends. Das lokale Auftreten von Granat wird durch ein einfaches "magma mixing"-Modell von tonalitischer Schmelze mit assimiliertem Nebengesteinsmaterial erklärt. Das Kristallisationsintervall dieser Gesteine kann in bezug auf die Mineralzusammensetzung in zwei unterschiedliche Teilakte aufgelöst werden. Eine erste Ausscheidung von Plagioklas (Plagioklaskerne) beginnt bei 730° und ≥ 5 Kbar P_{H_2O} gefolgt von Amphibol – Biotit, Quarz und Alkalifeldspat. Im Endstadium der Kristallisation wird der Plagioklasrand sowie Quarz und Alkalifeldspat bei $P_{tot} \cong 2$ Kbar $\cong P_{H_2O}$ gebildet.

Summary

Contribution to the petrology of the Rieserferner Intrusion in eastern and southern Tyrol.

The Rieserferner Pluton outcrop south of the Tauern Window and north of the Defregger–Antholzer–Valser Line is built up by tonalites, granodiorites and granites. The rocks contain strongly zoned plagioclase (An_{80-30}), alkalifeldspar, quartz, biotite, amphibole and in contact to the host rock locally almandine-rich garnet. Chemically these rocks follow a typical calcalkaline trend and show a corundum and diopside normative composition. According to their REE concentration the tonalites give a primitive pattern like andesitic rocks while the granodiorites and granites show a well developed negative europium anomaly. Based on trace element analyses and

REE data three petrogenetic models have been discussed. These are: 1) Partial melting from oceanic crust, 2) Partial melting of continental crust, 3) Fractional crystallization from a liquid. The third model is favoured. Microanalysis from mafic mineral phases was carried out too. In the amphiboles from tonalites, granodiorites, mafic inclusions and the amphibole inclusions in garnets small core-rim zonation with different trends have been detected. The origin of garnets could be explained by a simple magma mixing model from a tonalitic liquid with assimilated host rock material. With regard to the composition of minerals two different stages of crystallization have been assumed. The crystallization of the plagioklascores is postulated by 730°C , ≥ 5 Kbar $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ which is followed by the formation of amphibole – biotite, quartz and alkali-feldspar. The final solidification takes place at $\text{P}_{\text{tot}} \cong 2$ Kbar $\cong \text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ corresponding to the level of intrusion.

2. Einleitung

Entlang der Periadriatischen Linie, die sich aus mehreren Störungszonen zusammensetzt, sind zahlreiche magmatische Körper aufgeschlossen. Dieses im geologischen Bau der Alpen äußerst bedeutungsvolle Lineament trennt die in der Regel alpidisch metamorphen Gebiete der Ost- und Westalpen von den Südalpen, in denen keine vergleichbare Metamorphose bekannt ist.

Ursprünglich wurde als gemeinsames Merkmal für die periadriatischen Tiefengesteine gleiches Alter angenommen (SALOMON, 1897), radiometrische Altersbestimmungen haben dies jedoch nicht bestätigt (BORSI, DEL MORO, SASSI & ZIRPOLI, 1978). Die Intrusionen reichen vom Paläozoikum bis ins Jungtertiär und belegen damit die wiederholte magmatische Aktivität dieser bedeutenden Trennfuge im alpinen Bau (EXNER, 1976).

Die Rieserferner Intrusion liegt südlich des Tauernfensters und nördlich der DAV (Defregger–Antholzer–Valser) Linie. In diese Zone der alten Gneise erfolgte im mittleren Oligozän (BORSI et al., 1978) die Intrusion des Rieserferner Plutons. Die Intrusion bildet einen bis zu 4,5 km breiten und über 40 km langen E–W verlaufenden Körper. Am N-Kontakt zur Zone der alten Gneise herrscht flaches Einfallen nach N (30° – 60°), am Südrand entlang der DAV Linie steiles Einfallen nach S (60° – 90°). Im mittleren Bereich des Körpers ist das „alte Dach“ noch erhalten und teilt morphologisch den Pluton in zwei Kerne, den Rieserkern im Osten und den Rainwaldkern im Westen (BECKE, 1892). Die Rahmengesteine der Intrusion bilden Glimmerschiefer und Amphibolite, die eine deutliche kontaktmetamorphe Überprägung aufweisen (BELLIENI, 1977, und PROCHASKA, 1980). Die Kontaktzone im Westteil des Körpers zeigt lokal eine leichte Migmatisierung. Im östlichen Bereich wird der Kontakt zum Nebengestein durch eine scharfe tektonische Grenze gebildet.

Erstmals wurde dieser Körper von BECKE (1892) petrographisch untersucht. In neuerer Zeit haben vor allem BELLIENI et al. (1976, 1977, 1978, 1981) in diesem Gebiet gearbeitet.

Diese Arbeit ist ein Teil einer am Institut für Petrologie der Universität Wien durchgeführten Dissertation. Herrn Prof. Dr. W. RICHTER und Herrn Dr. F. KOLLER möchte ich an dieser Stelle für ihre wertvollen Ratschläge und Diskussionen herzlich danken.

3. Gesteinsbeschreibung

Die am Aufbau der Rieserferner Intrusion beteiligten Gesteine, nach den Vorschlägen der IUGS-Subkommission (STRECKEISEN, 1974), Granodiorite, Tonalite und Granite, weisen untereinander keine scharfen Grenzen auf, sondern gehen kontinuierlich ineinander über. Im Handstück erscheinen die einzelnen Gesteinstypen homogen, zeigen feines bis mittleres Korn und sind je nach auftretendem Mineralbestand hellgrau bis dunkelgrau gefärbt. Die Tonalite und Granodiorite im Randbereich des Intrusivkörpers zeigen eine leichte Einregelung der Biotite parallel zur Kontaktfläche.

Granodiorit:

Der Granodiorit, ein hellgraues, massiges Gestein mit vorherrschend unregelmäßigem Gefüge, ist mit etwa 50 % am Aufbau des plutonischen Körpers beteiligt und tritt vor allem im Ostteil, dem Rieserkern (BECKE, 1892) auf. Porzellanweißer Feldspat, vorwiegend Plagioklas, mit einer Korngröße bis zu 4 mm und fettig glänzender Quarz mit einem Korndurchmesser von 3 mm bilden 80 % v/v vom Mineralbestand. Biotit tritt in zum Teil idiomorphen Tafeln bis zu 4 mm auf und ist neben der nur untergeordnet vorkommenden Hornblende der häufigste mafische Gemengteil.

Tonalit:

Der Tonalit, ein helles, mittelkörniges Gestein mit unregelmäßigem Gefüge ist hauptsächlich im westlichen Teil der Rieserferner Intrusion, dem Rainwaldkern (BECKE, 1892), vertreten und ist am Aufbau des Körpers mit ungefähr 40 % beteiligt. Reinweiße Plagioklase mit einer Korngröße bis zu 3 mm und milchig graue Quarze bilden den hellen Mineralbestand. Die zum Teil idiomorphen Biotitpakete mit einem Durchmesser bis zu 5 mm sowie die gut ausgebildeten Hornblendens, die eine Größe von 15 mm erreichen, verleihen diesem Gesteinstyp mitunter ein „porphyrisches“ Aussehen. Abgesehen von einigen Randvarietäten zeigen die mafischen Gemengteile ein relativ einheitliches Mengenverhältnis. An der Lokalität Gelttal führt der Tonalit neben einer beträchtlichen Menge von Hornblende noch Granat. Die Granate, die einen Durchmesser bis zu 30 mm erreichen, zeigen gut ausgebildete Reaktionsräume, bestehend aus Biotit, Plagioklas und Hornblende.

Granit:

Dieser Gesteinstyp ist am Aufbau der Intrusion nur untergeordnet beteiligt und tritt unregelmäßig verteilt in den Tonaliten und Granodioriten auf. Der Granit bildet ein hellgraues, mittelkörniges Gestein mit unregelmäßigem Gefüge und weist eine durchschnittliche Modalzusammensetzung von 26 % Quarz, 27 % Alkalifeldspat, 35 % Plagioklas und 12 % Biotit auf.

Diorit:

In den Gesteinen der Rieserferner Intrusion ist dieser Gesteinstyp, nach der Definition von DIDIER (1973), nur als endogener Einschluß zu beobachten. Die im Anschnitt linsenförmigen, makroskopisch als Diorite einzustufenden Einschlüsse sind über den ganzen Intrusivkörper verbreitet und erreichen Durchmesser bis zu 1 m. Im wesentlichen bestehen diese basischen Einschlüsse aus Hornblende, Biotit, etwas Quarz und Plagioklas.

Nebengesteinseinschlüsse:

Diese nach DIDIER (1973) als exogene Einschlüsse einzustufenden Gesteine können nur sehr untergeordnet beobachtet werden. Zumeist stellen diese Einschlüsse verschiedene Paragesteinsabkömmlinge dar, die durch eine Neubildung von Cordierit und Sillimanit eine kontaktmetamorphe Überprägung aufweisen.

4. Gesteinschemismus

Wie bereits bei der Gesteinsbeschreibung festgestellt wurde, besteht die Rieserferner Intrusion aus Tonaliten, Granodioriten und Graniten sowie untergeordnet basischen Einschlüssen. Geochemisch weisen diese sauren bis intermediären Gesteine korund- und diopsidnormative Zusammensetzung auf und zeigen einen für kalkalkalische Gesteine typischen Differentiationstrend (Abb. 1, 2). Diese Differentiationsentwicklung kommt sowohl in den einzelnen Elementkorrelationen als auch in den Verteilungsbildern der Seltenen Erden (REE) gut zum Ausdruck (Abb. 3). Die REE Verteilungsmuster zeigen, bis auf die stärker ausgeprägte Europiumanomalie, mit den Daten von BELLIENI (1981) eine gute Übereinstimmung. Die REE Muster der Granodiorite und Tonalite weisen relativ einheitliche LREE (LREE – Leichte Seltene Erden) auf, zeigen jedoch eine deutliche Verarmung in den HREE (HREE – Schwere Seltene Erden). Im Gegensatz dazu besitzen die Granite geringere Gehalte an LREE und weisen eine gewisse Variationsbreite in den HREE auf, die auf unterschiedliche Fraktionierungs- bzw. Veränderungsmechanismen zurückgeführt wird. Ausgehend von den Tonaliten, die in diesen Gesteinen durch das Fehlen einer Europiumanomalie das primitivste REE Muster aufweisen, läßt sich in den höher differenzierten Granodioriten und Graniten eine deutliche negative Europiumanomalie beobachten. Die untersuchten basischen Einschlüsse zeigen einen variablen Gehalt an LREE und in den HREE eine stärkere Streuung sowie eine ausgeprägte negative Europiumanomalie, die auf eine Feldspatfraktionierung zurückzuführen ist.

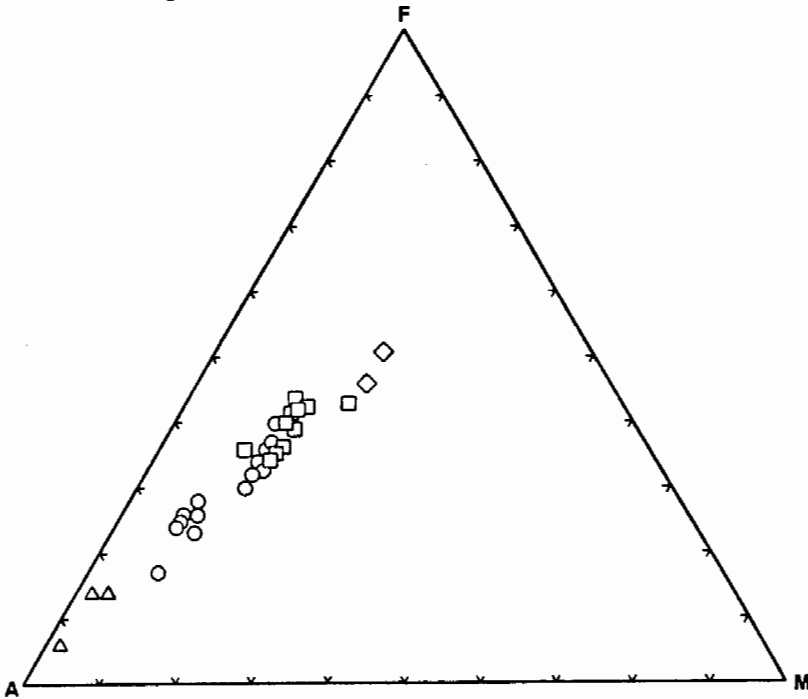


Abb. 1: Variation des Gesteinschemismus der Rieserferner Intrusion dargestellt in der A-F-M Projektion im Vergleich zum Südkalifornischen- und Idahobatholith (MÜLLER & SAXENA, 1977). Symbole: Granite (Δ), Granodiorite (\circ), Tonalite (\square) und basische Einschlüsse (\diamond).

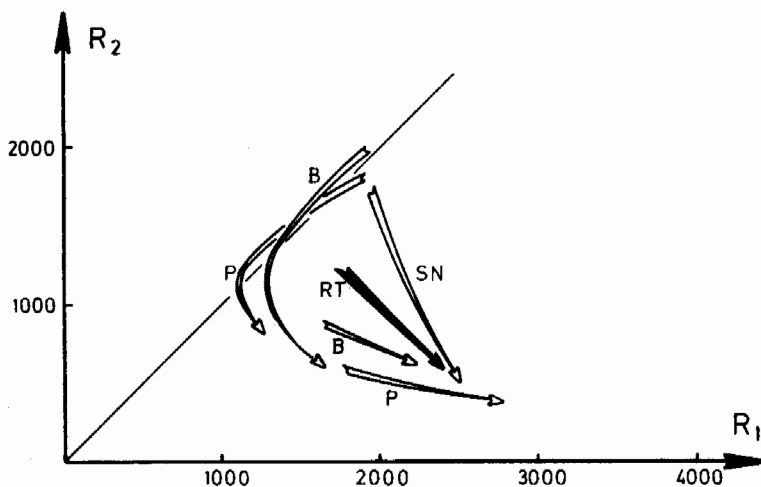


Abb. 2: Vergleich der Rieserferner Intrusion mit anderen kalkalkalischen Plutoniten an Hand der R_1 - und R_2 -Werte ($R_1: 4 \text{ Si} - 11 (\text{Na} + \text{K}) - 2 (\text{Fe} + \text{Ti})$, $R_2: 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$) nach DE LA ROCHE et al. (1980). Die Pfeilrichtung entspricht dem jeweiligen Differenzierungstrend. RT – Rieserferner Intrusion, SN – Sierra Nevada Batholith, B – Balons Massiv, P – Ploumanach Massiv.

5. Mineralogie – Mineralchemismus

Neben den Dünnschliff- und röntgenographischen Untersuchungen wurde die Zusammensetzung der auftretenden Mineralphasen an ausgewählten Gesteinsproben mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde untersucht. Die Analysen wurden auf einem Gerät des Typs ARL-SEM-Q bei einer Anregungsspannung von 15 kV und einem Probenstrom von 15–25 nA bestimmt. Gemessen wurde gegen Mineralstandards, die notwendige Korrektur für Absorption und Fluoreszenz wurde nach BENCE & ALBEE (1968) durchgeführt. Für die Mikrosondenanalysen der mafischen Mineralphasen erfolgte eine Berechnung der maximal möglichen Fe^{3+} Konzentration aus einer Kationenbilanz.

Plagioklas:

Die idiomorph bis hypidiomorph ausgebildeten Plagioklase stellen in allen drei Gesteinstypen die Hauptmasse der hellen Gemengteile dar und erreichen unterschiedlich je nach Gesteinsart eine Größe bis zu 4 mm. Verzwilligungen treten hauptsächlich nach dem Albit und Karlsbader Gesetz auf. Typisch für die Plagioklase ist ein ausgeprägter Zonarbau mit Rekurrenzen (Taf. 1, Fig. 1). Die Plagioklaskerne weisen in den Tonaliten einen mittleren Anorthitgehalt von 70 %, in den Granodioriten von 57 % und in den Graniten von 63 % auf. Die anorthitreichen Kerne sind zumeist stark zerbrochen und zu Kernringen und Kerngerüsten korrodiert. Sie zeigen äußerst unregelmäßige Umrisse und bei den noch erhalten gebliebenen Individuen sind mitunter Korrosionsschläuche zu erkennen. Einschlüsse von saurem Plagioklas, Chlorit, Klinozoisit sowie Quarz und Alkalifeldspat sind zu beobachten. Eine beginnende Mikrolithenbildung ist festzustellen. Feinschuppiger Serizit, Klinozoisit, Epidot und andere Sekundärminerale zeichnen dann das Kerngerüst nach. Für die Plagioklashülle ist in allen drei Gesteinstypen ein annähernd gleicher Anorthitgehalt um 50 % festzustellen. Sie

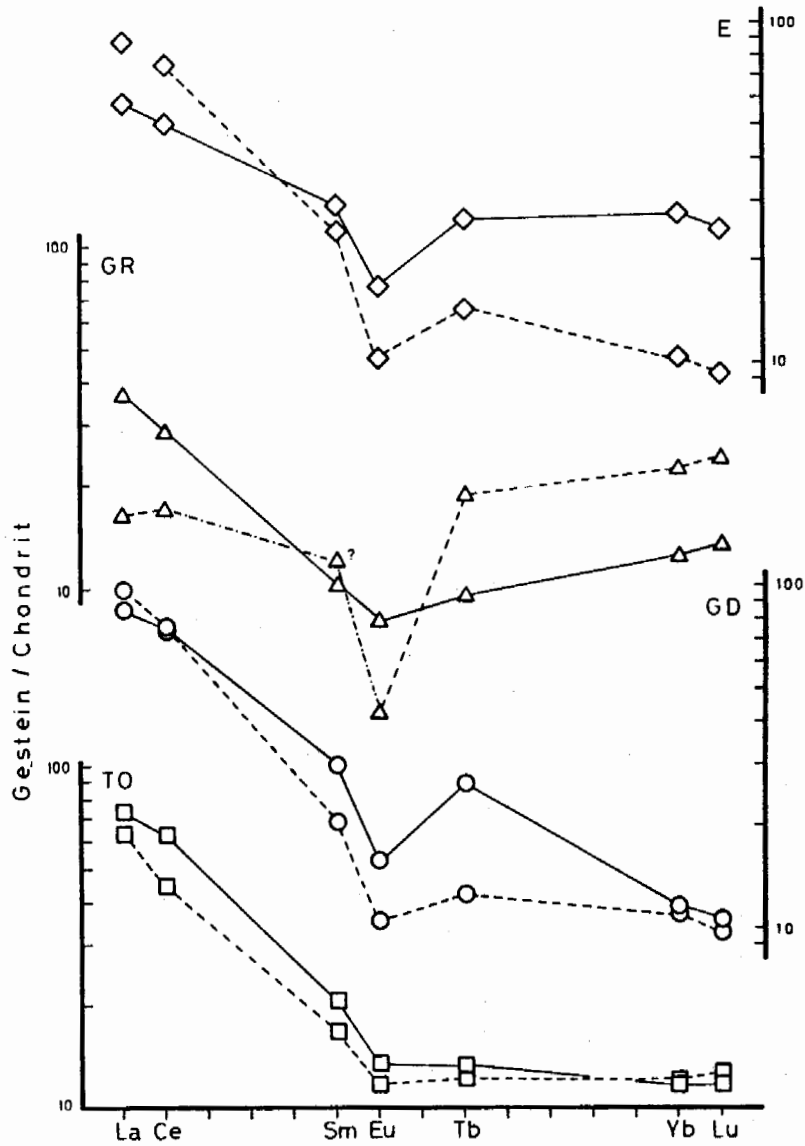


Abb. 3: Chondritnormierte Verteilung der Seltenen Erden in den Tonaliten (TO), Granodioriten (GD), Graniten (GR) und basischen Einschlüssen (E) der Rieserferner Intrusion.

ist gegen den magmatisch korrodierten Plagioklaskern scharf abgegrenzt und zeigt normalen Zonarbau mit Rekurrenzen. In dieser Zone sind die Zwillingslamellen gut entwickelt. Sie können in Richtung Plagioklaskern unstetig werden und mitunter auch auskeilen. Die Randzone der Plagioklase weist in diesen Gesteinen einen mittleren Anorthitgehalt von 30 % auf. Durch die angrenzenden Mineralphasen wird diese Zone stark beeinträchtigt und ist daher zumeist nur schwach ausgebildet (s. Taf. 1, Fig. 1).

