

MITTEILUNGEN

der Gesellschaft der
Geologie- und Bergbaustudenten
in Österreich



29. Band

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	29	Wien, Nov. 1983
---------------------------------------	----	-----------------

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 1982/83

Obmann:	G. HAGENGUTH
Obmann-Stellvertreter:	M. SCHAUER
1. Kassier:	W. PAVLIK
2. Kassier:	M. ESTERLUS
Rechnungsprüfer:	Ing. Dr. R. SCHWINGENSCHLÖGL
Schriftführerin:	E. POBER

SCHRIFTFÜHRUNG

E. HEJL (Institut für Geologie, Universität Wien)

BEIRAT:
Dr. R. LEIN

Zeichner: Leo LEITNER

INHALTSVERZEICHNIS

1.	Herrn Prof. Dr. Erich Schroll zum 60. Geburtstag	V
2.	Verzeichnis der wissenschaftlichen Arbeiten von E. Schroll	IX
3.	H. LOBITZER, R. GIACOMINI, H. W. MÜLLER, R. NÖTSTALLER and B. SCHWAIGHOFER Geology and Utilization of the "Pugu Hills" Kaolin Deposit, Tanzania	1
4.	CH. EXNER Erläuterungen zur Geologischen Karte der Hafnergruppe (Blatt Muhr, Ö. K. 156 — Südteil, 1 : 25 000)	41
5.	F. KOLLER, G. GRUNDMANN, H. H. WEINKE und F. KLUGER Geochemische Variabilität von Biotit- und Chloritschiefern aus Ultrabasiten der Habachformation (Tauernfenster)	75
6.	F. EBNER Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1 : 50.000 der Naturraumpotential- karte „Mittleres Murtal“	99
7.	R. J. PAVUZA Karsthydrogeologische Untersuchungen in den Kalkvoralpen S Waidhofen/Ybbs (Niederösterreich)	133
8.	H. TRAINDL Hydrogeologie der Kalkvoralpen im Raum Waidhofen/Ybbs – Weyer (NÖ, OÖ)	161
9.	M. A. GÖTZINGER & E. PAK Zur Schwefelisotopenverteilung in Sulfid- und Sulfatmineralen triadischer Ge- steine der Kalkalpen, Österreich	191
10.	Hinweise für die Autoren	199
11.	Buchbesprechungen	202
12.	Zusammenfassungen der im Studienjahr 1982/83 abgegebenen Dissertationen am Institut für Geologie der Universität Wien	209
13.	Nachruf: Adolf Papp	217

Wir danken den Spendern und Förderern dieses Bandes

Dr. J. ALBER	Wien	Prof. Dr. K. Metz	Graz
Prof. Dr. F. Bauer	Wien	Ing. Dr. E. Mikura	Korneuburg
Prof. Dr. T. Bechstädt	Freiburg/B.	Dr. P. J. Müller	Salzburg
Dr. H. Becker	Salzburg	Dr. G. Mutschlechner	Innsbruck
Dr. A. Bernhauser	Wien	Dr. Wolfgang Nachtmann	Wien
DDr. H. Bertle	Schruns	Dr. E. & Dr. G. Niedermayr	Wien
Dr. H. Brandecker	Salzburg	Prof. Dr. W. E. Petrascheck	Wien
Dr. E. Braumüller	Perchtoldsdorf	Dr. H. Peer	Leoben
Dr. f. Brix	Wien	Prof. Dr. B. Plöchinger	Wien
Dr. F. J. Brosch	Graz	Dr. P. Pölser	Graz
Dr. K. H. Büchner	Hannover	Dr. G. Riehl-Herwirsch	Wr. Neustadt
Dr. I. CERNY	Bad Bleiberg	Dir. Dr. A. Ruttner	Lunz
Prof. Dr. E. Clar	Wien	Dipl. Geol. P. Schmitt	Wien
Dr. W. Demmer	Korneuburg	Dr. G. Spaun	Salzburg
Dr. St. Dürr	Marburg	Dr. W. Steinhäuser	Rösrath
Doz. Dr. P. Faupl	Baden	Dipl.-Ing. Dr. R. Stern	Innsbruck
Dr. W. Furlinger	Salzburg	Prof. Dr. H. Stowasser	Mödling
Dr. R. Grill	Wien	Dr. M. Thöni	Wien
Dr. E. Hehenwarter	Linz	Dr. F. Traub	München
Dr. M. Heinrich	Wien	Dr. F. Turinsky	Koblenz
Doz. Dr. D. van Husen	Wien	Dr. med. F. Übleis	Taufkirchen
Dr. J. Kaiser	Wald/Arlberg	Doz. Dr. N. Vavra	Wien
Hofrat Prof. Dr. F. Kahler	Klagenfurt	Dipl. Ing. V. Vavrovsky	Althofen
Doz. Dr. E. Kirchner	Salzburg	Dr. W. S. Vogler	Köln
Dr. H.-G. Krauliz	Wien	Prof. A. Warch	Spittal/Drau
Prof. Dr. K. Krejci-Graf	Frankfurt/M.	Prof. Dr. F. Weber	Leoben
Dr. R. Leggevie	Bochum	Prof. Dr. F. Wieser	Linz
Dr. K. Liegler	Wien	Dr. F. Wurm	Leonberg-Warmborn