Alkalifeldspat:

Der Alkalifeldspat ist für die nomenklatorische Zuordnung dieser Gesteine verantwortlich und erreicht in den granitischen Gesteinen Modalgehalte bis 20 % v/v. Die einzelnen Individuen zeigen ein schattenhaftes Auslöschfen mit Flecken feinsten Gitterung. Myrmekitbildung sowie eine spindelförmige perthitische Entmischung ist häufig zu beobachten. Sekundäre Zersetzungs- und Füllungserscheinungen sind nur selten vorhanden. Im Mittel weisen die Alkalifeldspäte eine Zusammensetzung von 98 Mol% Orthoklas und etwa 2 Mol% Albit auf. Die Anorthitkomponente (<0,1 Gew.% CaO) erreicht in den Alkalifeldspäten kaum eine nennenswerte Bedeutung.

Quarz:

In den Gesteinen der Rieserferner Intrusion ist Quarz, je nach Gesteinstyp, in unterschiedlichem Mengenverhältnis vertreten und weist in den Tonaliten Modalgehalte bis 23 % v/v auf. Die saureren Gesteinsvarietäten erreichen Quarzgehalte um 30% v/v. Die einzelnen Quarzindividuen sind xenomorph ausgebildet und zeigen durchwegs undulöse Auslöschung.

Biotit:

In allen drei Gesteinstypen bildet der Biotit den wichtigsten Vertreter der mafischen Gemengteile und nimmt mengenmäßig von Granit über Granodiorit und Tonalit mit 10 über 16 zu 20 Volumsprozent zu. In den Graniten stellt Biotit die einzige mafische Mineralphase dar. Die hypidiomorph bis xenomorph ausgebildeten Biotitindividuen zeigen einen Pleochroismus von hellbraun nach dunkelbraun und erreichen im Tonalit eine maximale Größe von 4 mm. Häufig sind entlang von Spaltrissen und an den Biotiträndern Anreicherungen von Titanit und Eisenhydroxid zu beobachten. In Verbindung mit diesen sind mitunter feinste Schuppen von Muskowit (<0,5 mm) zu erkennen. Als Einschlüsse im Biotit sind vor allem Apatit, Zirkon und untergeordnet Ilmenit sowie sehr selten Plagioklas zu erwähnen.

Die Mineralchemismen der Biotite wurden großteils mit der Mikrosonde bestimmt und nur von einigen ausgewählten Proben wurden die Biotite separiert und naßchemisch untersucht. Ihrem Chemismus nach liegen die Biotite im mittleren Bereich des Feldes, welches von den Endgliedern Annit–Siderophyllit–Phlogopit–Eastonit gebildet wird. Die Biotite zeigen ein relativ einheitliches Fe/(Fe+Mg)-Verhältnis um 0,55. Sie besitzen jedoch in bezug auf die Ti-Gehalte eine größere Streuung von 0,08 – 0,25/11 Ox. Die Al-Gehalte und die Besetzungsdichte in der oktaedrischen Position weisen ebenfalls größere Schwankungen von 2,6 – 3,4 bzw. 2,75 – 2,9/11 Ox auf. Die Fe³⁺-Konzentration, im Mittel um 0,117, kann als relativ gering bezeichnet werden. Mit fortschreitender Differentiation ist ein Anstieg des Fe/(Fe+Mg)-Quotienten von 0,551 auf 0,601 zu beobachten. Ein gleicher Trend ist auch bei den F-Gehalten von 0,11% auf 0,32% zu erkennen.

Amphibol:

In den Gesteinen der Rieserferner Intrusion stellen Amphibole neben Biotit den häufigsten mafischen Gemengteil dar und erreichen in den Tonaliten Modalgehalte

um 9% v/v. Am Aufbau der Granodiorite sind die Amphibole mit etwa 4% v/v nur untergeordnet beteiligt. In den Gesteinen mit granitischer Zusammensetzung konnte nur ein Korn beobachtet werden. In den basischen Einschlüssen dominiert Amphibol mit Modalgehalten um 40% v/v. Die einzelnen Amphibolindividuen, die in den Tonaliten eine maximale Größe von 15 mm erreichen sind hypidiomorph bis xenomorph ausgebildet und besitzen einen Pleochroismus von n_x : gelbgrün, n_y : grün und n_z : hellgrün. Mitunter zeigen die Amphibole in den Tonaliten im Kernbereich einzelne Cluster mit bräunlicher Färbung. Die Amphibole der Granodiorite zeigen ähnliche Strukturen wie in den Tonaliten, sind jedoch deutlich kleiner ausgebildet und besitzen einen Pleochroismus von n_x : hellgelbgrün und $n_y = n_z$: dunkelgrün. Bräunliche Cluster im Kernbereich konnten an diesen Amphibolen nicht beobachtet werden. In den basischen Einschlüssen besitzen die Amphibole einen ähnlichen Pleochroismus wie in den Tonaliten, jedoch mit ausgeprägten bräunlichen Kernen. In den Amphibolen der Tonalite und Granodiorite sind häufig Umwandlungen von Amphibol zu unregelmäßig begrenzten Biotitindividuen zu beobachten. Einzelne Amphibolindividuen zeigen mitunter Korrosionserscheinungen, die von albitreichem Plagioklas und Quarz ausgefüllt sind. Häufig vergesellschaftet mit den Amphibolen konnten unregelmäßig ausgebildete Klinozoisitaggregate festgestellt werden. Als Einschlüsse in den Amphibolen findet man vor allem Zirkon, Apatit, Ilmenit und je nach Gesteinstyp Plagioklas.

In der Nomenklatur nach LEAKE (1978) fallen die Amphibole zum Großteil in das Feld der Magnesio-Hornblende mit leichten Tendenzen zu Ferro-Hornblende, tschermakitischer und ferro-tschermakitischer Hornblende (Abb. 4). Die Amphibole weisen einen durchschnittlichen $Mg/(Mg+Fe)$ -Quotienten um 0,55 auf und besitzen in der tetraedrischen Position eine Si-Besetzung von 7,2–6,25. Eine leichte, nur undeutlich ausgebildete Zonierung ist zu beobachten.

a) Amphibole der Tonalite: Diese Amphibole weisen eine große Streuung in der Si-Besetzung und einen $Mg/(Mg+Fe)$ -Quotienten $> 0,525$ auf (Abb. 5, Feld I).

Nach ihrer Zusammensetzung erstrecken sie sich über die Felder der Magnesio-Hornblende und tschermakitischen Hornblende. In bezug auf die Zonierung fällt sowohl der $Mg/(Mg+Fe)$ -Quotient als auch der Si-Gehalt vom Kern in Richtung Rand. Eine, diesem Trend gegenläufige Tendenz zeigt die Pargasitkomponente und das über den Ladungsausgleich berechnete Fe^{3+}/Fe^{2+} -Verhältnis (Tab. 1).

b) Amphibole der Granodiorite: Die Chemismen dieser Amphibole weisen einen ähnlichen $Mg/(Mg+Fe)$ -Quotienten wie in den Tonaliten auf, besitzen jedoch eine höhere Si-Besetzungsdichte in der tetraedrischen Position (Abb. 5, Feld II).

In der Zonierung zeigen sie gleiches Verhalten wie die Amphibole der Tonalite, nur das berechnete Fe^{3+}/Fe^{2+} -Verhältnis zeigt einen entgegengesetzten Verlauf (Tab. 1).

c) Amphibole der basischen Einschlüsse: Die Amphibole dieser Gesteine weisen einen relativ variablen Chemismus auf und fallen in der Nomenklatur nach LEAKE (1978) in die Felder der Magnesio-Hornblende, tschermakitischen Hornblende und Ferro-Hornblende sowie zwei Analysen in das Feld der eisenreichen Pargasite (Abb. 5, Feld III).

Im Mittel weisen die Amphibole einen $Mg/(Mg+Fe)$ -Quotienten von 0,528–0,5712 und eine Si-Besetzungsdichte von 6,4–6,8 auf. Die zumeist gut ausgebildete Zonierung zeigt, daß die Amphibolkernbereiche einen geringeren $Mg/(Mg+Fe)$ -Quotienten und geringere Si-Gehalte aufweisen als die Amphibolränder. In bezug auf das Fe^{3+}/Fe^{2+} -Verhältnis nimmt dieses, wie bei den Granodioriten, vom Kern in Richtung Rand zu (Tab. 1).

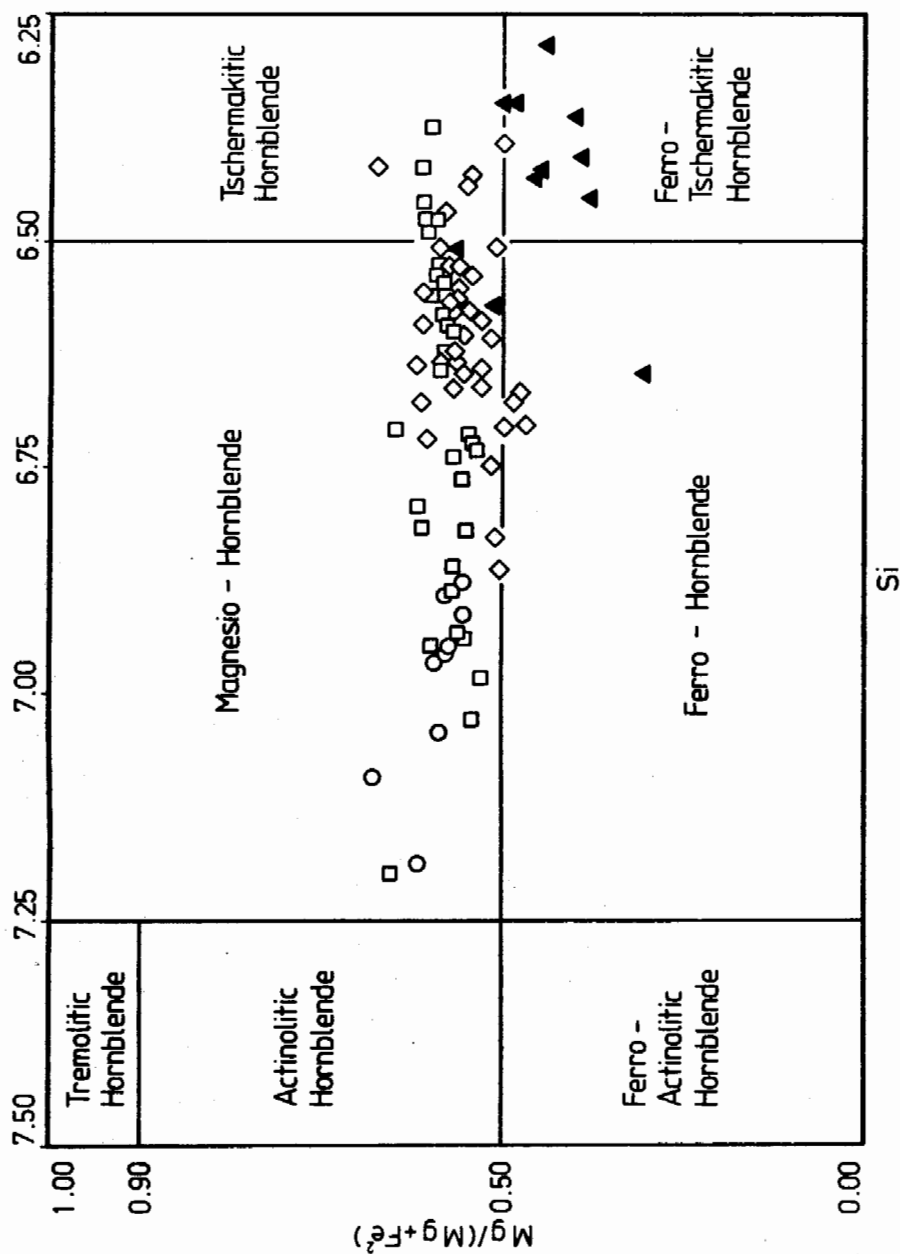


Abb. 4: Nomenklatorische Einstufung der Amphibole nach LEAKE (1978); (□) Tonalite, (○) Granodiorite, (◇) basische Einschlüsse und (▲) im Granat eingeschlossene Amphibole.

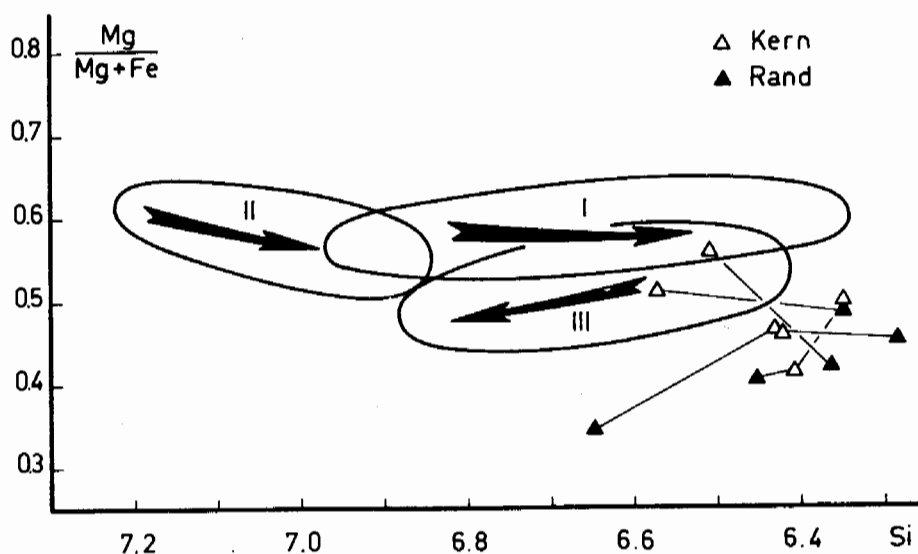


Abb. 5: Amphibolzonierung ausgedrückt durch den Quotienten $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ gegen Si^4 ; (I) Tonalite, (II) Granodiorite, (III) basische Einschlüsse und (Δ) Amphibole eingeschlossen im Granat.

Tabelle 1: Gegenüberstellung der $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ und der berechneten $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Quotienten in den untersuchten Amphibolen.

	$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$		$\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$	
	Kern	Rand	Kern	Rand
Im Granat RT-TO 149/2	$0,5072 \pm 0,0634$	$0,3740 \pm 0,0040$	$0,5861 \pm 0,1718$	$0,4566 \pm 0,0535$
Im Granat RT-TO 149/4	$0,4850 \pm 0,0240$	$0,3573 \pm 0,0030$	$0,5223 \pm 0,1358$	$0,3764 \pm 0,0424$
Tonalit	$0,5925 \pm 0,0368$	$0,5702 \pm 0,0246$	$0,3324 \pm 0,0905$	$0,3755 \pm 0,1319$
Granodiorit	$0,4358 \pm 0,0527$	$0,5128 \pm 0,0496$	$0,1612 \pm 0,1570$	$0,1269 \pm 0,1092$
Einschlüsse	$0,5208 \pm 0,0351$	$0,5712 \pm 0,0103$	$0,3456 \pm 0,0901$	$0,2996 \pm 0,0140$

d) Amphibole als Einschlüsse im Granat: Die im Granat eingeschlossenen Amphibole sind nach ihrem $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ -Verhältnis und Si-Gehalten zum Großteil als ferrotschermakitische Hornblenden einzustufen (Dreieckssignaturen Abb. 5). Alle Amphibole weisen einen Zonarbau auf, der jedoch zwei unterschiedliche Trends widerspiegelt.

Die Amphibole in der Probe RT-TO 149/2 besitzen einen Zonarbau, bei dem die Kerne einen $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ -Quotienten von 0,5072 und eine Si-Besetzung in der tetraedrischen Position von 6,47 aufweisen. In Richtung Amphibolränder verschieben sich diese Werte zu 0,3740 bzw. 6,33 und zeigen somit den gleichen Verlauf im Zonarbau wie die Amphibole der Tonalite. Neben diesen im Granat eingeschlossenen Amphibolen treten in der Probe RT-TO 149/4 ebenfalls im Granat eingeschlossene Amphibolindividuen auf, die ein wesentlich geringeres $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ -Verhältnis aufweisen. Im Kern dieser Amphibole beträgt das durchschnittliche $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ -Verhältnis 0,4850

bei einer Si-Besetzung von 6,39. Diese Zusammensetzung verschiebt sich an den Amphibolrändern zu Werten von 0,3573 bzw. 6,56 und zeigt somit gegenüber der zuvor besprochenen Zonierung eine gegenläufige Tendenz. Dieser Verlauf läßt sich gut mit der Amphibolentwicklung in den Einschlüssen korrelieren. In bezug auf das $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnis weisen sowohl die im Granat eingeschlossenen Amphibole als auch die Amphibole in den Einschlüssen ein vom Kern in Richtung Rand abnehmendes, berechnetes $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnis auf (Tab. 1).

Granat:

In den Gesteinen der Rieserferner Intrusion ist Granat nur im nordwestlichen Teil des plutonischen Körpers an der Lokalität Gelttal neben zahlreichen basischen Einschlüssen zu beobachten. Die Matrix zwischen diesen Einschlüssen bildet ein Tonalit, der neben großen Hornblendeindividuen noch Granat führt. Die einzelnen hypidiomorph ausgebildeten Granate sind stark zerbrochen und von Einschlüssen durchsiebt. Als Einschlüsse sind vor allem Plagioklas, Amphibol und Biotit zu erwähnen. Eine Besonderheit dieser Granate ist ein bereits makroskopisch erkennbarer Reaktionsraum aus Plagioklas, Amphibol und Biotit sowie Pyrrhotin oder Pyrit (Tafel 1, Fig. 2).

Chemisch gesehen bilden diese Granate einen Mischkristall aus 60 % Almandin, 18 % Pyrop, 13 % Grossular, 5 % Spessartin und 2 % Andradit mit einer leicht ausgebildeten Zonierung.

Akzessorien:

Klinozoisit: In den Gesteinen der Rieserferner Intrusion stellt Klinozoisit einen häufigen akzessorischen Gemengteil dar. Die einzelnen Individuen zeigen auffällig anomale Interferenzfarben und xenomorphe Kornform. Wie aus dem Schliffbild hervorgeht ist Klinozoisit zum Großteil an die mafischen Mineralphasen wie Biotit, hauptsächlich jedoch an Amphibol gebunden und daher in den basischen Gesteinen häufiger vertreten. Besonders entlang von Spaltrissen und Amphibolrupturen lassen sich die Verwachsungen von Amphibol und Klinozoisit gut beobachten.

Orthit: Diese akzessorische Komponente ist, abhängig vom jeweiligen Gesteinstyp, in unterschiedlicher Menge vertreten. Die zumeist idiomorph ausgebildeten Orthitindividuen erreichen eine Größe bis zu 10 mm und lassen mitunter eine Verzwilligung sowie häufig einen Zonarbau erkennen. Die einzelnen Orthitkörner werden häufig von Epidot bzw. Klinozoisit ummantelt und liegen meist ohne Kontakt zu den mafischen Mineralphasen im Feldspat-Quarz-Grundgewebe.

Ilmenit: Ilmenit bildet die einzige primärmagmatische Erzphase und scheint in der basischeren Fazies (Tonalit) leicht angereichert zu sein. Die im Schliffbild rundlich erscheinenden Ilmenitkörner sind generell in die mafischen Mineralphasen eingeschlossen und weisen in bezug auf die Elemente Ti und Fe relativ einheitliche Chemismen auf. Auffallend an diesen Ilmeniten ist ihr hoher Mn-Gehalt (bis zu 7,8 Gew.% MnO), der auch von anderen vergleichbaren Intrusivkörpern beschrieben wird.

Apatit: In den Gesteinen der Rieserferner Intrusion bildet Apatit einen häufigen akzessorischen Gemengteil. Die einzelnen Apatitindividuen zeigen rundliche Kornformen und sind hauptsächlich in Biotit und nur untergeordnet in Amphibol eingeschlossen.

Zirkon: Zirkon ist in diesen Gesteinen ein gängiger akzessorischer Gemengteil und kommt sowohl frei als auch in den mafischen Mineralphasen eingeschlossen vor, in denen er mitunter radiogene Höfe bildet.

6. Kristallisationsbedingungen - Vergleich mit experimentellen Arbeiten

Die Kristallisationsabfolge eines Magmas wird hauptsächlich durch die Temperatur, den Gesamtdruck, den Gehalt an Wasser sowie anderer flüchtiger Bestandteile und die Sauerstoff fugazität kontrolliert. Schmelzen mit granitischer bis tonalitischer Zusammensetzung wurden unter verschiedenen Bedingungen von TUTTLE & BOWEN (1958), PLATEN (1965), ROBERTSON & WYLLIE (1971), PIWINSKI (1973), MAALØE & WYLLIE (1975), WINKLER (1976) und WINKLER et al. (1975, 1977, 1978) experimentell bearbeitet.

Um nun eine Vorstellung über den Kristallisationsverlauf in den Tonaliten, Granodioriten und Graniten der Rieserferner Intrusion zu erhalten, werden diese Gesteine an Hand der experimentellen Daten von WINKLER (1976) und WINKLER et al. (1975, 1977, 1978) im System Ab-An-Or-Qz-H₂O bezogen auf 5 kbar untersucht. Um die Lage der einzelnen Projektionspunkte in den Darstellungen nicht zu verfälschen, wird für die Verrechnung der chemischen Analyse die von MIELKE & WINKLER (1979) vorgeschlagene Mesonorm verwendet. Die ermittelten normativen Gehalte an Albit, Anorthit, Orthoklas und Quarz sind in die Dreiecksdarstellungen Ab-Or-Qz und Ab-An-Or, bezogen auf 5 Kbar PH₂O, eingetragen (Abb. 6). Die einzelnen Punkte, die die Gesteinszusammensetzung darstellen (offene Signaturen), weisen für die Lage in der Projektion Ab-Or-Qz einen zu großen Gehalt an Anorthit auf, und somit liegen diese Punkte nach ihrer Zusammensetzung noch im Plagioklasraum. Dies bedeutet, daß diese Schmelzen, je nach Zusammensetzung, eine unterschiedliche Menge an anorthitreichem Plagioklas ausscheiden müssen, bis sie die kotektische Fläche (geschlossene Signaturen) erreichen. Die Menge an Plagioklas, die bis zum Erreichen der kotektischen Fläche ausgeschieden wird, beträgt für die Tonalite 35–25 % und liegt in einem Temperaturintervall von 730–700°C, für die Granodiorite 23–14 % bei 700–685°C und für die Granite 3–0 % bei 680–675°C bezogen auf 5 Kbar PH₂O (Tab. 2).

Da die Experimente bei $P_{\text{tot}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$ durchgeführt wurden, muß bei Anwesenheit anderer fluider Phasen mit einer Beeinflussung auf die Ergebnisse gerechnet werden. Die beiden Projektionen Ab-Or-Qz und Ab-An-Or zeigen, daß diese Gesteine, die im Gelände fließend ineinander übergehen, sich durch ihre mengenmäßige Ausscheidung von anorthitreichem Plagioklas bis zum Erreichen ihrer kotektonischen Zusammensetzung unterscheiden lassen. Die Bereiche von Tonalit und Granodiorit liegen relativ eng beisammen, können jedoch voneinander getrennt werden. Die Granite hingegen sind deutlich von diesen beiden Gruppen abgesetzt.

Bei der mikroskopischen Untersuchung ist in allen drei Gesteinstypen eine gleichverlaufende Kristallisationsabfolge festzustellen. Es kristallisieren zuerst Plagioklas, mehr oder weniger gleichzeitig Amphibol und Biotit und im Endstadium der Solidifikation Quarz und Alkalifeldspat. Diese Beobachtung steht in gutem Einklang mit den experimentellen Ergebnissen von WINKLER (1976) und WINKLER et al. (1975, 1977, 1978) aus denen sich eine Kristallisationsabfolge von Plagioklas, Quarz und Alkalifeldspat ergibt (Tab. 2, Abb. 6).

Vergleicht man die zeitliche Abfolge der einzelnen Mineralphasen mit den von PIWINSKII (1973) experimentell bei 1,2 und 10 Kbar PH₂O festgestellten Phasengrenzen, so lassen sich diese am besten mit der Kristallisationsabfolge bei etwa 2 Kbar PH₂O korrelieren. Dieser Druck läßt sich, wie PROCHASKA (1980) in seinen Untersuchungen gezeigt hat, auch vom geologischen Standpunkt am besten vertreten. Unter

Tabelle 2: Gegenüberstellung von Gesteinszusammensetzung und korrekischer Zusammensetzung in den Gesteinen der Rieserferner Intrusion.

GESTEIN		Qz	Ab	An	Or	Ab/An	B E M E R K U N G E N
TONALIT	Gest. Zstg.	31,74	30,61	32,55	5,10	0,94	im Plagioklasraum auf der kot. Fläche bei der Isotherme von 730°C und einem An-Gehalt von 14,5 %. Die Schmelze besteht nun aus 32,5 % Plagioklas (An 70) solid, etwa 7 % Hornblende und Biotit im Plagioklasraum
	Kot. Zstg.	47,03	30,91	14,51	7,55	2,13	
GRANO-DIORIT	Gest. Zstg.	33,71	30,77	21,68	14,25	1,24	auf der kot. Fläche bei der Isotherme von 700°C und einem An-Gehalt von 13,5 % (interpol.). Die Schmelze besteht nun aus 18 % Plagioklas (An 58) solid, 5 % Biotit und Hornblende und 77 % Schmelze. im Plagioklasraum
	Kot. Zstg.	41,10	27,81	13,71	17,37	2,03	
GRANIT	Gest. Zstg.	36,29	28,38	12,07	23,26	2,35	auf der kot. Fläche bei der Isotherme von 675°C und einem An-Gehalt von 10,7 % (interpol.). Die Schmelze besteht nun aus 2,5 % Plagioklas (An 63) solid, etwas Biotit und 95 % Schmelze. im Plagioklasraum
	Kot. Zstg.	37,22	28,16	10,76	23,86	2,62	

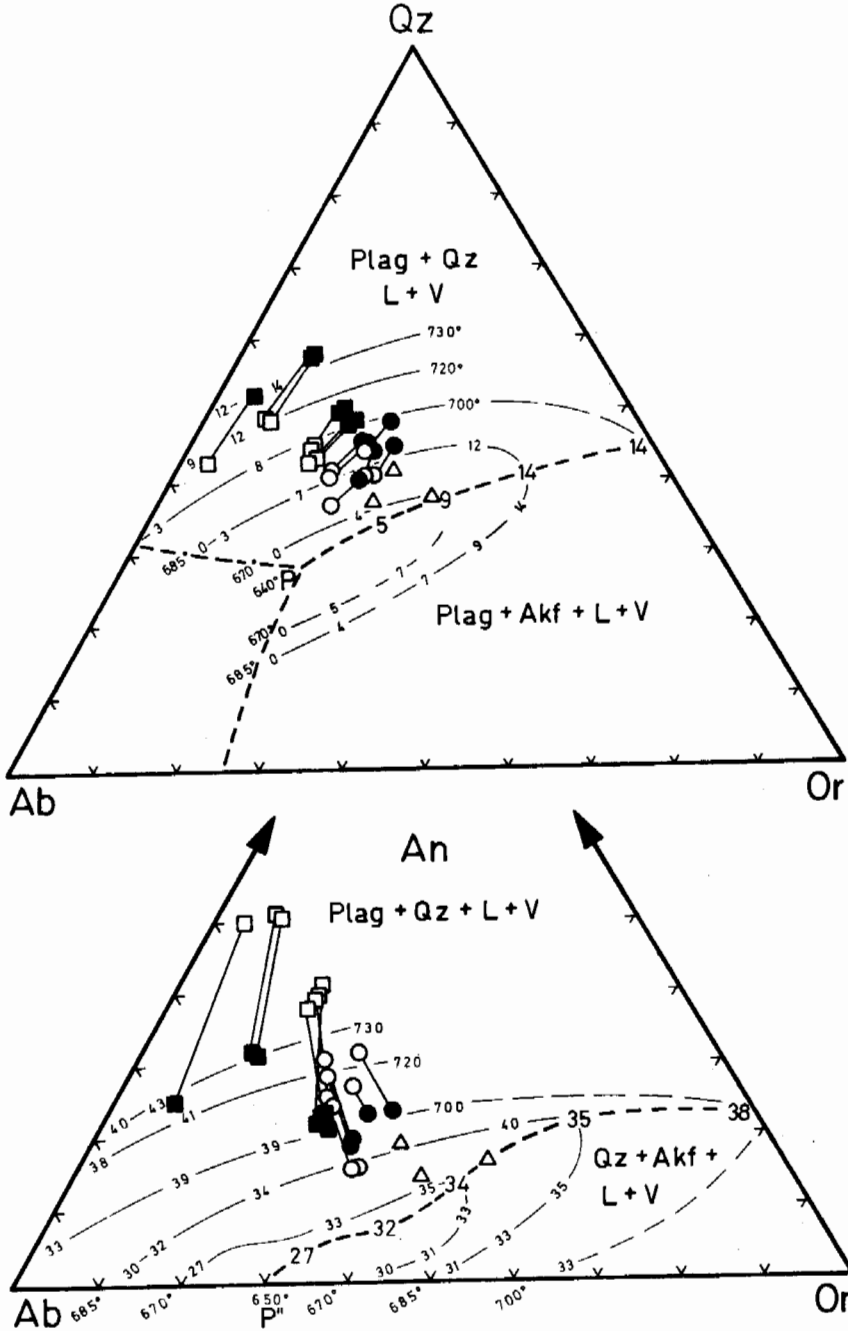


Abb. 6: Darstellung der Schmelzchemistrien im System Qz-Ab-An-Or-H₂O bei 5 Kbar P_{H₂O} (WINKLER, 1977, 1978); Signaturen wie in Abb. 1; offene Punkte - Gesteinszusammensetzung, geschlossene Punkte - Kotektische Zusammensetzung. Die Nummern geben den Anorthit- bzw. Quarzgehalt in Prozent an.

diesen Druckbedingungen beginnt in den Tonaliten eine erste Ausscheidung von Plagioklas bei 930°C . In den Granodioriten erfolgt dies bei einer Temperatur um 870°C und für die Granite bei etwa 830°C bezogen auf 2 Kbar $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$. Da jedoch eine erste Ausscheidung von Plagioklas sicherlich unter höheren Druckbedingungen erfolgt ist, dürften die tatsächlichen Temperaturen wesentlich geringer gewesen sein. Berücksichtigt man die Druckunterschiede dieser Experimente und vergleicht man die Ergebnisse von PIWINSKII (1973) mit denen aus der Darstellung nach WINKLER et al. (1975, 1977, 1978) ergeben sich durchaus vergleichbare Resultate.

Die experimentellen Arbeiten von WINKLER et al. (1975, 1977, 1978) und PIWINSKII (1973) wurden bei $\text{P}_{\text{tot}} = \text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ durchgeführt. Aus den Arbeiten von LUTH (1969), BROWN & FYFE (1970), PIWINSKII & WYLLIE (1970) und ROBERTSON & WYLLIE (1971) geht jedoch relativ einfach hervor, daß die natürlichen Granitsysteme in ihrer Entwicklungsgeschichte großteils an H_2O untersättigt sind, beziehungsweise nur in Ausnahmefällen der H_2O -Gehalt die Werte von 2–3 Gew.% übersteigt. Erst bei einer fortschreitenden Kristallisation und einem Magmenaufstieg kann es in der Schmelze zu einer derartigen Anreicherung von H_2O kommen, sodaß in gewissen Teilbereichen der Schmelze annähernd die Bedingungen $\text{P}_{\text{tot}} \sim \text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ auftreten können. Die daraus resultierenden Auswirkungen auf die Stabilitätsgrenzen der einzelnen Mineralphasen ist aus den Arbeiten von ROBERTSON & WYLLIE (1971) deutlich ersichtlich (Abb. 7). Die Soliduskurve einer H_2O -hältigen granodioritischen Schmelze besitzt eine negative Steigung, und mit steigendem Druck sinkt die Solidustemperatur bis auf 650°C ab. Die Liquiduskurve, die im unteren Bereich von Klinopyroxen und im oberen Teil von Hornblende gebildet wird, erreicht hingegen Temperaturen um 1000°C (Abb. 7 A). Die Gesteine der Rieserferner Intrusion führen jedoch OH-hältige Mineralphasen wie Amphibol und Biotit, aus deren Erscheinungsbild und Mineralchemismus auf eine primär magmatische Ausscheidung geschlossen werden kann und somit sind für diese Gesteine die trockenen Bedingungen als nicht zutreffend zu betrachten.

Eine genauere Abschätzung des H_2O -Gehaltes in der Schmelze ist anhand der Stabilitätsgrenze von Biotit möglich (MALLØE & WYLLIE, 1975). Diese ändert sich gegenüber den Phasengrenzen der OH-freien Mineralphasen bei konstanter Sauerstoff-fugazität, konstantem Gesamtdruck und wechselndem Wassergehalt in der Schmelze nur geringfügig von 840°C bei $\text{P}_{\text{tot}} = \text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ zu 875°C bei geringeren H_2O -Gehalten (Abb. 8). Demzufolge bildet die Stabilitätsgrenze von Biotit eine scharfe Schnittstelle mit den Phasengrenzen der OH-freien Minerale und die zeitliche Lage des Biotits, in bezug auf die Kristallisationsabfolge, wird im wesentlichen durch den H_2O Gehalt in der Schmelze beeinflusst. Rückschließend aus den Stabilitätsbedingungen von Biotit und der petrographisch beobachteten Kristallisationsabfolge von Plagioklas - Hornblende \rightarrow Biotit \rightarrow Quarz \rightarrow Alkalifeldspat ergibt dies für die Gesteinsschmelzen der Rieserferner Intrusion Wassergehalte von 2,5 – 6 Gew. % bezogen auf 2 Kbar bei Ni-NiO Pufferbedingungen.

7. Diskussion

Die südlich des Tauernfensters und nördlich der Defregger–Antholzer–Valser Linie liegende Rieserferner Intrusion wird von Tonaliten (ca. 40 Vol. %) Granodioriten (ca. 50 Vol. %) und Graniten (ca. 10 Vol. %) aufgebaut. Vereinzelt sind noch diverse Einschlüsse zu beobachten. Das Intrusionsalter (K/Ar und Rb/Sr Altersdatierung-

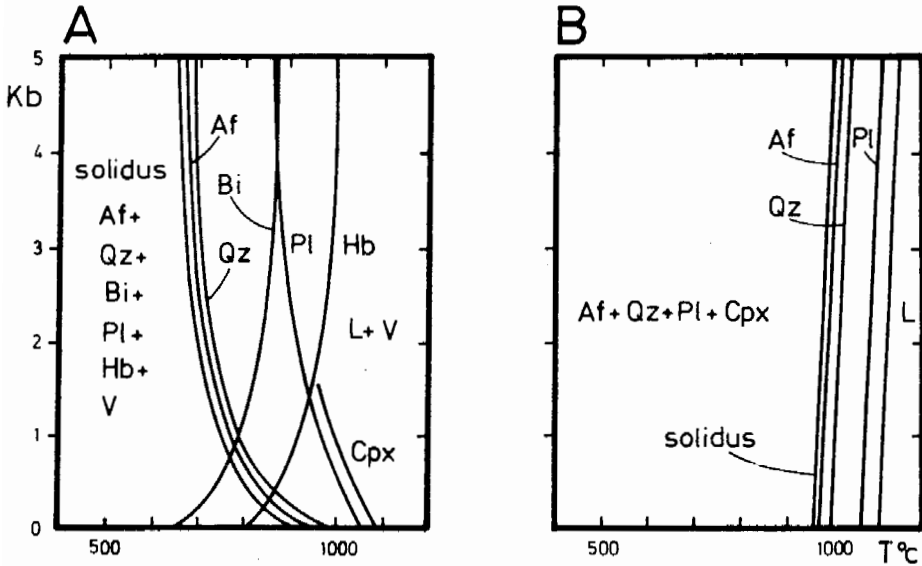


Abb. 7: Phasenbeziehungen einer granodioritischen Schmelze bei Wasserüberschuß (A) und trockenen Bedingungen (B) nach ROBERTSON & WYLLIE (1971).

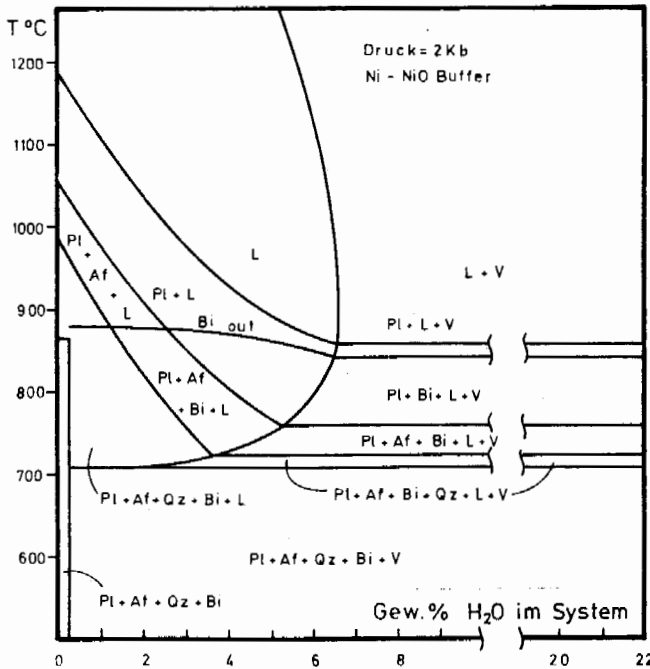


Abb. 8: Kristallisationsintervall eines Biotit-Granits als Funktion einer H₂O-hältigen Schmelze unter den Bedingungen des Ni-NiO Puffers bei 2 Kbar nach MAALØE & WYLLIE (1975).

gen) kann nach BORSI, DEL MORO, SASSI, ZIRPOLI (1979) mit 32–33 my angegeben werden.

Alle drei Gesteinstypen zeigen einen variablen Mineralbestand von stark zonargebautem Plagioklas (An_{80-30}), Alkalifeldspat, Quarz, Biotit und Amphibol sowie an einer Lokalität, im Kontaktbereich des Intrusivkörpers, etwas Granat.