Wir danken auch allen hier nicht angeführten Spendern

HERRN PROF. DR. ERICH SCHROLL
ZUM 60. GEBURTSTAG

*Unsere Fernrohre dringen immer weiter ins
Große,
unsere Mikroskope immer tiefer ins Kleine,
am Ende dieser Entwicklung steht als voll-
kommenstes Instrument der Mensch.
Max Planck*

Erich Schroll, der am 8. Dezember 1923 als Sohn des Alois Schroll, Beamter der österreichischen Bundesbahnen, und seiner Ehefrau Hedwig, geborene Baumgarth in Wiener Neustadt zur Welt kam, absolvierte nach der Volksschule das humanistische Gymnasium.

Die anfänglich bevorzugt philosophischen Neigungen wurden durch sein naturwissenschaftliches Interesse überwältigt – beide Neigungen sind ihm jedoch bis heute gleichrangig erhalten geblieben. Als Maturant erlebte er ab 1942 die Hölle des Krieges. Mehrfach als Infanterist verwundet, kehrte er 1945 in seine Heimat zurück, wo er die Wohnung seiner Eltern durch einen der letzten Bombenangriffe auf Wiener Neustadt völlig zerstört vorfand.

Ungeachtet der Kriegserinnerungen und voll Idealismus begann Erich Schroll im Herbst 1945 sein naturwissenschaftliches Studium an der Universität Wien, das er sich weitgehend durch Nachhilfestunden finanzierte. Jede Gelegenheit ausnützend, besuchte er naturwissenschaftliche Vorlesungen und Übungen, um insbesondere chemische, mathematische und physikalische Kenntnisse zu erwerben, ehe er sich ab dem dritten Semester seinem Studienziel der Mineralogie zuwandte. Von Beginn an hat das Spezialgebiet der Geochemie und Lagerstättenlehre sein wissenschaftliches Werden geprägt.

Am Mineralogischen Institut unter Prof. Dr. Felix MACHATSCHKI, arbeitete er an seiner Dissertation über genetische und geochemische Probleme der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg/Kreuth, Kärnten.

Gerade diese Lagerstätte ist es, die ihm bis zum heutigen Tag im Herzen verhaftet geblieben ist – kaum ein Wissenschaftler weiß besser Bescheid über den geochemischen Haushalt der Bleiberger Vererzungen.