Geochemisch weisen diese sauren bis intermediären Plutonite korund- und diopsidnormative Zusammensetzungen auf und zeigen einen für kalkalkalische Gesteine typischen Differentiationstrend. Diese Entwicklung kommt sowohl in den einzelnen Elementkorrelationen als auch in den Verteilungsmustern der REE gut zum Ausdruck. Wie aus dem Pauschalchemismus, der REE Verteilung und den unterschiedlichen $^{87}Sr/^{86}Sr$ Verhältnissen hervorgeht, können für die Entwicklung dieser Gesteine die Modelle einer partiellen Aufschmelzung einer kontinentalen Kruste sowie die fraktionierte Kristallisation aus einer Schmelze diskutiert werden.

a) **Aufschmelzung von ozeanischem Krustenmaterial:** Ausgehend von den Sr/Ca Korrelationen (BELLIENI, 1978) wurde diese Entstehungsmöglichkeit in Betracht gezogen.

Diese Vorstellung steht jedoch im Widerspruch mit dem Pauschalchemismus und den Verteilungsbildern der REE, die das Modell einer ozeanischen Krustenaufschmelzung nur bedingt erfüllen. In diesem Fall muß ein Ausgangsmaterial angenommen werden, welches bei einer partiellen Anatexis eine Schmelzzusammensetzung mit einer positiven Sr- und Tb_N/Yb_N (Tb chondr. normiert/ Yb chondr. normiert) Korrelation gegen den Differentiationsindex ergibt. Diese Voraussetzungen werden in der Kruste von eklogitischen Gesteinen erfüllt, die bei einer partiellen Aufschmelzung, verbunden mit einer bei geringem Druck erfolgten Kristall-Liquid Fraktionierung von Amphibol und Plagioklas, Schmelzchemismen ergeben, die mit dem beobachteten Tb_N/Yb_N Verhältnis und Sr-Gehalten vergleichbar sind. Dieses Modell kann jedoch nicht die geringe Variation der Spurenelemente (Co, Sc und Rb) erklären und somit scheint für die magmatische Entwicklung der Rieserferner Intrusion dieses Modell nicht relevant zu sein.

b) **Aufschmelzung von kontinentaler Kruste:** Für diese Modellvorstellung können am ehesten Grauwacken bzw. deren metamorphe Äquivalente als Ausgangsmaterial angenommen werden, da diese Gesteine bei einer partiellen Anatexis für Tonalite und Granodiorite geeignete Schmelzchemismen ergeben. Dieses Modell erfüllt wohl die Konzentration bezüglich der Hauptelemente, läßt sich aber nicht mit den REE und Spurenelementgehalten, sowie den mikroskopischen Beobachtungen in Einklang bringen. Bei einer partiellen Aufschmelzung einer Grauwacke müßten Granat bzw. Pyroxen im Residuum enthalten sein. Dies bedingt bei residualem Granat eine Verarmung in den HREE in der Schmelze bzw. bei Pyroxen in den LREE und in der Folge die Ausbildung einer Europiumanomalie. In den Tonaliten der Rieserferner Intrusion, die die primitivsten Schmelzen darstellen, ist in den REE-Verteilungsbildern keine Verarmung an HREE sowie eine Europiumanomalie festzustellen. Ein weiteres Argument gegen diese Modellvorstellung liefern die für gleiche Gesteine unterschiedlichen Sr-Gehalte. Ebenso könnten die hohen Anorthitgehalte in den Plagioklaskernen durch dieses Modell nicht geklärt werden, da für die Bildung dieser Plagioklaskerne Temperaturen von $850^{\circ}C$ bezogen auf 5 Kbar PH_2O notwendig sind, und unter diesen P-T Bedingungen bereits eine quantitative Aufschmelzung erfolgt. Ein derartig steiler geothermischer Gradient ist jedoch in dieser geologischen Position nicht zu erwarten und aus diesen Gründen scheidet für die Bildung

der Rieserferner Intrusion eine partiell aufgeschmolzene kontinentale Kruste des Ostalpins als eher unwahrscheinliche Möglichkeit aus.

c) **Fraktionierte Kristallisation aus einer Schmelze:** Auf das Modell einer Kristall-Liquid Fraktionierung kann aus der geringen Variation der Haupt- sowie einiger Spurenelemente (Co, Sc und Rb) gegen den Differentiationsindex geschlossen werden. In diesem Modell können unabhängig von der Zusammensetzung des Stammagmas (vermutlich eine Schmelze mit andesitischer Zusammensetzung), die einzelnen Korrelationen durch eine stufenweise Kristall-Liquid Fraktionierung erklärt werden. Wobei eine erste, unter höherem Druck stattfindende Fraktionierung von Amphibol und eventuell Granat, jene Schmelzchemismen (Tonalite, Granodiorite) bildet, die eine positive Korrelation von Tb_N/Yb_N sowie Sr gegen den Differentiationsindex und ein $Tb_N/Yb_N > 1$ aufweisen. In einer zweiten Stufe, bei geringerem Druck, erfolgt neben einer Reaktion von Granat zu Plagioklas eine Fraktionierung von Amphibol. Bei diesem zweiten Fraktionierungsschritt werden jene Gesteine gebildet (Tonalite, Granodiorite und Granite), die höhere SiO_2 - und geringere Sr-Gehalte sowie ein Verhältnis von $Tb_N/Yb_N < 1$ aufweisen.

Abschließend kann gesagt werden, daß die Verteilung der Seltenen Erden in den Gesteinen der Rieserferner Intrusion einem Kalkalkali-Trend folgt, der große Ähnlichkeit mit den, an Kontinentalrändern auftretenden, intermediären kalkalkalischen Gesteinen zeigt. Das Ausgangsmaterial für diesen plutonischen Körper könnten andesitische Schmelzen darstellen, deren Chemismus durch verschiedene Fraktionierungs- bzw. Assimilationsprozesse verändert wurden, sodaß sie heute als Tonalite, Granodiorite und Granite die Rieserferner Intrusion aufbauen. Diese Vorstellung würde einer partiellen Aufschmelzung von ozeanischem Krustenmaterial in einer Subduktionszone entsprechen, verbunden mit einer fraktionierten Kristallisation in einer Magmenkammer. Im vorliegenden Fall, der Rieserferner Intrusion, fehlen jedoch ausreichende Kenntnisse über die paläogeologische Situation, daher ist eine Modellvorstellung, Subduktion eines Ozeanbodens, nicht eindeutig belegt. Für die Bildung der Rieserferner Intrusion scheint zwar die Möglichkeit einer partiell aufgeschmolzenen, kontinentalen Kruste des Ostalpins unwahrscheinlich zu sein; hingegen wäre aber die Vorstellung einer teilweisen Aufschmelzung des südlichen (heutigen) Tauernkristallins in Kombination mit Differentiation bzw. fraktionierter Kristallisation für die Bildung der Rieserferner Intrusion denkbar. Die Mischung aus Ophiolithen und kontinentalem Krustenmaterial würde in diesem Fall auch die stark schwankenden $^{87}Sr/^{86}Sr$ Verhältnisse erklären.

Grundsätzlich stellt die periadriatische Linie ein ausgezeichnetes Lineament dar und das wiederholte Auftreten von intermediären bis sauren Magmatiten kann als Hinweis auf eine alpidische Subduktionszone gedeutet werden.

Einzelne Entwicklungsstadien der Schmelze lassen sich noch vereinzelt in den verschiedenen Mineralphasen nachweisen. Wie aus den Untersuchungen der Schmelzzusammensetzung nach WINKLER (1976), WINKLER et al. (1975, 1977) im System Ab-An-Or-Qz-H₂O bezogen auf 5 Kbar hervorgeht, führen die tonalitischen Schmelzen bei 5 Kbar PH₂O bereits einen großen Anteil (etwa 33 %) an Plagioklas (An 70) als Solidusphase, der deutliche Korrosionsspuren aufweist, die als Anzeichen für P-T Schwankungen in der Magmenkammer gewertet werden können. Aus diesem tonalitischen Stammagma bilden sich dann durch eine Kristall-Liquid Fraktionierung die granodioritischen bis granitischen Schmelzen. Als Hinweis für die Richtigkeit dieser Annahme können die in diesen Gesteinen (Granodiorite und Gra-

nite) auftretenden anorthitreichen Plagioklaskerne, die durchaus den Plagioklaskernen der Tonalite entsprechen, betrachtet werden. Ebenso liefert die Verteilung der REE mit einer zunehmenden negativen Europiumanomalie von Granodiorit zu Granit das zu erwartende Bild.

Anhand der Amphiboluntersuchungen konnte gezeigt werden, daß sich die Amphibole der basischen Einschlüsse in bezug auf die Kern-Rand Zonierung deutlich von den liquidmagmatisch gebildeten Amphibolen in den Tonaliten und Granodioriten durch ein entgegengesetztes Verhalten des $Mg/(Mg+Fe)$ -Quotienten unterscheiden (Tab. 1). Durch diese Unterscheidung konnte auch das lokale Auftreten von Granat geklärt werden. Diese Granate führen Amphibole mit unterschiedlicher Kern-Rand Zonierung als Einschlüsse, bei denen die eine Zonierung die Amphibolentwicklung in den basischen Einschlüssen und die andere den Entwicklungstrend der liquidmagmatisch gebildeten Amphibole widerspiegelt. Auf Grund dieser Tatsache und der an dieser Lokalität gehäuften Amphibolführung im Tonalit konnte diese lokale Granatbildung anhand eines einfachen „magma mixing“-Modells erklärt werden. So ergibt eine normal-tonalitische Schmelze, kontaminiert mit 5 % Einschlußmaterial, der durchschnittlichen Zusammensetzung der basischen Einschlüsse entsprechend, eine Schmelzzusammensetzung, die dem Chemismus nach einem granatführenden Tonalit entspricht. Ein weiteres Argument für eine Granatbildung während des Intrusionsvorganges bei Drucken $P_{H_2O} < 5$ Kbar kann auch in den Plagioklaseinschlüssen (An_{60-40}) gesehen werden, da derartige Anorthitgehalte bei einer primärmagmatischen Ausscheidung von Granat aus petrogenetischen Gründen nicht realisierbar sind. Für die Gesteine der Rieserferner Intrusion ergibt sich nun folgendes, in verschiedene Teilakte auflösbares, Kristallisationsintervall. Wie bereits erwähnt, bilden die anorthitreichen Plagioklaskerne neben Ilmenit eine erste Solidusphase bei Drucken $P_{H_2O} \geq 5$ Kbar. Im weiteren Kristallisationsverlauf unter geänderten P-T Bedingungen, die auf den fortschreitenden Intrusionsvorgang zurückgeführt werden können, werden die Kernplagioklase vom Hüllplagioklas ummantelt ($P_{H_2O} > 2$ Kbar). In diesem Kristallisationsintervall solidifiziert ein Großteil der Schmelze unter Ausscheidung von Plagioklas (mit der Zusammensetzung der Hüllplagioklase) neben einer mehr oder weniger gleichzeitigen Kristallisation von Amphibol und Biotit. Im Endstadium der Kristallisation bei $P_{tot} \cong 2$ Kbar $\cong P_{H_2O}$ wird der Plagioklasrand sowie Quarz und Alkalifeldspat gebildet. Aus der Ausscheidungsfolge (Plagioklas-Hornblende, Biotit-Quarz-Alkalifeldspat) ergeben sich für das finale Kristallisationsstadium nach MAALØE & WYLLIE (1975) unter den Bedingungen des Ni-NiO Puffers bei $P_{tot} = 2$ Kbar Wassergehalte von 2,5–6 Gew. % in der Schmelze. Das Temperaturintervall für die Kristallisation dieser Gesteine kann mit Hilfe des Plagioklasthermometers nach KUDO & WEIL (1970) mit $850^\circ - 600^\circ C$ bezogen auf 5 Kbar P_{H_2O} angegeben werden. Vergleiche mit den experimentellen Daten von PIWINSKII (1973) bei 2 Kbar P_{H_2O} , dieser Druck ist auch mit den Kontakterscheinungen und der geologischen Situation durchaus vertretbar (PROCHASKA, 1980), ergeben für eine Erstausscheidung von Plagioklas Temperaturen um $930^\circ C$ für die Tonalite, $870^\circ C$ für die Granodiorite und $830^\circ C$ für die Granite. Da jedoch eine erste Ausscheidung von Plagioklas sicherlich unter höheren Druckbedingungen erfolgt ist, dürften die tatsächlichen Temperaturen wesentlich geringer gewesen sein.

8. Literatur

BECKE, CH., 1892: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. — Tschers-

- mak mineral.-petrogr. Mitt., 13, 379–432, Wien
- BELLIENI, G., COMIN CHIAROMONTI, P., VISONA, D., 1976: Contributo alla conoscenza del plutone delle Vedrette di Ries (Alpi Orientali). – *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 95, 351–370, Roma.
- BELLIENI, G., 1977: Caratteri geobarometrici delle intrusioni granitiche del plutone delle Vedrette di Ries (Rieserferner) (Alto Adige Orientale) alla luce dei sistemi sperimentali Q–Or–Ab–An–H₂O. – *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 33, 631–645, Padua.
- , 1978: Caratteri geochimici del massiccio granodioritico tonalitico delle Vedrette di Ries (Rieserferner) Alto Adige Orientale. – *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 34, 527–548, Padua.
- , MOLIN, G. M., VISONA, D., 1978: The petrogenetic significance of the garnets in the intrusive massifs of Bressanone and Vedrette di Ries (Eastern Alps – Italy). – *N. Jb. Mineral. Abh.*, 136, 138–153, Stuttgart.
- , PECCERILLO, A., POLI, G., 1981: The Vedrette di Ries (Rieserferner) Plutonic Complex: Petrological and Geochemical Data Bearing on Its Genesis. – *Contr. Min. Petr.*, 78, 145–156, Berlin–Heidelberg.
- BENCE, A. E., ALBEE, A. L., 1968: Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. – *J. Geol.*, 76, 382–402, Chicago.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., ZIRPOLI, G., 1979: On the age for the Vedrette di Ries (Rieserferner) massif and its geodynamics significance. – *Geol. Rundschau*, 68, 41–60, Stuttgart.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P., MARCHAL, M., 1980: A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁ R₂-diagram and major-element analysis – its relationship with current nomenclature. – *Chem. Geol.*, 29, 183–210, Amsterdam.
- DIDIER, J., 1973: *Granites and their enclaves.* – 393 S., Elsevier scientific publishing Company, Amsterdam–London–New York.
- EXNER, Ch., 1976: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineaments. – *Verh. Geol. B.-A.*, 3–64, Wien.
- GRATZER, R., 1982: Ein Beitrag zur Petrologie der Rieserferner Intrusion in Ost- und Südtirol. – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 96 S. Wien.
- KUDO, A. M., WEIL, D. F., 1970: An igneous plagioklas thermometer. – *Contr. Min. Petr.*, 25, 52–65, Berlin–Heidelberg.
- LEAKE, B. E., 1978: Nomenclature of amphiboles. – *Can. Mineral.*, 16, 501–520, Toronto.
- LUTH, W. C., 1969: The system NaAlSi₃O₈–Si₂ and KAlSi₃O₈–SiO₂ at 20 Kb and the relationship between H₂O content, P_{H₂O} and P_{total} in granitic magmas. – *Am. J. Sci.*, 267, 325–341, New Haven.
- MAALØE, S., WYLLIE, P. J., 1975: Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water undersaturated conditions. – *Contr. Min. Petr.*, 52, 175–191, Berlin–Heidelberg.
- MIELKE, P., WINKLER, H. G. F., 1975: Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine. – *N. Jb. Mineral. Mh.*, 10, 471–480, Stuttgart.
- MÜLLER, R. F., SAXENA, S. K., 1977: *Chemical Petrology.* – 394 S., New York–Heidelberg–Berlin (Springer).
- PIWINSKII, A. J., 1973: Experimental studies of igneous rocks series, central Sierra

- Nevada batholith, California. Part II. – N. Jb. Mineral. Mh. 5, 193–215, Stuttgart.
- , WYLLIE, P. J., 1970: Experimental studies of igneous series: "Felsic Body Suite" from Needle Point pluton, Wallowa batholith, Oregon. – J. Geol. 78, 52–76, Chicago.
- PLATEN, H., 1965: Kristallisation granitischer Schmelzen. – Contr. Min. Petr., 11, 334–381, Berlin–Heidelberg.
- PROCHASKA, W., 1980: Der Kontakthof der Rieserferner Intrusion in Ost- und Südtirol. – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 88 S., Wien.
- ROBERTSON, J. K., WYLLIE, P. J., 1971: Rock – water systems, with special reference to the water – deficient region. – Am. J. Sci., 271, 252–277, New Haven.
- SALOMON, W., 1897: Über das Alter der periadriatischen granitischkörnigen Massen. – Eclogae Geol. Helv., 5, 33–38, Basel.
- STRECKEISEN, A., 1974: Classification and nomenclature of plutonic rocks. – Geol. Rundschau, 63, 773–786, Stuttgart.
- TUTTLE, O. F., BOWEN, N. L., 1958: Origin of granite in the lighth of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – KAlSi_3O_8 – SiO_2 – H_2O . – Mem. Geol. Soc. Am., 74, 78 p., Baltimore.
- WINKLER, H. G. F., 1976: Petrogenesis of metamorphic rocks. – 4. Aufl., 334 S., New York–Heidelberg–Berlin (Springer).
- , BOESE, M., MARCOPOULOS, TH., 1975: Low temperature granitic melts. – N. Jb. Mineral. Mh., 1975, 245–268, Stuttgart.
- , BREITBART, R., 1978: New aspects of granitic magmas. – N. Jb. Mineral. Mh., 1978, 463–480, Stuttgart.
- , DAS, B. H., BREITBART, R., 1977: further data of low temperature melts existing on the quartz + plagioklase + liquid + vapour isobaric cotectic surface within the system Qz – Ab – An – H_2O . – N. Jb. Mineral. Mh., 1977, 241–247, Stuttgart.

TAFEL 1

Fig. 1: Zonar gebauter Plagioklas mit Korrosionserscheinungen; X Nicols, Bildbreite ca. 5 mm.

Fig. 2: Stark zerbrochener Granat mit ausgeprägtem Reaktionssaum, mit Einschließen von Plagioklas (hell), Amphibol und Biotit (dunkel). // Nicols, Bildbreite ca. 7,5 mm.



Fig. 1

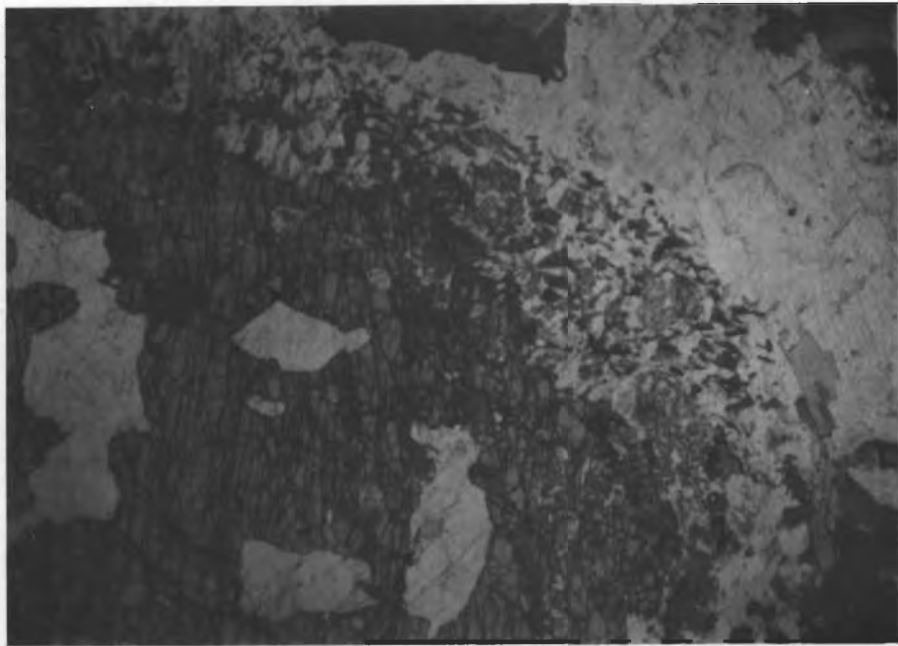


Fig. 2

Satzungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich

§ 1: Name und Sitz der Gesellschaft

Die Gesellschaft führt den Namen „Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich“ und hat ihren Sitz in A-1010 Wien, Universitätsstraße 7/III.