Nach Beendigung seines Studiums trat Erich Schroll für kurze Zeit in den Dienst der Bleiberger Bergwerks Union. Die von ihm erarbeiteten Analyseergebnisse der vielen Halden des Bleiberger Tales, gelten heute als Dokument, zumal die damals analysierten Metallgehalte Grundlage für die Haldenerzförderung geworden sind. Sein Wissen um die Pb-Zn-Lagerstätten der Ostalpen hat Erich Schroll u. a. von Bleiberg aus mit dem Fahrrad erarbeitet. Unzählige Erzproben wurden von ihm mit einfachen Mitteln auf Spurenelemente untersucht und daraus grundlegende geochemische Parameter für die Paragenesen Zinkblende und Bleiglanz erarbeitet. Sein Werk „Ein Beitrag zur Geochemischen Analyse Ostalpiner Blei-Zink-Erze“ (1954) sollte jedem Geowissenschaftler, der sich mit Pb-Zn-Erzen beschäftigt, als Nachschlagewerk gelten.

Wissenschaftliche Kontakte mit HABERLANDT, LEITMEIER und HEGEMANN haben dem jungen Wissenschaftler Schroll dazu verholfen, sich eine eigenständige Meinung über die Entstehung ostalpiner Pb-Zn-Lagerstätten zu bilden, eine durchaus flexible Meinung, die er bis zum heutigen Tag mit unzähligen Daten der geoche-

mischen und isotopischen Forschung untermauern kann.

Mit seiner profunden Kenntnis über den geochemischen Haushalt der Erzminerale, in Begleitung mit dem so reichen internationalen Erfahrungsschatz ist es ihm gelungen, die sedimentäre Entstehung kalkalpiner Pb-Zn-Vererzungen gegenüber der rein hydrothermalen Entstehungsweise zu erhärten.

So konnte er bereits nach dem Krieg nachweisen, daß die Spurenmetalle Germanium und Cadmium als Hüttenprodukt der Zinkblende wirtschaftlich genutzt werden können.

Erich Schrolls Reisen führten ihn zu praktisch allen bekannten Lagerstätten und vielfach sah er den Familienurlaub als einen mineralogischen Urlaub. Seine Erholung findet Erich Schroll nach wie vor in der Mineralogie und Lagerstättenlehre.

Im Laufe der Jahre trug er eine eindrucksvolle Sammlung von Erzen aus aller Welt zusammen.

Der Lehrer Erich Schroll, Inhaber des Förderungspreises der Dr. Theodor Körner Stiftung im Jahre 1960, mehrfach Gastprofessor am National Research Center in Kairo, Experte eines Entwicklungshilfeprojektes in Afghanistan und ab 1977 als Gastprofessor in Leoben engagiert, mit Lehrbefugnis für Mineralogie mit besonderer Berücksichtigung der Geochemie am Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien, wurde 1979 zum Professor für Geochemie an die Freie Universität Berlin berufen, der er jedoch nicht folgte.

Der Wissenschaftler Erich Schroll ist international. Sein zweibändiges Werk „Analytische Geochemie“ und seine rund 150 wissenschaftlichen Veröffentlichungen haben ihm weltweite Anerkennung gebracht und beste persönliche Kontakte mit internationalen wissenschaftlichen Gesellschaften.

Der leitende Beamte Hofrat Erich Schroll, Leiter des Geotechnischen Institutes am Arsenal Wien ist unbürokratischer Lehrmeister für seine Institutsangehörigen.

Von Jugend an nicht ganz schwindelfrei, hört man Erich Schroll leise vor sich hinsagen – „Erich ganz ruhig“ – sei es auf Steigbäumen, in alten Gruben, oder auf schroffen Karen stehend; seine Begeisterung für die Wissenschaft ist ihm die Selbstüberwindung wert.

Herzliche Glückwünsche und Glück Auf dem Jubilar !

Immo Cerny



Verzeichnis der wissenschaftlichen Arbeiten von E. SCHROLL
bearbeitet von G. Hagenguth

1949

- 01) Wulfenite von Nassereith/Dirstentritt (Tirol) und Bleiberg (Kärnten). – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 1, H. 4, 325–341, 5 Abb., Wien (Springer) 1949.
- 02) Über die Anreicherung von Mo und V in der Hutzzone der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth in Kärnten. – *Verh. geol. B.-A.*, 1949, H. 4–6, 138–157, 2 Abb., 3 Tab., Wien 1949.

1950

- 03) Spurenelementparagenese (Mikroparagenese) ostalpiner Zinkblenden. – *Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, 87, 21–25, 1 Tab., Wien 1950.
- 04) Beiträge zur Geochemie und Genesis der Blei-Zink-Lagerstätten Bleiberg-Kreuth/Kärnten. – *Diss. phil. Fak. Univ. Wien*, 218 S., 23 Abb., 35 Tab., Wien 1950.
- 05) (In:) HABERLANDT, H. & SCHROLL, E.: Färbung und Fluoreszenz des Wulfenits im Zusammenhang mit dem Gehalt an Chrom und anderen Spurenelementen. – *Experientia*, 6, H. 3, p. 89, 7 S., 1 Abb., 3 Tab., Basel (Birkhäuser) 1950.
- 06) (In:) HABERLANDT, H. & SCHROLL, E.: Lumineszierende Anwachszone in der Zinkblende von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). – *Experientia*, 6, H. 3, p. 91, 5 S., 1 Abb., Basel (Birkhäuser) 1950.

1951

- 07) Spurenelementparagenese (Mikroparagenese) ostalpiner Bleiglanze. – *Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, 88, 6–12, 1 Tab., Wien 1951.

1953

- 08) Über Unterschiede im Spurengehalt bei Wurtziten, Schalenblenden und Zinkblenden. – *Sitz.-Ber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I*, 162, H. 5, 305–332, 2 Abb., 4 Tab., Wien 1953.
- 09) Über Minerale und Spurenelemente, Vererzung und Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth/Kärnten in Österreich. – *Mitt. österr. miner. Ges., Sdh. 2*, 60 S., 7 Taf. mit 24 Abb., 17 Tab., 1 Fig., Wien 1953.
- 10) Mineralparagenese und Mineralisation der Bleiberg-Kreuther Blei-Zink-Lagerstätte. – *Carinthia II*, 143, 47–53, 3 Tab., Klagenfurt 1953.

1954

- 11) Bemerkungen zur „alpinen Metallogenese“ der kalkalpinen Blei-Zink-Lagerstätten. – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 5, H. 1–2, 96–98, Wien (Springer) 1954.
- 12) Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Blei-Zink-Erze, Teil I. – *Mitt. österr. miner. Ges., Sdh. 3*, 85 S., 31 Tab., Wien 1954.
- 13) (In:) HABERLANDT, H. & SCHROLL, E.: Über den Wert oder Unwert der Spurenelementanalyse für die Lagerstättenforschung, Mineralgenese und Petrogenese. – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 5, H. 1–2, 110–122, Wien (Springer) 1954.

1955

- 14) Über das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei-Zink-Erzen der ostalpinen Metallprovinz. – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 5, H. 3, 183–208, 10 Abb., Wien (Springer) 1955.
- 15) (In:) ROCKENBAUER, W. & SCHROLL, E.: Ein empfindlicher spektrochemischer Nachweis von Selen in Erzen. – *Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, 92, H. 11, 192–196, 1 Tab., Wien 1955.

1956

- 16) Aufgaben und Bedeutung der Geochemie. — Praschu (Praktische Schule), Z. naturwiss. Experimentalunterricht, 32, H. 3, 33–35 und H. 4, 53–55, München (Praschu) 1956.
- 17) (In:) SCHROLL, E. & ROCKENBAUER, W.: Spektrochemische Selenbestimmung in Kieserzen. — Colloquium Spectroscopium Internationale VI (Amsterdam), 338–341, London (Pergamon Press) 1956.