§ 2: Zweck der Gesellschaft

Die „Gesellschaft“ hat folgenden Zweck:

- 1: Vertiefung und Ausweitung der wissenschaftlichen Ausbildung ihrer ordentlichen und außerordentlichen Mitglieder durch Vorträge, Exkursionen, Herausgabe wissenschaftlicher Druckschriften, Studenten- und Literaturtausch im In- und Ausland, Beschickung internationaler fachlicher Tagungen im In- und Ausland und andere geeignet erscheinende Veranstaltungen.
- 2: Unterstützung von Mitgliedern bei der Stellensuche durch Zusammenarbeit mit in- und ausländischen Stellen.

§ 3: Finanzierung der Gesellschaft

Die Finanzierung erfolgt durch:

- 1: Die Mitgliedsbeiträge der ordentlichen und außerordentlichen Mitglieder.
- 2: Die Beiträge der fördernden Mitglieder.
- 3: Freiwillige Spenden aller Art.

§ 4: Mitglieder

Die Gesellschaft setzt sich aus ordentlichen, außerordentlichen und fördernden Mitgliedern zusammen.

- A) Ordentliches Mitglied kann jeder Student der Erdwissenschaften werden.
- B) Außerordentliches Mitglied kann jeder Jungakademiker der Erdwissenschaften in den ersten fünf Jahren nach Abschluß des Studiums werden. Ordentliche Mitglieder werden nach Abschluß des Studiums außerordentliche Mitglieder.
- C) Förderndes Mitglied kann jeder werden, der darum ansucht oder von der Gesellschaft hiezu ernannt wird. Die fördernden Mitglieder haben keine Mitgliedsbeiträge zu zahlen, haben aber auch keine gesellschaftlichen Rechte und Pflichten.

§ 5: Aufnahme der Mitglieder

Ordentliche, außerordentliche und fördernde Mitglieder werden mit einfacher Stimmenmehrheit vom Ausschuß aufgenommen. Die Aufnahme eines Bewerbers kann ohne Angabe von Gründen abgelehnt werden. Dem Abgewiesenen steht das Recht zu, bei der Vollversammlung neuerdings um Aufnahme anzusuchen; die Vollversammlung entscheidet mit 2/3-Mehrheit über den Antrag, wobei sie nicht verpflichtet ist, die Gründe einer Ablehnung bekanntzugeben.

§ 6: Rechte der Mitglieder

1. Ordentliche Mitglieder haben folgende Rechte:
 - a) Besuch aller gesellschaftlicher Einrichtungen (Bibliotheken, Laboratorien, Sammlungen und dergleichen).
 - b) Passives Wahlrecht in den Ausschuß oder in die Schriftleitung.
 - c) Antragstellung und Stimmrecht in der Vollversammlung.
- 2) Außerordentliche Mitglieder haben die gleichen Rechte wie die ordentlichen mit Ausnahme des Punktes c.

§ 7: Pflichten der Mitglieder

- 1: Ordentliche Mitglieder haben folgende Pflichten:
 - a) Ständige Mitarbeit zur Erreichung des Gesellschaftszweckes.
 - b) Bezahlung des von der Vollversammlung festgesetzten Mitgliedsbeitrages innerhalb der ersten drei Monate eines Geschäftsjahres. Ermäßigungen und Befreiungen können vom Ausschuß auf Ansuchen gewährt werden, welcher mit einfacher Stimmenmehrheit über den Antrag entscheidet.
- 2: Außerordentliche Mitglieder haben die folgenden Pflichten:
 - a) ist gleich wie 1.b).

§ 8: Endigung der Mitgliedschaft

- A) Die Mitgliedschaft erlischt
 - a) bei ordentlichen Mitgliedern durch Abschluß des Studiums der Erdwissenschaften.
 - b) bei außerordentlichen Mitgliedern fünf Jahre nach Abschluß des Studiums.
- B) Die Mitgliedschaft endigt durch den Austritt. Dieser kann nur mit dem Ende eines Geschäftsjahres erfolgen.
- C) Die Mitgliedschaft endigt durch den Ausschluß eines Mitgliedes. Den Ausschluß eines Mitgliedes kann der Ausschuß mit einfacher Stimmenmehrheit beschließen. Dem ausgeschlossenen Mitglied steht das Recht zu (binnen 14 Tagen) auf schriftliche Beschwerde an die Vollversammlung, die hiezu binnen 14 Tagen einzuberufen ist, vom Tage des Einlaufens der Beschwerde beim Ausschuß gerechnet. Die Vollversammlung beschließt mit 2/3-Mehrheit über die Beschwerde. Auf Ausschluß eines Mitgliedes darf nur erkannt werden
 1. bei grober Pflichtverletzung;
 2. bei Schädigung des Ansehens oder der Arbeit der Gesellschaft;
 3. bei Nichtzahlung des Mitgliedsbeitrages trotz vorhergegangener schriftlicher Mahnung und fruchtlosem Ablauf der gesetzten Nachfrist.

§ 9: Das Geschäftsjahr

Das Geschäftsjahr ist das Kalenderjahr.

§ 10: Die Gesellschaftsorgane

Die Organe der Gesellschaft sind:

- 1) Der Ausschuß
- 2) Die Vollversammlung
- 3) Der Beirat
- 4) Das Schiedsgericht

§ 11: Der Ausschuß

Der Ausschuß besteht aus

1. Dem Obmann
2. Den Stellvertretern des Obmannes (höchstens drei)
3. Den Schriftführern (höchstens vier)
4. Dem Kassier
5. Den Stellvertretern des Kassiers (höchstens drei)

§ 12: Obliegenheiten des Ausschusses und Geschäftsordnung.

Dem Ausschuß obliegt:

1. Die Verwaltung des Gesellschaftsvermögens.
2. Die Entscheidung über die Mitgliedsaufnahme.
3. Die Entscheidung über den Ausschluß eines Mitgliedes.
4. Die Einberufung der ordentlichen und außerordentlichen Vollversammlung
5. Die Erledigung sämtlicher Gesellschaftsangelegenheiten, soweit diese nicht der Vollversammlung vorbehalten sind.
6. Ernennung und Absetzung von allen in der Schriftleitung der „Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich“ tätigen Personen.
7. Bildung und Auflösung von Arbeitsgruppen für bestimmte Zwecke.

Geschäftsordnung:

Der Ausschuß kann von jedem Ausschußmitglied einberufen werden, wobei allen Ausschußmitgliedern Ort, Zeit und Tagesordnung mindestens acht Tage vorher bekanntzugeben sind. Der Ausschuß faßt seine Beschlüsse mit einfacher Stimmenmehrheit. Zur Beschlußfassung ist die Anwesenheit von mindestens vier Ausschußmitgliedern notwendig. Bei Stimmgleichheit entscheidet die Stimme des Vorsitzenden. Ausfertigungen und Bekanntmachungen der Gesellschaft müssen vom Obmann, bzw. einem seiner Stellvertreter und einem der Schriftführer oder dem Kassier, bzw. einem seiner Stellvertreter, unterfertigt werden.

§ 13: Der Gesellschaftsobmann und seine Stellvertreter

Der Obmann, bei dessen Verhinderung einer seiner Stellvertreter, führt in den Ausschußsitzungen und in der Vollversammlung den Vorsitz. Er vertritt die Gesellschaft nach außen hin, insbesondere Behörden und dritten Personen gegenüber. Ferner vertritt er die Gesellschaft bei fachlichen Veranstaltungen im In- und Ausland, es sei denn, der Ausschuß hätte ein oder mehrere Mitglied(er) für diesen Zweck bestimmt. Er und seine Stellvertreter werden auf die Dauer eines Geschäftsjahres mit einfacher Stimmenmehrheit gewählt, wobei Wiederwahl zulässig ist. Bezüglich der Geldgeschäfte ist der Obmann zeichnungsberechtigt.

§ 14: Die Schriftführer, der Kassier und seine Stellvertreter

Die Schriftführer und der Kassier, bzw. seine Stellvertreter werden ebenfalls von der Vollversammlung auf die Dauer eines Jahres mit einfacher Stimmenmehrheit gewählt, wobei Wiederwahl zulässig ist. Die Schriftführer haben die Protokolle über alle Sitzungen und Versammlungen zu führen und den schriftlichen Verkehr der Gesellschaft zu erledigen.

Der Kassier, bzw. seine Stellvertreter, haben die Geldgebarung der Gesellschaft zu betreiben. Der Kassier ist in allen Geldgeschäften zeichnungsberechtigt: Seine Stellvertreter nur für die ihnen unterstellten, nicht in Wien eröffneten Konten.

§ 15: Die Kassaprüfer

Die Vollversammlung wählt zwei bis vier Kassaprüfer auf die Dauer eines Jahres mit einfacher Stimmenmehrheit, wobei Wiederwahl zulässig ist. Die Kassaprüfer müssen ordentliche oder außerordentliche Mitglieder sein, dürfen aber nicht dem Ausschuß angehören. Die Kassaprüfer haben das Recht und die Pflicht, die Gebarung der Gesellschaft zu überprüfen und der Vollversammlung darüber Bericht zu erstatten.

§ 16: Der Beirat

Er setzt sich aus ordentlichen und außerordentlichen Mitgliedern zusammen. Diese beraten den Ausschuß bei Gesellschaftsangelegenheiten. Der Beirat wird von der Vollversammlung auf die Dauer eines Jahres mit einfacher Stimmenmehrheit gewählt.

§ 17: Die Schriftleitung

Die Schriftleitung der „Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich“ setzt sich aus ordentlichen und außerordentlichen Mitgliedern zusammen und wird vom Ausschuß bestellt. Der Schriftleitung dürfen keine Ausschußmitglieder angehören. Ausnahmen können von der Vollversammlung mit 3/4-Mehrheit gewährt werden.

§ 18: Das Schiedsgericht

In allen Streitigkeiten aus dem Gesellschaftsverhältnis, sowohl zwischen dem Ausschuß und einzelnen Mitgliedern, als auch zwischen den Mitgliedern untereinander, entscheidet das Schiedsgericht endgültig. Das Schiedsgericht wird in der Weise zusammengesetzt, daß jeder Streitteil ein ordentliches oder außerordentliches Mitglied wählt. Diese gewählten Mitglieder wählen ein drittes zum Vorsitzenden des Schiedsgerichtes; dieser muß ebenfalls zum Kreise der ordentlichen und außerordentlichen Mitglieder gehören. Das Schiedsgericht entscheidet, ohne an bestimmte Normen gebunden zu sein, nach bestem Wissen und Gewissen und faßt seine Beschlüsse mit Stimmenmehrheit. Kommt über die Wahl des Vorsitzenden des Schiedsgerichtes keine Einigung zustande, so entscheidet das Los. Gegen eine Entscheidung des Schiedsgerichtes ist keine Berufung zulässig.

§ 19: Die Vollversammlung

Die ordentliche Vollversammlung findet jährlich bis spätestens 31. März statt und muß wenigstens acht Tage vorher den Mitgliedern bekanntgegeben werden. Der Vollversammlung ist vorbehalten:

- 1) Die Wahl und die Entlastung des Gesellschaftsausschusses
- 2) Die Wahl der Kassaprüfer und des Beirates
- 3) Entscheidung über Aufnahmeansuchen im Sinne von § 5
- 4) Beschlußfassung über Beschwerden wegen Ausschluß eines Mitgliedes.
- 5) Festsetzung des Mitgliedsbeitrages
- 6) Aufhebung oder Abänderung von Beschlüssen des Ausschusses
- 7) Satzungsänderungen
- 8) Gesellschaftsauflösung

Die Einberufung einer außerordentlichen Vollversammlung muß erfolgen, wenn wenigstens zehn ordentliche Mitglieder unter schriftlicher Bekanntgabe der Tagesordnung bei einem Mitglied des Ausschusses darum ansuchen. Der Ausschuß

ist verpflichtet, binnen eines Monats die Vollversammlung einzuberufen. Die Vollversammlung ist beschlußfähig, wenn ein Drittel der Mitglieder anwesend ist. Ist diese Anzahl nicht erschienen, so findet eine halbe Stunde später eine neue Vollversammlung statt (mit derselben Tagesordnung), welche ohne Rücksicht auf die Anzahl der erschienenen Mitglieder beschlußfähig ist. Alle Wahlen und Beschlüsse erfolgen, sofern es in den Satzungen nicht anders vorgeschrieben ist, mit einfacher Stimmenmehrheit. Bei Stimmengleichheit entscheidet die Stimme des Vorsitzenden. Beschlüsse sind wörtlich ins Protokoll aufzunehmen.

§ 20: Auflösung der Gesellschaft

Die Gesellschaft ist als aufgelöst zu betrachten, wenn die Auflösung mit 3/4-Mehrheit in einer eigens einberufenen Vollversammlung beschlossen wird. Die Vollversammlung beschließt gleichzeitig mit 3/4-Mehrheit, welchem wissenschaftlichen Zweck oder welcher geologischer Institution das Gesellschaftsvermögen zu widmen ist. Ist keine Einigung zu erzielen, so fällt das Gesellschaftsvermögen dem Institut für Geologie der Universität Wien zu.

ZUSAMMENFASSUNGEN
 der im Studienjahr 1983/84 abgegebenen Dissertationen
 am Institut für Geologie der Universität Wien

SPENDLINGWIMMER, R.: Beiträge zur Geologie und Hydrogeologie des Oberen Erlafgebietes (NÖ/STMK). – Diss. Formal- und Naturwiss. Fakultät Univ. Wien 1983.
 Begutachter: A. TOLLMANN und M. SCHUCH
 Promoviert am 5. Juli 1984

Durch die Kartierung des der Reisalpen-Decke zugehörigen Tormäuerlappens (Nestelbergklappen) in den niederösterreichischen Kalkvoralpen wurde dessen stratigraphisch-tektonischer Umfang erfaßt. Die Schichtfolge umfaßt neben basalen Reichenhaller Schichten eine mächtige Gutensteiner–Reiflinger Kalk-Entwicklung, auf der über Reingrabener Schiefer noch Lunzer Schichten lagern.

Die Hundsgraben-Störung wird als Hauptelement eines Bruchsystems aufgefaßt, an dem der Tormäuerlappen gegenüber der westlichen Scholle in einer Verdrehung im Norden stärker eingesunken ist als weiter im Süden.

Der im mittleren Nestelberggraben erschlossene Aufbruch anisischer Dolomite wird als Fenster der Sulzbach-Decke gewertet (Nestelberggraben-Fenster).

Die Neukartierung des Bereiches Mitterbach–Erlafsee–Neuhaus erbrachte als Hauptergebnis die Existenz einer Schuppung innerhalb der Unterberg-(Ötscher-)Decke (Mitterbach-Schuppe) die in auffallender Weise als Fortsetzung der tektonischen Strukturen von Türnitzer Aufschuppung, Annaberger-Fenster und Schmelz-Fenster gegen SW bis in die Gölller-Decke streicht. Die Schuppenbahn ist durch vereinzelt aufgeschlossene Werfener Schiefer und eine Reihe anisisch-ladinischer Kalkschollen markiert, die dem hellen Ramsadolomit, weiter südlich dem Dachsteindolomit aufliegen. Eine Überschiebungswerte von ca. 1 km ist an einigen kleinen Deckschollenklippen am Hocheck, SW Josefsberg direkt ablesbar.

In Fortsetzung der „Neuhauser Überschiebung“ SPENGLERs (1922) wurde der Verlauf der Deckengrenze Gölller-Decke/Unterberg-Decke gegen Osten bis zum Anschluß auf Blatt Schneeberg–St. Ägyd geklärt.

Die hydrogeologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet der oberen Erlaf und angrenzender Gebiete (NÖ/STMK), zeigen auf Grund des komplizierten Decken- und Schuppenbaues, der Vielzahl hydrologisch sehr unterschiedlich wirksamer stratigraphischer Schichtglieder und des ausgeprägten Reliefs, eine starke Differenzierung in zahlreiche spezifische Abflußsysteme, allenthalben tritt aber auch eine weiträumige unterirdische Karstentwässerung auf.

Bestimmend für die Karstwasserführung der zum Teil tiefreichenden kalkvoralpinen Decken sind die zum Teil stark verkarsteten, mächtigen, vorwiegend mittel- und obertriadischen Kalke und -Dolomite, wobei für die Austrittslage der Quellen einerseits Stauhazone (Haselgebirge, Werfener Schiefer, Lunzer Schichten, Kössener Schichten), andererseits der Anschnitt der Karstwasserkörper durch das tiefe Erosionsniveau maßgeblich ist.

Zur Darstellung in der „Hydrogeologischen Karte“ wurden Festgesteine und Lokersedimente, entsprechend ihrer spezifischen Verkarstungsfähigkeit bzw. Durchlässigkeit unterschieden.

Umfangreiche hydrochemische Untersuchungen machten die Abhängigkeit der Karst- und Grundwässer vom geologischen Untergrund deutlich (Kartogramme von

Gesamthärte und Kalzium-Magnesium-Verhältnis).

Durch eine Typisierung nach Gesamthärte und Ca/Mg-Verhältnis konnten Kalkwässer, Kalk/Dolomit-Mischwässer, Dolomitwässer, Gipskontaktwässer, Wässer aus Sandstein und Schiefer sowie Wässer aus Terrassenschottern unterschieden werden.

Neben dieser durch die Variation des Gesteinschemismus bedingten Unterscheidung konnte auch eine strukturbedingte Abhängigkeit erkannt werden.

Mittels mehrjähriger Meßreihen physikalischer und chemischer Parameter an ausgewählten Quellen unterschiedlicher geologischer Herkunft und Position (neben Karstquellen des seichten und tiefen Karstes wurden auch Quellen aus Kluftwasserkörpern, dem Haselgebirge und an Grenzflächen Terrassenschotter/Dolomit erfaßt) konnten charakteristische Abhängigkeiten der einzelnen Quelltypen bzw. Karstwasserleiter abgeleitet werden.

Isotopenhydrologische Untersuchungen (^3H , ^{18}O) an Quell- und Flußwässern bzw. am Niederschlag erlaubten Aussagen über Verweildauer, Speicherkapazität, Abflußkomponenten und Herkunft der Quell- und Flußwässer.

Mittlere Verweilzeiten (MVZ) von > 10 Jahren für eine Quelle des tiefen Karstes (Q 230) und $MVZ < 1$ Jahr für den Erlafursprung (Q 400) und einige Quellen aus dem Ötschermassiv (Q 61, Q 750) bezeugen die große Schwankungsbreite der altersmäßigen Zusammensetzung der Karstwässer entsprechend ihrer Herkunft aus bestimmten geologischen Formationen bzw. Einzugsgebieten.

Aus Messungen des Abflußrückganges an Quellen und der Erlaf (Pegel Kienberg) während zweier Trockenwetterperioden (TWA) im Herbst 1978 und 1979, konnten sowohl gesteinspezifische hydrologische Parameter (α -Werte von 0,1 bis 0,013), als auch das frei abflußfähige Speichervolumen abgeschätzt werden.

Durch die Auswertung klimatologisch-hydrographischer Daten wurden die Wasserhaushaltsgrößen ($N = A + ET$ reell) für das Einzugsgebiet (EZG) der oberen Erlaf bis zum Pegel Kienberg bestimmt: N (100 %) = A (70–80 %) + ET reell (30–20 %):

Die Analyse der Erlaf-Abflußganglinie (Pegel Kienberg) bzw. die Abtrennung des grund- und karstwassergebürtigen Abflußanteiles (A_U), der im Mittel der Neubildungsrate entspricht, wurde sowohl durch das MoMNQ-Verfahren (nach WUNDT, 1958 bzw. KILLE, 1970), als auch nach isotopenhydrologischen Kriterien durchgeführt:

(1977–79)	$N = A_O + A_U + ET$ reell
MoMNQ-Verf.	1351 mm = 461 mm + 549 mm + 341 mm 34 % + 41 % + 25 %
Isotopenh.	1351 mm = 223 mm + 787 mm + 341 mm
Verf.	100 % = 17 % + 58 % + 25 %

Der Abflußpendenvergleich ($l/s \text{ km}^2$) bezeugt den Wasserreichtum und die hohe Speicherkapazität im niederschlagsreichen Nordstaulagenbereich der Kalkalpen:

Erlaf (Pegel Kienberg) Mg (1965–1979) 34,5 $l/s \text{ km}^2$
MNq " 18,5 $l/s \text{ km}^2$
NNq " 10,7 $l/s \text{ km}^2$

HEJL, E.: Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – Diss. Formal- und Naturwiss. Fakultät Univ. Wien 1983. Begutachter: W. FRANK und W. RICHTER
Promoviert am 3. Februar 1984

Die vorliegende Dissertation behandelt die Metamorphose des ostalpinen Altkristallins im Bereich der Schladminger Tauern (Schladminger und Wölzer Kristallin). Ein Gebiet in der Südostecke von Blatt 127 – Schladming der ÖK 1 : 50.000 wurde im Kartierungsmaßstab 1 : 10.000 geologisch neu aufgenommen und petrographisch bearbeitet. Isotopengeologische Glimmerdatierungen mit der K-Ar- und der Rb-Sr-Methode wurden an Proben aus einem großen Bereich der zentralen und östlichen Schladminger Tauern durchgeführt.

Im Schladminger Kristallin erreichte die variszische Metamorphose die Bedingungen der Almandin-Amphibolitfazies. An grobkörnigen Muskoviten zweier Pegmatitproben wurden K-Ar-Alter von 340 ± 18 und 347 ± 20 Mio. J. (Unterkarbon) ermittelt. Diese Werte entsprechen wahrscheinlich dem Intrusionsalter der Pegmatite und wohl auch dem thermischen Höhepunkt der variszischen Metamorphose. Zwei Muskovite der Korngröße 0,42 bis 1 mm aus einem verschiefertem Pegmatit und einem chloritisierten Zweiglimmer-Plagioklasgneis ergaben K-Ar-Alter von 265 ± 14 bzw. 282 ± 15 Mio. J. (Unterperm). Sie werden als Abkühlungsalter der variszischen Metamorphose gedeutet. Eine geringfügige alpidische Beeinflussung ist aber nicht auszuschließen.

Während der alpidischen Gebirgsbildung kam es im Schladminger Kristallin zu retrograden Überprägungen der alten, amphibolitfaziellen Gesteine. Die folgenden Mineralumwandlungen bzw. -neubildungen können der alpidischen Grünschieferfazies zugeordnet werden: Chloritisierung der Granate, Chloritisierung der Biotite (bei oft gleichzeitiger Ausscheidung von Titanit und opaken Mineralen), Umwandlung der Hornblende in Chlorit und Epidot (\pm Titanit), Bildung von Aktinolith, Saussuritierung der Plagioklase, Albitblastese (z. B. in Prasiniten), Bildung von Schachbrettalbit (bei wahrscheinlich gleichzeitiger Serizitsprossung), Serizit-Chlorit-Pseudomorphosen nach Staurolith und retrograde Bildung von Chloritoid, Bildung von Leukoxen als Reaktionssaum um Ilmenit und Rutil.

Ein Hellglimmer der Korngröße 0,15–0,25 mm aus einem durchbewegten Muskovitquarzit des Schladminger Kristallins (nördlich des Hochgollings) ergab ein K-Ar-Alter von $83 \pm$ Mio. J., das durch Hellglimmersprossung an altalpidischen Bewegungsbahnen erklärt werden kann. Die K-Ar-Datierungen an Biotiten des Schladminger Kristallins ergaben altalpidische Alter von 94, 93 und 91 Mio. J., ein variszisches Alter von 276 ± 15 Mio. J. und ein hohes Mischalter von 194 ± 11 Mio. J. Das Rb-Sr-Biotitalter einer Biotitgneisprobe vom Gipfel des Prebers liegt bei 87 Mio. J.

Die schon lange bekannten Staurolith- und Disthenvorkommen in den meist mittel- bis grobkristallinen Wölzer Glimmerschiefern des Raumes Oberzeiring–Lachtal und nördlich von Oberwölz belegen eine amphibolitfazielle (variszische) Metamorphose. Die feinschuppigen Serizit-Chlorit-Schiefer des nördlichen Wölzer Kristallins haben offenbar nie amphibolitfazielle Bedingungen erreicht. Das Granat-Biotit-Geothermometer wurde auf vier mittel- bis grobkristalline Metapelitproben (Granat-Zweiglimmerschiefer und -schiefergneise) des südlichen Großsölktales angewendet. Die Ergebnisse scheinen eine Abnahme des Metamorphosegrades von S nach N zu bestätigen: An zwei Proben aus dem Bereich St. Nikolai–Mautneralm wur-

den nach der Kalibrierung von FERRY & SPEAR (1978) Gleichgewichtstemperaturen von ca. 540 bis 600 °C (für einen angenommenen Druck von 5 kbar) ermittelt. Zwei Proben aus dem nördlicheren Bereich der Ortschaft Fleiß ergaben nach dem selben Berechnungsverfahren nur Temperaturen von ca. 480 bis 550 °C (oberste Grünschieferfazies bis beginnende Amphibolitfazies).

Die südlich von Lessach (z. B. bei Ruine Turnschall) vorkommenden, Chloritoid führenden Phyllite sind primär grünschieferfazielle Gesteine, die offenbar nie die Bedingungen der Amphibolitfazies erreicht haben.

Die K-Ar-Alter der Hellglimmer von 19 Proben aus dem Wölzer Kristallin liegen zwischen 80 und 105 Mio. J. Das sehr deutliche Häufigkeitsmaximum der Alter liegt zwischen 86 und 90 Mio. J., das entspricht etwa dem Turon-Coniac. Diese K-Ar-Alter werden als Abkühlungsalter der altpidischen Metamorphose gedeutet, wobei die Abkühlung wahrscheinlich durch die Überschiebung des ostalpinen Kristallins auf kühlere unterostalpine und südpenninische Einheiten verursacht wurde (transportierte Metamorphose).

Die K-Ar-Alter der Biotite von 8 Proben aus dem Wölzer Kristallin liegen zwischen 75 und 132 Mio. J. Vier dieser Alter liegen zwischen 88 und 91 Mio. J., decken sich also ziemlich genau mit dem Häufigkeitsmaximum der K-Ar-Hellglimmeralter. Die erhöhten Biotitalter sind wohl auf den Einbau von Überschußargon zurückzuführen.

Zwei korrigierte Rb-Sr-Alter von Biotiten des Wölzer Kristallins (Lokalitäten: Sölkpaß und Mautneralm) liegen bei etwa 80 Mio. J.

Die altpidische Metamorphose des Wölzer Kristallins führte zur teilweisen Chloritisierung von Granat und Biotit. Der sekundäre Chlorit wurde häufig im Druckschatten der Granate angereichert bzw. in das Schieferungs-s verschleppt. Die jüngste Deformation – eine etwa E-W streichende Stauchfaltung – dürfte demnach alpidisch sein. Die Glimmer kristallisierten bezüglich dieser jüngsten Deformation im wesentlichen präkinematisch (variszisch?). Im Scheitelbereich der Falten und in stark geschernten Lagen fand aber eine teilweise Rekristallisation statt. Quarz rekristallisierte durch Korngrenzwanderung, zeigt aber noch deutliche Deformationsspuren (undulöse Auslöschung, Böhm'sche Streifung). Rutil und Ilmenit waren im Wölzer Kristallin alpidisch stabil (kein Leuxoken).

Aus der regionalen Verteilung der K-Ar-Hellglimmeralter ist ersichtlich, daß die altpidische Metamorphose im Wölzer Kristallin höhere Temperaturen erreicht hat als im Schladminger Kristallin: Während die Hellglimmer der Wölzer Glimmerschiefer durchwegs verjüngt wurden (auch wenn keine Rekristallisation stattfand), haben im Schladminger Kristallin die variszischen Hellglimmer ähnlicher Korngröße keine bedeutenden Argonverluste erlitten. Nach dem isotopengeologischen Temperaturkonzept, das von M. THÖNI (1981, 1982) auf das ostalpine Altkristallin westlich des Tauernfensters angewendet wurde, hätte die altpidische Metamorphose im Wölzer Kristallin die Bedingungen der oberen Grünschieferfazies (> 400 °C), im Schladminger Kristallin aber nur die Bedingungen der unteren Grünschieferfazies (ca. 300–400 °C) erreicht. Da das Schladminger Kristallin gegenüber dem Wölzer Kristallin heute eine liegende Position einnimmt, sind alpidische Deckenbewegungen zwischen diesen Einheiten und/oder eine Inversion bzw. Stirneinrollung in diesem Bereich des ostalpinen Altkristallins wahrscheinlich.

AL BABA, M. N.: Geologie der Nördlichen Kalkalpen-Randzone zwischen Leonstein und Micheldorf im Bereich der Ternberger–Reichraminger Decke (Oberösterreich). – Diss. Formal- und Naturwiss. Fakultät Univ. Wien 1983.

Begutachter: A. TOLLMANN und CH. EXNER

Promoviert am 5. Juli 1984

In der vorliegenden Arbeit wurde eine genaue Detailkartierung im Maßstab 1:10.000 zwischen Leonstein und Micheldorf im Bereich Ternberger–Reichraminger Decke (Oberösterreich) durchgeführt.

Neben stratigraphischen und tektonischen Beobachtungen wurden mikrofazielle Untersuchungen gemacht. Es wurde auch die geologische Situation östlich der Steyr mit dem bearbeiteten Gebiet verglichen, um den weiteren Verlauf der geologischen Formation zu verfolgen.

Die stratigraphischen Untersuchungen erbrachten folgende Ergebnisse: Der Reiflinger Kalk wurde mikrofaziell charakterisiert. Der Wettersteinkalk stellt eine Grainstone-Fazies östlich Steyr dar. Am Landsberg wurden Opponitzer Rauhwackevorkommen entdeckt. Auf ein extrem seichtes Becken wies ein detailliertes Profil für die Plattenkalke am Georgenberg hin. Die Kössener Schichten und der Oberhähalk wurden durch eine reiche Mikrofauna der Obertrias belegt. Die Liasfleckenmergel (1,5 km NE Rinerberg Spitze) wurden durch die Mikrofauna untergliedert. Der Hierlatzkalk wurde durch seine lithologischen und mikrofaziellen Merkmale zugeordnet und ein detailliertes Profil wurde bei Altpernstein aufgenommen. Messungen der Peloide und der Ooide des massigen weißen Kalkes des Malm haben zwei Varianten gezeigt: eine mit durchschnittlichem Durchmesser von 0,08 mm im Liegenden, die andere mit 0,11 mm. Tegernseer Kalk und Haselbergkalk wurden mikrofaziell bearbeitet und erlauben eine gute Gliederung im Malm.

Für die Dolomitkonglomerate und Breccien bei Altpernstein wurde auf Grund der Mikrofauna ein Apt-Alter nachgewiesen. In den sandigen Tonmergeln dieser Serie wurde durch Schwermineralanalyse Chromspinell nachgewiesen, was unter anderem für das mittelkretazische Alter kennzeichnend ist. In der Cenomanrandzone ist für den Roten Tonschiefer auf Grund der Stratigraphie ein Ober-Alb-Alter möglich.

Es wurde ein Fazieschema der Lias-Sedimentation auf Grund fazieller Merkmale und mehrerer geologischer Profile dargestellt.

Bezüglich der Tektonik brachte die Arbeit folgende Ergebnisse: Die Micheldorfer Scharung ist eine ähnliche tektonische Struktur wie der Weyerer Bogen.

Ein Querstau im Bereich Micheldorf mit der Auswirkung der Viskosität- bzw. Kompetenzdifferenzen zwischen den einzelnen geologischen Serien hat mitgewirkt, um diese V-förmige Streichrichtung der Schichten zu bewirken.

In der Cenomanrandzone konnte der Überschiebungskontakt mit der Reichraminger Decke nachgewiesen werden.

Die südliche Grenze der Ternberger Decke wurde durch die Fortsetzung der Reiflinger Kalke und Wettersteinkalke des Gaisberges festgelegt, was TOLLMANN's tektonische Ausführungen bestätigt.

Auch bei der Ternberger Decke konnte die westliche Fortsetzung der Hochbuchberg-Schuppe nachgewiesen werden, besonders durch das Auftreten von Opponitzer Rauhwacken.

Die Reichraminger Decke wurde auf Grund der geologischen Strukturen in eine Randzone und eine innere Zone gliedert. Die Randzone stellt eine stark verfaltete

Zone mit mehreren Querverschiebungen dar. Die innere Zone wird ausschließlich von Hauptdolomit aufgebaut.

Das Streichen der Schichtung bzw. der B-Achsen weist eine markante Umdrehung im Bereich der Micheldorfer Scharung von 50° auf. Das Fehlen der untermalmischen Radiolarite wurde auf die Kompetenzdifferenzen zurückgeführt. Das Helvetikum und der Flysch wurden in Anlehnung an Arbeiten (besonders H. MAURER, 1971) und eigene Begehungen im anschließenden Gebiet beschrieben.

BUCHBESPRECHUNGEN

BOLT, B. A.: Erdbeben. — Eine Einführung. Übersetzt aus dem Englischen von Gutdeutsch, R. — 78 Abb., X + 236 S., 79 Abb., 500 g. Geheftet DM 48,—. Berlin—Heidelberg—New York—Tokyo (Springer Verlag), 1984.

Die deutsche Ausgabe ist ebenso wie das bereits 1978 erschienene englischsprachige Original als Einführung für Laien und Studienanfänger gedacht. Die leicht lesbare, von den Kapitelüberschriften her wie eine Gebrauchsanweisung anmutende Ausführung, die bei interessiertem Lesen durch immer wieder gebrachte Beispiele zur spannenden Lektüre wird, kommt mit einem äußerst geringem Formelumfang aus. Eingestreute Hinweise auf mögliche Verbesserungen der Baumethodik, der Bebenvorhersage, sowie auf beim Erdbeben selbst und danach zu beachtende Verhaltensweisen machen auf jeden Fall beim ersten Durcharbeiten eine aufmerksame Arbeit notwendig. Diese wird durch die gut gegliederten Kapitel und die herausgehobenen Zusammenfassungen erleichtert. Der Überblick über die Abbildungen wird durch die kapitelweise jeweils neu begonnene Numerierung erschwert. Geologische und geometrische Fachbegriffe werden manchmal etwas ungenau, manchmal ausgezeichnet erklärt bzw. verwendet, die Literaturliste enthält nicht alle zitierten Arbeiten. Bei einer Überarbeitung der deutschen Fassung wären Hinweise auf im deutschsprachigen Raum gültige Normen für Seismizität und Erdbebengebiete (ÖNORM B 4015, DIN 4149) leicht einzuarbeiten, unvollständig übersetzte Abbildungsbeschriftungen sowie Druck- und Übersetzungsfehler zu korrigieren. Besondere Beachtung verdienen die Liste der Fachwörter (teilweise mit den englischen Übersetzungen) und die Anhänge A—G, die die wichtigsten Daten über schwere Beben, Erdbebenskalen (MM und MSK), eine geologische Zeittabelle, seismische Parameter sowie eine vorgeschlagene seismische Instrumentierung wichtiger Bauwerke — übersichtlich zusammengefaßt, enthalten.

Das insgesamt positive Bild wird letztendlich durch den hohen Preis für diese Ausführung (Maschinschreibtext) getrübt, ebenso kann eine exaktere Eindrucksrichtigkeit erwartet werden.

W. Leithner

BUNTHEBARTH, G.: Geothermics. An Introduction. Universitext. — IX, 144 S., 66 Abb., 12 Tab., Berlin—Heidelberg—New York—Tokyo (Springer) 1984. Geheftet DM 60,—, ISBN 3—540—12751—8.

Schon seit 1980 liegt vom deutschen Geophysiker Buntebarth eine deutschsprachige Einführung in die Geothermie vor, in der er der zunehmenden Bedeutung der Erdwärme im Zuge des ständig wachsenden Energiebedarfs und somit der verstärkten Suche nach Alternativenenergien Rechnung trägt. Diese Bedeutung der Geothermie hat seither sicherlich nicht an Aktualität verloren, sondern hat vielmehr internationales Ausmaß erreicht. Es ist daher begrüßenswert, daß diese Einführung in die allgemeine und angewandte Wärmelehre des Erdkörpers nun auch in englischer Sprache erschienen ist. Dabei handelt es sich um eine im wesentlichen unveränderte Übersetzung der deutschen Fassung. Neu in diese Ausgabe aufgenommen wurden etliche Übungsbeispiele samt Lösungen am Ende der meisten Kapitel, anhand derer der Student sein Wissen rasch überprüfen kann. Dies unterstreicht bereits den Lehrbuch-Charakter dieses Buches, das in erster Linie Studenten und Interessierte der Geowissenschaften ansprechen wird, die sich mit Geothermie beschäftigen wollen.

Der Verfasser verstand es ausgezeichnet, ausgehend von einer kurzen Einführung in die physikalischen Grundlagen der Wärmeleitung, die thermischen Eigenschaften der gebirgsbildenden Gesteine, speziell die Wärmeleitfähigkeit zu erläutern. Dem folgen grundsätzliche Erklärungen zur analytischen Behandlung konduktiver Temperaturnausgleichsvorgänge in der Erdkruste sowie eine Darstellung des thermischen Zustandes des Erdinneren, in der, wenn auch nur sehr kurz, auf thermische Aspekte bei der Plattentektonik eingegangen wird.

Das Kapitel über die Methoden der Temperaturermittlung, in dem Geothermometer zur Bestimmung von Reaktionstemperaturen sowie geophysikalische Methoden besprochen werden, erfuhr gegenüber der deutschen Fassung durch die zusätzliche Beschreibung des Dolomit-Calcit-Thermometers eine kleine Erweiterung. Das Granat-Biotit-Thermometer blieb leider unberücksichtigt.

Einen klaren Bezug zur Praxis stellt der Autor mit der Übersicht über Prospektionsmethoden auf Wärmereservoire her, in der dem Leser vor allem die geophysikalischen neben den geochemischen und geologischen Methoden in gut gegliederter Weise vermittelt werden.

Das abschließende Kapitel beschäftigt sich mit den Nutzungsmöglichkeiten der Erdwärme, wobei sogar auf die dabei auftretenden möglichen Umweltbelastungen nicht vergessen wurde.