1958

- 18) Über das Barytvorkommen von Oberzeiring (Steiermark). — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 95, H. 4, 30–31, Wien 1958.
- 19) Ein neuer Fund von Beryll im Waldviertel. — Kultur Nachrichten aus NÖ, 11, 86, Wien 1958.
- 20) Die ostalpine Vererzung im Lichte der geochemischen Forschung. — Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 6, H. 4, 409–411, Wien (Springer) 1958.
- 21) Das Aufsuchen von Erzlagerstätten mit Hilfe geochemischer Methoden. — Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 6, H. 4, 429–432, Wien (Springer) 1958.
- 22) (In:) BRANDENSTEIN, M. & SCHROLL, E.: Spektralanalytische Untersuchungen von Bleifunden aus Kärntner Ausgrabungen. — Archaeologica Austriaca, 1958, H. 3, 116–120, 3 Tab., Wien (Deuticke) 1958.
- 23) (In:) SCHROLL, E. & JANDA, I.: Emissionsspektrographische Nachweismethode leichtflüchtiger Spurenelemente in Graphit- und Kohlengesteinen. — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 95, H. 3, 19–22, 2 Tab., Wien 1958.

1959

- 24) Germanium in mineralischen Rohstoffen Österreichs (Forschungsbericht I: Das Vorkommen Seltener Grundstoffe in Österreich). — Montan-Rundschau, 1959, H. 2, 23–26, 3 Tab., Wien (Montan) 1959.
- 25) Zur Geochemie und Genese der Wässer des Neusiedler Seegebietes. — Wiss. Arb. Burgenland, 23, 55–64, 6 Abb., 3 Tab., Eisenstadt 1959.
- 26) Geochemical Activities in Austria. — Geochemical News, S. 3, 1959.
- 27) (In:) JANDA, I. & SCHROLL, E.: Über Quecksilberspuren in Graphiten. — Experimentia, 15, H. 4, p. 125, 4 S., Basel (Birkhäuser) 1959.
- 28) (In:) JANDA, I. & SCHROLL, E.: Über Borgehalte in einigen ostalpinen Kohlen und anderen Biolithen. — Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 7, H. 1–2, 118–129, 4 Abb., 4 Tab., Wien (Springer) 1959.
- 29) (In:) JANDA, I. & SCHROLL, E.: Emissionsspektrographische Doppelbogenanalyse leichtflüchtiger Spurenelemente in Graphiten. — Mikrochimica Acta, 1959, H. 3, 389–401, 4 Abb., 4 Tab., Wien (Springer) 1959.
- 30) (In:) SCHROLL, E. & AZER IBRAHIM, N.: Beitrag zur Kenntnis ostalpiner Fahlerze. — Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 7, H. 1–2, 70–105, 18 Tab., Wien (Springer) 1959.
- 31) (In:) SCHROLL, E., BRANDENSTEIN, M. & JANDA, I.: Spektralanalytische Bestimmung des Bors als leichtflüchtiges Element in Graphiten. — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 96, H. 4, 60–64, Wien 1959.
- 32) (In:) SCHROLL, E., BRANDENSTEIN, M., JANDA, I. & ROCKENBAUER, W.: Emissionsspektrographische Spurenanalyse mit der Doppelbogenmethode. — Colloquium Spectroscopium Internationale VIII, 145–149, 2 Abb., 1 Tab., London (Pergamon Press) 1959.
- 33) (In:) ZAKI, M. R. & SCHROLL, E.: Spektrochemische Spurenanalyse auf Selte-