Abgesehen von wenigen unbedeutenden Druckfehlern sollte ein Übersetzungsfehler auf Seite 10 ausgebessert werden, wo es besser lauten sollte "the lattice or phonon conductivity and the conductivity by radiation" an Stelle von "the lattice or phonon conductivity by radiation".

Alles in allem ein handliches, übersichtliches und, mathematische Kenntnisse des Lesers vorausgesetzt, leicht verständliches Buch, das, sieht man vom relativ hohen Preis ab, jedem, der sich mit Geothermie befassen will, als grundlegende Einführung in diesen Themenbereich empfohlen werden kann.

H. Frimmel

DAHLBERG, E. C.: Applied Hydrodynamics in Petroleum Exploration. — 161 S., 117 Abb., New York—Heidelberg—Berlin (Springer Verlag) 1982. ISBN 0—387—90677—0.

Das vorliegende Werk behandelt in 8 Kapiteln das Verhalten von unterirdischem Erdgas, Erdöl und Wasser.

Im ersten Abschnitt werden die physikalischen Grundlagen (z. B. die Potentialtheorie) und deren Bedeutung für das Auftreten von Kohlenwasserstoffen erläutert. Dabei wird auf die grundlegende Bedeutung der Kenntnis der Druckverhältnisse im Untergrund hingewiesen.

Das zweite Kapitel behandelt den Unterschied zwischen hydrostatischen und hydrodynamischen Bedingungen mit Hilfe zahlreicher Darstellungen.

Die Untersuchung eines Gebietes in Hinblick auf potentielle Ölfallen mit Hilfe der Kenntnisse aus den ersten beiden Abschnitten wird in Kapitel 3 vorgeführt.

Der potentiometrische „Grundwasserspiegel“ steht im Mittelpunkt des vierten, das unterschiedliche Druckverhalten der verschiedenen Phasen (Gas — Öl — Wasser) und die sich daraus ergebenden Folgen im Druck/Teufe-Diagramm im Mittelpunkt des fünften Kapitels. Hierzu gibt es einige interessante Übungsbeispiele.

Im 6. Kapitel wird die Bedeutung der wäßrigen Phase für die Lokalisierung der beiden übrigen Phasen erläutert, das siebente Kapitel beschäftigt sich eingehend mit den hydrostatischen und hydrodynamischen Gegebenheiten in den verschiedenen Ölfällen.

Abschließend werden hydrodynamisch bedingte Dislokationen der Ölfallen sowie Kohlenwasserstoffanreicherungen in weitgehend strukturlosen Bereichen untersucht.

Auf Grund der sehr universellen Aufbereitung der Thematik stellt das vorliegende Werk nicht nur für Erdöl- sondern auch für Hydrogeologen eine wertvolle Bereicherung der Fachbibliothek dar. Bemerkenswert ist, daß der Autor weitgehend ohne kompliziertere mathematische Abhandlungen auskommt.

Am guten Gesamteindruck können auch vereinzelte Druckfehler — so steht etwa auf Seite 69, Figur 5—17 ein Hinweis auf Fig. 4—9, anstatt auf Fig. 5—16 — nichts ändern.

R. Pavuza

FAUPL, P.: Einführung in die Historische Geologie. — 184 S., 67 Abb., 11 Tab., 1 geol. Kt., Eisenstadt (Prugg Verlag) 1984; öS 240,—.

„Handlich im Umfang, komprimiert (und dennoch leicht verständlich) im Inhalt und gediegen in seiner Ausstattung“ könnte die Kurzcharakteristik dieses vom Prugg-Verlag in der Reihe „Universitäts—Lehr- und Studienbücher“ herausgegeben und erst seit wenigen Tagen auf dem Markt befindlichen wichtigen Buches lauten. Hervorgegangen ist es aus einem bestens bewährten Vorlesungsskriptum zu einer gleichnamigen Lehrveranstaltung von Peter FAUPL.

Die Beschäftigung mit der Geschichte der Erde zählt zu den traditionsreichsten Disziplinen der Erdwissenschaften. Von allen geowissenschaftlichen Fachgebieten ist dieser Wissenszweig, abgesehen von der Speziellen Mineralogie, am weitesten in das Bewußtsein breiter Bevölkerungskreise gedrungen. An den Universitäten stellt die Historische Geologie eine der wichtigsten erdwissenschaftlichen Grundvorlesungen dar — sie bildet das Fundament.

Das vorliegende Büchlein „Einführung in die Historische Geologie“ von Peter FAUPL ist gerade deshalb für uns so wichtig, weil es wissensmäßig den aller letzten Stand referiert, was von den diesbezüglich sonst am Markt befindlichen Lehrbüchern in deutscher Sprache nur bedingt behauptet werden kann. Als für den österreichischen Leser besonders bedeutsame Novität ist anzumerken, daß der Autor der in vergleichbaren Büchern meist nur sehr kursorisch angerissenen Darstellung des erdgeschichtlichen Geschehens im alpin-mediterranen Raum viel Platz einräumt.

Der kurze, durch unzählige prägnante Abbildungen und Tabellen bestens erschlossene Text ist für jedermann leicht verständlich. Schon deshalb ist dem Buch eine weite, nicht bloß auf die Hochschulen beschränkte Verbreitung zu wünschen.

R. Lein

FISCHER, R. V. & SCHMINCKE, H.-U.: Pyroclastic Rocks. — XIV + 472 S., 339 Abb., Berlin etc. (Springer) 1984, DM 138.—, ISBN 3—540—12756—9.

Mit vorliegendem Buch wurden FISCHER & SCHMINCKE dem Umstand gerecht, daß zwar bereits eine Unzahl von diversen Publikationen über den Themenbereich „Pyroklastika“ existiert, bislang aber kaum eine Zusammenfassung über die bisherigen Erkenntnisse in diesem inzwischen sehr umfangreichen Stoffgebiet zur Verfügung stand (z. Bsp. SELF, S. & SPARKS, R. S. J.: Tephra studies. — 481 S., Dordrecht (Reidel) 1981).

Das amerikanisch-deutsche Autorenduo schaffte ein Werk, das interdisziplinär weite Bereiche der Geowissenschaften anspricht. In leicht verständlicher Weise wird das ganze Spektrum an Gesteinen, die unter den Begriff „Pyroklastika“ fallen, näher beleuchtet, Vorkommen und Entstehungsgeschichte derselben erklärt. Ausgehend von einer Bestandsaufnahme der Typen und Formen von Vulkanen bildet die Beschreibung der möglichen Magmasysteme und deren geochemischen wie physikalischen Eigenschaften den ersten Teil des Buches. Der Hauptteil gilt der Sedimentologie der verschiedenen pyroklastischen Ablagerungen (im weitesten Sinn). Dem folgen Bemerkungen zur Verwitterung von vulkanischem Glas, zur Diagenese und Metamorphose vulkanoklastischen Materials.

Im dritten Teil werden stratigraphische Probleme von Pyroklastika in Zusammenhang mit unterschiedlichen vulkanischen Faziesbereichen diskutiert, und letztere in einem abschließenden Kapitel in den großtektonischen Einheiten gemäß des plattentektonischen Modells beschrieben.

Grundkenntnisse aus der Petrographie und Geologie werden beim Leser vorausgesetzt, doch werden allgemeine Zusammenhänge am Anfang der jeweiligen Abschnitte kurz erklärt. Die ständige Einbeziehung praktischer Beispiele (hauptsächlich aus dem nordamerikanischen Raum) und die reichliche Illustration mit instruktiven Abbildungen erleichtert ein rasches Verständnis der einzelnen Kapitel.

Mit „Pyroclastic Rocks“ gelang den Autoren ein umfassendes, und doch ins Detail gehendes Werk, das in keiner geologischen wie petrographischen Bibliothek fehlen sollte.

H. Frimmel

FOSSILIEN, Zeitschrift für Hobbypaläontologen; Herausgeber: W. K. WIEDERT. — Hft. 1–6, Korb (Goldschneck-Verlag) 1984, Jahresabo. DM 54.— (zzgl. Porto + Verpackung), ISSN 0175–5021.

Nachdem Fossilien Sammlern und Hobbypaläontologen bisher im deutschen Sprachraum nur Zeitschriften zur Auswahl standen, in denen die Paläontologie eine eher stiefmütterliche Rolle spielte bzw. nur am Rande behandelt wurde, liegt nun seit Beginn dieses Jahres begrüßenswerterweise erstmals eine Zeitschrift vor, die ausschließlich der Paläontologie gewidmet ist.

„Fossilien“ erscheint zweimonatlich (sechs Hefte im Jahr) mit einem Umfang von je etwa fünfzig Seiten. Die einzelnen Beiträge sind reichlich illustriert mit Zeichnungen, Schwarzweiß- und Farbfotos; im folgenden Querschnitt durch die Titel in den ersten Heften: Auf Saurierpirsch in Enciso, Anschliff, Dünnschliff, Folienabzug, Leitfossilien: Aalen, Barreme und Apt, Jura-Ammoniten, Fossile Früchte und Samen, Die Gattung Camerogalus, Fossilien im Volksglauben, Fossile Fische aus Brasilien, Fossilien in Kärnten, Bestimmung tertiärer Blattreste, Fossilien aus dem Schrottenkalk u. a.

Abgerundet wird „Fossilien“ durch eine Rubrik „Aktuelles — Information — Notizen“.

Im Sinne der Hobbypaläontologen, die populärwissenschaftliche Artikel den streng wissenschaftlichen, Laien oft nicht so verständlichen, vorziehen, kann dieser Zeitschrift nur viel Erfolg gewünscht werden.

H. Frimmel

HERRMANN, A. G.: Radioaktive Abfälle. Probleme und Verantwortung. — XI, 256 S., 54 Abb., 34 Tab., Berlin etc. (Springer) 1983; geheftet DM 18.—.

Gleichgültig wie der Geologe zur Frage des Einsatzes von Atomkraft als Energiequelle steht und gleich wie der Aspekt der Sicherheit und der Ökonomie — heute anders als zu Beginn des Atomzeitalters — gesehen wird, hat sich der Erdwissenschaftler mit dem Problem der Beseitigung der radioaktiven Abfälle zu befassen, nachdem im Jahre 1984 bereits 317 Atomkraftwerke in 25 Ländern der Erde für das Anwachsen des Atommüllabfalles und der damit verbundenen gravierenden Probleme sorgen.

Nach den ungünstigen Ergebnissen der Untersuchung des deutschen Salzstockes in Gorleben und besonders nach den eklatanten Mißerfolgen der Suche der Schweizer NAGRA nach einem Endlager in der Schweiz gewinnt demnach das Buch von A. G. HERRMANN über dieses Problem besondere Bedeutung, da in diesem Buch einmal der verantwortungsbewußte Erdwissenschaftler zu Wort kommt und nicht wie in manch bunten Broschüren der Betreiber der Nuklearindustrie über das wahre Ausmaß der Probleme leichtfertig hinweggegangen wird.

Prof. Herrmann/Göttingen gibt zunächst einen Überblick über das Prinzip der Radioaktivität auf natürlicher und künstlicher Basis, über deren Bedeutung in Medizin, Forschung und Energiewirtschaft. Es wird Übersicht gehalten über die anfallenden radioaktiven Abfallmengen und begründet, warum diese von der Biosphäre streng abgeschirmt werden müssen. Neben technologischen Fragen wird die Möglichkeit der Deponie des Abfalles auf der Erde, im Weltraum oder ihre Umwandlung kurz ins Auge gefaßt, dann auf die künstlichen, besonders aber die natürlichen Barrieren in der Erdkruste eingegangen und die Theorie der technischen Gestaltung eines Endlagers dargelegt. Schließlich findet das Steinsalz-Konzept, als das für die Bundesrepublik Deutschland naheliegendste, eine eingehende Erläuterung. Auch der politische Aspekt wird nicht vergessen. Das Buch schließt mit einer Reihe von Verzeichnissen über Literatur, Quellen, Fachausdrücke, Autoren und Sachgehalte.

Trotz sachlich-positiver Einstellung des Autors zum angeschnittenen Themenkreis, zieht die Warnung vor der Unterschätzung der geologischen Seite der Endlagerung durch die Techniker wie ein Leitfaden durch das Buch, das zwar die exakten Daten und Zahlen allenthalben vermittelt, aber die schwere Durchschaubarkeit geologischer Gegebenheiten nie vergißt. Das Wort Verantwortung, das im Untertitel aufscheint, wird bei keiner Betrachtung ausgeklammert. Eine wichtige kurze Übersicht für alle, die sich mit dem Problem der Entsorgung von Kernkraftwerken befassen.

A. Tollmann

KRATZSCH, H., 1983: Mining Subsidence Engineering. — XII + 543 S., 380 figs., Springer-Verl., ISBN 3-540-11930-2.

Das vorliegende Buch ist eine aktualisierte, in Englisch abgefaßte Version des 1974 erschienenen Werkes „Bergschadenkunde“ vom selben Autor. Dieses stellt das einzige Standardwerk der Bergschadenkunde dar, das auf die derzeit angewandten Abbaumethoden Rücksicht nimmt und somit im wesentlichen dem heutigen Stand der Technik entspricht.

Gut gegliedert werden sowohl die Bewegungen der tiefen Schichten — und somit die Deformation der Grubenräume —, als auch die an der Oberfläche auftretenden Bergschäden in ihrem zeitlichen Ablauf geschildert. In sehr klarer Weise werden die verschiedenen Verfahren zur Ermittlung bzw. Voraussage von bergmännisch verursachten Bodenbewegungen aufgezeigt, wobei das Hauptaugenmerk auf den Auswirkungen der langfrontartigen Abbaue in den großen Kohlenrevieren liegt.

Diese Auswirkungen werden an zahlreichen Fallbeispielen demonstriert und teilweise Schäden gegenübergestellt, die nicht auf bergmännische Arbeiten zurückzuführen sind.

Diese Fallbeispiele ermöglichen es dem Ingenieur, schon bei der Bergbauplanung auf die Auswirkungen von Eingriffen in das Gebirge Bedacht zu nehmen, sowie aufgetretene Schäden zu beurteilen. Nicht behandelt sind allerdings Bergschäden, die auf andere Ursachen als Setzungsbewegungen zurückzuführen sind, wie z. B. Sprengerschütterungen.

Trotzdem stellt dieser Band für Studenten und Lehrpersonen, sowie für den Ingenieur der Praxis ein Standardwerk dar, das in keiner Bibliothek fehlen dürfte, zumal die etwas veraltete deutsche Ausgabe von 1974 vergriffen ist.

J. Scherer

MOSELEY, F.: Übungen zur geologischen Karteninterpretation. — 78 S., 47 Abb., kartoniert, DM 19,80, Enke (Stuttgart) 1982.

Die deutsche Übersetzung des von F. MOSELEY, Birmingham, zusammengestellten Bändchens bringt verschiedene Beispiele geologischer Karten. Der Aufbau gliedert sich in Beispiele und Interpretation bzw. Diskussion derselben. Dabei wird außerdem eine Zusammenfassung von Gebieten ähnlichen geologischen Aufbaues vorgenommen. Die für Studenten am Beginn des zweiten Studienabschnittes gedachten Aufgaben umfassen folgende Themenkreise: Strukturelle Probleme in sedimentären und niedrig metamorphen Gebieten Westeuropas, alte und rezente Vulkanite aus Großbritannien und Afrika, Intrusivkomplexe, quartäre Glazialablagerungen, Hydrogeologie, sowie die Interpretation einer geologischen Geländekarte.

Der Abschnitt der Diskussion der einzelnen Probleme kommt gut zur Geltung, wobei die Abbildungen eventuell unklare Teile erläutern. Um den Umgang mit nicht metrischen Maßeinheiten geläufig zu machen, werden die Kartenmaßstäbe in den originalen Einheiten belassen.

Insgesamt eine gut gelungene Einführung in die Problematik geologischer Karten — besonders für Studenten, die sich zusätzlich zu den in Lehrveranstaltungen gebrachten Problemen weiter informieren möchten.

W. Leithner

SCHWARZBACH, Martin: Europäische Stätten geologischer Forschung. Anregung zu Reisebeobachtungen und zu Reisen. 2. überarbeitete Auflage. — VIII, 191 S., 129 Abb., 1 Kt., Stuttgart (S. Hirzel) 1983. Flexibel gebunden DM 24,—; ISBN 3-7776-0393-7.

Prof. Schwarzbach aus Köln, durch seine paläoklimatischen Forschungsergebnisse besonders bekannt, hat nach seinem 1970 erschienenen Buch „Berühmte Stätten geologischer Forschung“, das weltweit geologische Glanzpunkte zusammengestellt hat, nun im vorliegenden Buch rund 25 erlesene erdwissenschaftliche Sehenswürdigkeiten liebevoll erläutert. Weit gespannt ist der Bogen der Objekte und reicht von Felsen, Schluchten, Wasserfällen, Höhlen, Seen, Gletschern und Rif- fen über tektonische Deckschollen, Vulkane, Heilquellen, Meteoritenkrater bis zu Fossilfundpunk- ten und sehenswerten Museen.

Die Schilderung der Objekte ist sachlich fundiert, ansprechend, durch Heranziehen vieler hi- storischer Daten romantisch umkränzt und bringt sogar für den Fachmann bisher nicht beachtete Facetten zur Geltung. In vielen Fällen sind der Schilderung alle wesentlichen Zahlen und Fakten beigefügt, in manchen Fällen aber hätte man noch gerne zusätzliche exakte Information, wie et- wa über das Maß der Hebung im Rheinischen Schiefergebirge gegenüber der relativen Absinkungs- rate der Rheinischen Bucht, das Alter der Fjorde, die physikalische Erklärung der Wabenfelsbil- dung etc. Davon abgesehen aber enthält das Buch eine wahre Flut von Anregungen, von leicht verständlichen Erklärungen und Hinweisen, sodaß es wohl jeden erdwissenschaftlich Interessier- ten ebenso wie jeden Reisenden offenen Sinnes stark anspricht, gleich welche Voraussetzungen er mitbringt.

Eine Reihe von Registern und von Übersichten über die Geschichte der geologischen For- schung, die Erdgeschichte und über Fachausdrücke statten den Band weiter aus. Insgesamt eine ansprechende Darstellung auf modernem Stand des Wissens.

A. Tollmann

**Bisher in dieser Reihe erschienene Bände mit Kurztiteln der
Arbeiten**

- 1949 Jg. I, Heft 1 (Band 1)
NEUBAUER W., Geologie der Kalkalpen bei Lilienfeld
- Heft 2 (Band 2)
MEDWENITSCH W., Die Hallstätterzone um Ischl-Aussee
- Heft 3 (Band 3)
HOLZER H., Der Nordrand des Tauernfensters etc.
HARTL H., Das Konglomerat von Konradshelm
PROKOP F., Aufnahmebericht St. Veit a. d. Gölsen
EXNER CH., Bericht über die Tauernexkursion
- 1950 Jg. II, Heft 1 (Band 4)
HARTL H., Kalkalpen und Flyschzone im Raum Frankenfels und Plankenstein, N.-Ö.
- Heft 2 (Band 5)
THIELE O., Tauernnordrand im Bereich von Gerlos
MEDWENITSCH W., Exkursion in die Hallstätterzone
- 1951 Jg. III, Heft 1 (§) (Band 6)
PROKOP F., Kalkalpen-Flyschgrenze um St. Veit/Gölsen
TRAPP E., Erdbebenätigkeit in Österreich
- 1956 Jg. IV, Band 7 (§)
KIRCHMAYER M., Geologische Untersuchungen im Grünauer Becken, O.-Ö.
FUCHS G., Geologische Untersuchungen Granatspitze—Groß-Venediger
KRISTAN E., Neues vom Puchberger Becken, Ödenhofenster, Semmering-Mesozoikum
- 1957 Band 8 (§)
VOHRZYKA K., Geologie der mittleren Schladminger Tauern
KIRCHMAYER M., Geologie des Grünauer Beckens, O.-Ö.
SIEHL A., Jungtertiär von Hornstein, Burgenland
KRISTAN E. & TOLLMANN A., Geol. des Semmering-Mesoz.
FUCHS G., Geol. Arbeitsbericht Österr. Grönland-Expedition
- 1958 Band 9 (§)
FUCHS G., Geologische Untersuchungen in NE-Grönland
HERTWECK G., Das Fenster von Ödenhof, N.-Ö.
SOKAL J., Geologische Untersuchungen Molasse von Melk, N.-Ö.
TOLLMANN A., Das Stangalm-Mesozoikum
VOHRZYKA E., Geologie der Umgebung von Outokumpu
- 1959 Band 10
TOLLMANN A., Der Deckenbau der Ostalpen etc.
LEISCHNER W., Geologie Umgebung von Bad Ischl
STEINHAUSEN W., Geologie der Ötscher-Decke zwischen Unterberg und Furth, N.-Ö.
EPPENSTEINER W., LISTABARTH G. & SOHS F., Geologie des mittleren Kamptales
- 1960 Band 11
LESKO I., Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchung. Oberdorf a. d. Laming, Stmk.
SCHEINER H., Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitzen

- ZADORLAKY-STETTNER N., Neue geologische Beobachtungen Wienerwald
 KIRCHMAYER M. & CASENSKY O., Die Kambische Beziehung des Auszählkreises etc.
- 1961 Band 12 (§)
 HERTWECK G., Geologie der Ötscher-Decke im Gebiete der Triesting und der Piesting etc.
 SORDIAN H., Zur Geologie des Gebietes um Rosegg, Kärnten
 GRÜN W., NIEDERMAYER G. & SCHMID M. E., Untersuchungen an der Autobahn (Flysch)
- 1962 Band 13 (§)
 TOLLMANN A., Hundert Jahre Geologisches Institut Wien
 SCHLAGER W., Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten
 THALMANN F., Geologie des Kammzuges zwischen Mur und Zederhaustal, Salzburg
 KOLLMANN H., Stratigraphische Gliederung der Gosauschichten von Gams, Steiermark
 TOLLMANN A., Tabelle des Paläozoikums der Ostalpen
- 1963/64 Band 14—15 (§)
 FORMANEK H. P., Geologie und Petrographie der NW Schladminger Tauern
 TOLLMANN A., Analyse der Weyerer Bögen und der Reiflinger Scholle
 KRISTAN-TOLLMANN E., Beiträge zur Mikrofauna des Rhät
 SPAUN G., Quartär im Ennstal zwischen Hieflau und Altenmarkt
 MOSTLER H., Zur Salzach-Längstalstörung E Wagrain
 EXNER CH., Exkursionen zum karbonatischen Kambrium
 EPPENSTEINER W., Die schwarzen Breccien der Bleiberger Fazies
 RIEHL-HERWIRSCH G., Postvariszische Transgressionsserie E Magdalensberg, Kärnten
 STEINER P., Eingliederung der Weyerer Bögen und der Groß-Reiflinger Scholle
- 1965 Band 16 (§)
 THIEDIG F., Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten
 SUMMESBERGER H., Stellungnahme zu einigen Schichtennamen der nordalpinen Mitteltrias
 SUMMESBERGER H., Zum Typusprofil des Gutensteiner Kalkes
 SCHERMANN O., Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse
 GAAL G., Geologie des Roßkogelgebietes W Mürrzusschlag, Steiermark
 SCHWAIGHOFER B., Zur Geologie und Petrographie des Altkristallins im südwestlichen Klagenfurter Becken (Kärnten)
- 1966 Band 17 (§)
 ENZENBERG M., Geologie der Tarntaler Berge, Tirol
 SCHERIAU-NIEDERMAYER E., Geologie und Geochemie von Blei und Zink E Gailtaler Alpen, Kärnten
 SCHÖLLNBERGER W., Faziesverzahnung im Gebiet der Hohen Schrott (Bad Ischl), Oberösterreich
 MATURA A., Geologie Türchlwand-Kramkogel (Rauristal), Salzburg
 ZISCHINSKY U., Bewegungsbilder instabiler Talflanken
 SCHEIBER H., Geologie der Jauernik-Gruppe (Kärnten)
 THIEDIG F., Hydrogeologische Beobachtungen E Klagenfurt
 SCHLAGER W., Fazies und Tektonik am W-Rand der Dachsteinmasse, Gosaukamm
- 1967 Band 18 (§)
 Allgemeine und Regionale Geologie
 STEINER P., Geologische Studien im Grenzbereich der mittleren und östlichen Kalkalpen (Österreich)

- MOSTLER H., Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg)
 WURM F., Glimmerschiefergruppe in der südöstlichen Saualpe in Kärnten
 TOLLMANN A., Fazielle und tektonische Probleme des Alpen-Karpaten-Orogens
 HUSEN D. VAN, Talgeschichte des Ennstales im Quartär
 FRISCH W., Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer-Hauptkamm bei Lannersbach (Zillertal, Tirol)

Angewandte Geologie:

- SPAUN G., Geologische Vorarbeiten und Sondierstollen Ennskraftwerk Landl
 PASEK J., Schollenartige Hangbewegungen
 HORNINGER G., Geologischer Plan der Aufstandsfläche der Drossensperre, Kaprun
 GORHAN H., Festigkeitseigenschaften des Lösses an Beispielen in Österreich
 DEMMER W., & GROLLITSCH E., Erschließung von Lockerböden mittels Rotationsbohrungen, Durchlässigkeitsbestimmungen beim Bau des Dammes Feistritz
 VOHRZYKA K., Scheelitprospektion in Österreich

1970 Band 19 (§)

Allgemeine und Regionale Geologie:

- KRISTAN-TOLLMANN, E., Mikrofauna Rhät III. (Königsbergzug, N.-Ö.)
 LEIN, R., Cenomantransgression bei Alland (N.-Ö.)
 FAUPL, P., Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes
 VETTERS, W., Geologie des SW-Abschnittes des Wechselgebietes
 LAUER, G., Kalkalpennordrand bei Ybbsitz (N.-Ö.)
 SCHNABEL, W., Kalkalpennordrand bei Waidhofen/Ybbs (N.-Ö.)
 BERTLE, H., Steinbruch Dopplerhütte (N.-Ö.)
 RIEHL-HERWIRSCH, G., Altersstellung der Magdalensbergserie (Kärnten)
 GROSCHOPF, R., Altpaläozoikum des NE Klagenfurter Beckens

Angewandte Geologie:

- ZARUBA, QU. & RYBAR, J., Pleistozäne Rutschungen in den Neovulkaniten NW-Böhmen
 ZISCHINSKY, U., Ingenieurgeologie des Stauraumes Durlaßboden
 FRITSCH, W., Magnetit-Hämatit-Prospektion bei St. Veit/Glan (Kärnten)
 RIEDMÜLLER, G. & SCHWAIGHOFER, B., Mylonite der Oschenikseestörung (Kärnten)

1972 Band 20 (§)

Sonderband:

- Symposium über den Verrucano in den Ost- und Südalpen mit Exkursionen in Österreich und Italien. Veranstaltet vom Geologischen Institut der Universität Wien im September 1969. Organisationsleitung: Prof. Dr. E. CLAR, Geologisches Institut der Universität Wien, Dr. G. RIEHL-HERWIRSCH, Geologisches Institut der Technischen Hochschule Wien.

1973 Band 21 (§)

Sonderband:

- Symposium über Mikrofazies und Mikrofauna der Alpenen Trias und deren Nachbargebiete. Veranstaltet vom Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck vom 20.—23. März 1972. Organisationsleitung: Univ.-Doz. Dr. H. MOSTLER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck

1973 Band 22

Allgemeine und Regionale Geologie:

- BERTLE, H., Das Fenster von Gargellen
 WEBER, L., Die Kahlenberger Schichten am Leopoldsberg
 BÜCHNER, K. H., Geologische Neuaufnahme der Gesäuseberge
 SCHÖLLNERBERGER, W., Zur Verzahnung der Dachsteinkalkfazies und der Hallstätter Fazies
 LAUER, G. & WAGNER, L., Zur Geologie des Prochenberges
 HERRMANN, P., Geologie des östlichen Leithagebirges
 PAPP, A., KROBOT, W. & HLADECEK, K., Neogengliederung im Wiener Becken
 LEHNERT-THIEL, K., Entstehung des oberpermischen Kupferschiefers

Angewandte Geologie:

- ZADORLAKY-STETTNER, N., Inhalt und Gestaltung von Baugrunderkarten
 ZADORLAKY-STETTNER, N., Baugeologische Karte der Stadt Aarau
 FÜRLINGER, W. L., Böschungsverhalten in zweischichtig geklüftetem Material

1976 Band 23

Allgemeine und Regionale Geologie

- DAURER, A., Das Moldanubikum im Bereich der Donaustörung zwischen Jochenstein und Schlägen (Oberösterreich)
 HUSEN, D. van, Zur quartären Entwicklung des Krappfeldes und des Berglandes um St. Veit an der Glan
 HAMEDANI, A., Die mechanische Analyse der N-S streichenden Störungen am Nordrand der Nördlichen Kalkalpen unter Berücksichtigung der Weyerer Bögen.
 BAUMGARTNER, W., Analyse und Interpretation des Baues der Frankenfesler Decke (südlich St. Pölten, Österreich)
 PILLER, W., Fazies und Lithostratigraphie des gebankten Dachsteinkalkes (Obertrias) am Nordrand des Toten Gebirges (S Grünau/Almtal, Oberösterreich)
 MAURACHER, J., Die Überschiebung der Mürzalphendecke im Schwabental östlich der Gesäuseberge
 ENZENBERGER-PRAEHAUSER, M., Zur Geologie der Tarntaler Breccie und ihrer Umgebung im Kamm Hippold-Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol)
 GRUBER, B., Neue Ergebnisse auf dem Gebiet der Ökologie, Stratigraphie und Phylologie der Halobien (Bivalvia)

1977 Band 24

Allgemeine und Regionale Geologie:

- LUEGER, J. P., Der Fölligshotter – Ablagerungen eines mittelpannonischen Flusses aus dem Leithagebirge im Burgenland
 KERN, J. Ph., Lebensspuren und Paläomilieu der Sievinger Schichten (Oberkreide) des Wiener Waldes (Österreich)
 PETRAKAKIS, K., Zur Geologie des Stubachtalultramafitit-Komplexes
 THÖNI, M., Geology, Structural Evolution und Metamorphic Zoning in the Kulu Valley (Himachal Himalayas, India)
 GAITANAKIS, P., Faziesgliederung und Tektonik der voralpinen Decken zwischen Enns- und Steyrtal (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich)
 HOHENEGGER, J. & LEIN, R., Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna
 FRISCH, W., Die Alpen im westmediterranen Orogen – eine plattentektonische Rekonstruktion

Angewandte Geologie:

- NOWY, W., Die Geologie des Gleinalm-Autobahntunnels (1. Teil – Tektonik)

1978 Band 25

- COLINS, E. & NACHTMANN, W., Geologische Karte der Villacher Alpe
 GROTTENTHALER, W., Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen
 Saizach und Pyhrnpaß
 LIEBERMAN, H. M., Carnitza Formation — ein neuer Begriff für oberkarnische Bek-
 kenkalke der südlichen Kalkalpen bei Raibl (Cave del Predil, Italien)
 BECKER, L. P., Über das Bruchverhalten und Bruchgefüge bei einfacher Druckbean-
 spruchung in der tektonischen Geologie
 FAUPL, P., Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbidit-
 serien in den Ostalpen
 MOSTAFAVI, M., Die Neogenentwicklung am Nordrand des Oberpullendorfer Bek-
 kens (Burgenland)
 TICHY, G., Ammonitenfunde aus dem Wettersteinkalk des Dobratsch (Kärnten, Öster-
 reich)
 FLÜGEL, E., LEIN, R. & SENOWBARI-DARYAN, B., Kalkschwämme, Hydrozoen,
 Algen und Mikroproblematika aus den Cidarisschichten (Karn, Obertrias) der Mürz-
 taler Alpen (Steiermark) und des Gosaukamms (Oberösterreich)
 SENOWBARI-DARYAN, B., Ein neuer Fundpunkt von *Placklesia multipora* BILGÜ-
 TAY aus den Kössener Schichten des Feichtensteins bei Hintersee (Salzburg, Öster-
 reich)
 LEIN, R. & SIBLIK, M., A brachiopod fauna from the Spielkogel (Muerztaler Alpen,
 Styria): New data concerning the stratigraphic emplacement of *Tetractinella* (?)
dyactis (BITTNER)
 GAITANAKIS, P. & TSAILA-MONOPOULIS, St., Neue Daten zur Geologie und Stra-
 tigraphie der Insel Aegina (Griechenland)
 LUEGER, J. P., WIRIBAL, J. & LEBEDA, M., Tabellen zur Rückkipfung einfach ge-
 kippter Schrägschichtungen
 EHRENBURG, K., Othenio Abels Werden und Wirken. Eine Rückschau zu seinem
 100. Geburtstag am 20. Juni 1975

1980 Band 26

- Professor Dr. Eberhard Clar zum 75. Geburtstag
 KERN, A., Bericht zur Kartierung des Mittagkogel-Gebietes
 POHL, W. & NIEDERMAYR, G., Geology of the Mwatate Quadrangle (Sheet 195/2)
 and the Vanadium Grossularite Deposits of the Area
 HORKEL, A., NAUTA, W. J., NIEDERMAYR, G. et al., Geology of the Taita Hills
 (Coast Province/Kenya)
 KAISER, J., Baugeologische Beschreibung des Dalaaser Tunnels der Arlberg Schnell-
 straße S 16 in Vorarlberg
 RECH, W.-D., Scheitelfalten und scheidellose Falten
 KOHLBECK, F., RIEHL-HERWIRSCH, G. et al., In situ Spannungsmessungen an der
 Periadriatischen Naht in der Ebriachklamm bei Eisenkappel (Kärnten, Österreich)
 DULLO, W.-C., Über ein neues Vorkommen von Tisovec-Kalk in den südwestlichen
 Gesäuse-Bergen (Admont, Steiermark)
 GRUBER, B., LEIN, R. & SEEGER, M., Ein karnischer Tisovec-Kalk mit *Halobia* (?)
clari n. spec. aus den St. Pauler Bergen
 SENOWBARI-DARYAN, B., Neue Kalkschwämme (Sphinctozoen) aus obertriadi-
 schen Riffkalken von Sizilien
 SENOWBARI-DARYAN & DULLO, W.-C., *Cryptocoelia wurmi* n. sp., ein Kalk-

- schwamm (Sphinctozoa) aus der Obertrias (Nor) der Gesäuseberge (Obersteiermark/Österreich).
- STEIGER, T., Geologische Aufnahme des Zauchenbachtals und des Krahstein-Massivs am Südrand des Toten Gebirges N' Bad Mitterndorf (Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich).
- THÖNI, M., Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlinigüberschiebung.
- TROLL, G., BAUMGARTNER, S. & DAIMINIGER, W., Zur Geologie der südwestlichen Schobergruppe (Osttirol, Österreich).

1981 Band 27

- HÄUSLER, H., Militärgeologie – ein Tätigkeitsbereich der angewandten Geologie.
- BECKER, L. P., Die baueologische Aufnahme der Sperrenaufstandsfläche beim Bau der Bogenstaumauer Sölk/Stmk.
- BAUMGARTNER, P., Erd- und Schuttströme im Gschlifgraben bei Gmunden am Traunsee (OÖ). Zur Geologie, Entstehung, Entwicklung und Sanierung.
- SCHWINGENSCHLÖGL, R., Geologie der Kalkvorlpen und der subalpinen Zone im Raum Kirchberg/Pielach in Niederösterreich.
- HABART, F., Zur Geologie und Hydrogeologie des Unteren Pittentales (Niederösterreich).
- KUNZ, F., Baueologische Beschreibung der Ostseite des Arlberg-Straßentunnels.
- HÄUSLER, H., Über die Einstufung der Hallstätter Schollen im Bereich der westlichen Lammermasse (Salzburger Kalkhochalpen).
- PROCHASKA, W., Einige Ganggesteine der Rieserfernerintrusion mit neuen radiometrischen Altersdaten.
- SCHARBERT, S., Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins.
- GÖD, R., Ein Beitrag zur Petrographie und Geochemie des Bergbaurevieres Schellgaden.
- SADATI, M., *Bacinella bicellularis* n. sp., eine Alge (?) aus dem obertriadischen Riffkalk der Hohen Wand (Nieder-Österreich).
- LEIN, R., Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürtzaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark).

1982 Band 28

- LEIN, R., Herrn Dr. Benno PLÖCHINGER zum 65. Geburtstag
- THÖNI, M.,
Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten
- ROSSNER, R. & SCHWAN, W.,
Zur Natur der südvergenten Deformationsstrukturen im NW-Teil des Tauernfensters (Tirol, Österreich)
- MANDL, G. W.,
Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich)

- SENOWBARI-DARYAN, B.,
Cystothalamia GIRTY, eine häufige Schwamm-Gattung aus dem Karn von Slowenien (Jugoslawien) und Hydra (Griechenland)
- HENRICH, R. & MIRSAI, I.,
 A comparative study of the Supratidal and Basin Dolomites in the Anisien and Ladinian Carbonates of the "Hochstaufer Massif" (Northern Limestone Alps)
- CERNY, I., Fazies und Pb-Zn-Vererzungen in den hangenden Raibler Schichten der Draukalkalpen
- LEIN, R.,
 Vorläufige Mitteilung über ein Vorkommen von flyschoider Gosau mit Komponenten paleozäner Riffkalke in den Müritzalper Alpen
- SEIFERT, P., Sedimentologie und Paläogeographie des Eozäns der Waschbergzone (Niederösterreich)
- BROSCH, F. J., Zur Baueologie des Kalcherkogeltunnels (Pack, Steiermark/Kärnten)
- WEISS, A., Die Anfänge der geologischen Durchforschung der Steiermark
- HÄUSLER, H. & SCHWINGENSCHLÖGL, R.,
 Dissertationsverzeichnis des Institutes für Geologie der Universität Wien (1872–1981)

1983 Band 29

- Herrn Prof. Dr. Erich Schroll zum 60. Geburtstag
- H. LOBITZER, R. GIACOMINI, H. W. MÜLLER, R. NÖTSTALLER and
 B. SCHWAIGHOFER
 Geology and Utilization of the "Pugu Hills" Kaolin Deposit, Tanzania
- CH. EXNER
 Erläuterungen zur Geologischen Karte der Hafnergruppe
 (Blatt Muhr, Ö. K. 156 — Südteil, 1 : 25 000)
- F. KOLLER, G. GRUNDMANN, H. H. WEINKE und F. KLUGER
 Geochemische Variabilität von Biotit- und Chloritschiefern aus Ultrabasiten der Habachformation (Tauernfenster)
- F. EBNER
 Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1 : 50.000 der Naturraumpotentialkarte „Mittleres Murtal“
- R. J. PAVUZA
 Karsthydrogeologische Untersuchungen in den Kalkvoralpen S Waidhofen/Ybbs (Niederösterreich)
- H. TRAINDL
 Hydrogeologie der Kalkvoralpen im Raum Waidhofen/Ybbs – Weyer (NÖ, OÖ)
- M. A. GÖTZINGER & E. PAK
 Zur Schwefelisotopenverteilung in Sulfid- und Sulfatmineralen triadischer Gesteine der Kalkalpen, Österreich
- Nachruf: Adolf Papp