- ne Erden in Schwerspaten. — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 96, H. 9, 162–165, 1 Tab., Wien 1959.
- 1960
- 34) Strontianit aus Bleiberg (Kärnten). — Carinthia II, 150, H. 1, 39–42, 2 Abb., Klagenfurt 1960.
- 35) (In:) BRANDENSTEIN, M. & SCHROLL, E.: Borgehalte in Magnesiten. — Radex-Rundschau, 1960, H. 3, 150–158, 5 Tab., Radenthein 1960.
- 36) (In:) BRANDENSTEIN, M., JANDA, I. & SCHROLL, E.: Emissionsspektrographische Methode zur Bestimmung geringster Borgehalte in Reaktorgraphiten. — Mikrochimica Acta, 1960, H. 5–6, 935–545, 6 Abb., 1 Tab., Wien (Springer) 1960.
- 37) (In:) BRANDENSTEIN, M., JANDA, I. & SCHROLL, E.: Seltene Elemente in österreichischen Kohlen- und Bitumengesteinen. — Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 7, H. 3, 260–285, 3 Tab., Wien (Springer) 1960.
- 38) (In:) JANDA, I. & SCHROLL, E.: Geochemische Untersuchungen an Graphitgesteinen. — Geochem. Cycles, Internat. Geol. Congress, XXI Session, 1, 40–53, 4 Abb., 4 Tab., Copenhagen 1960.
- 39) (In:) ROCKENBAUER, W. & SCHROLL, E.: Das Vorkommen von Selen in österreichischen Erzen. — Montan-Rundschau, 1960, H. 3, 48–52, 2 Abb., 2 Tab., Wien (Montan) 1960.
- 40) (In:) SCHROLL, E. & WIEDEN, P.: Eine rezente Bildung von Dolomit im Schlamm des Neusiedler Sees. — Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 7, H. 3, 286–289, 1 Abb., Wien (Springer) 1960.
- 1961
- 41) Kieslagerstätten auf Chalkidike, Cassandra und Eisenmanganerzlagerstätten bei Kavalla. — Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 7, H. 4, 483 f., Wien (Springer) 1961.
- 42) Seltene Elemente in biogenen Sedimenten. — Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 7, H. 4, 488–490, 1 Tab., Wien (Springer) 1961.
- 43) Gallium im Erdöl. — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 98, H. 9, 105–106, Wien 1961.
- 44) Über das Vorkommen von Magnesit in alpinen Salzlagerstätten. — Radex-Rundschau, 1961, H. 5, 704–707, 2 Abb., 1 Tab., Radenthein 1961.
- 45) Das Chemische Laboratorium der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal-Wien als Forschungsstelle für angewandte Geochemie und Mineralogie. — Montan-Rundschau, 9, H. 9, 281–283, 3 Abb., Wien (Montan) 1961.
- 46) (In:) GRÖGLER, N., GRÜNENFELDER, M. & SCHROLL, E.: Bleiisotopenhäufigkeiten in Bleiglanzen der Ostalpen. — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 98, H. 9, 106–111, 1 Tab., Wien 1961.
- 1962
- 47) (In:) REINOLD, P. & SCHROLL, E.: Spektrographischer Nachweis von Jod im Kohlebogen. — Z. analyt. Chemie, 190, H. 4, 410–413, 4 Abb., Berlin (Springer) 1962.
- 1963
- 48) Geochemie der Wässer des Neusiedlerseegebietes. — Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 8, H. 4, 631 f., Wien (Springer) 1963.
- 49) Spektrochemische und mineralogische Untersuchung von Farben römischer Fresken aus Carnuntum. — Carnuntum Jb., 1961/62, H. 7, 22–24, Graz-Köln (Böhlaus) 1963.

- 50) Über die Anwendung thermochemischer Reaktionen in der emissionsspektrographischen Spurenanalyse und ihre Bedeutung für den Carriereffekt. – Z. analyt. Chemie, 198, H. 1, 40–55, 3 Abb., Berlin (Springer) 1963.
- 51) (In:) JANDA, I., SCHAUSBERGER, I. & SCHROLL, E.: Beitrag zur emissionsspektrographischen Spurenanalyse in Uranoxyd. – Mikrochimica Acta, 1963, H. 1, 122–130, 5 Abb., 2 Tab., Wien (Springer) 1963.
- 52) (In:) SCHROLL, E., JANDA, I., SCHAUSBERGER, I. & SPATZEK, H.: Eine Methode zur Spurenanalyse von Titan und Vanadin in graphitischen Materialien. – Mikrochimica Acta, 1963, H. 5–6, 1126–1131, 3 Abb., Wien (Springer) 1963.
- 53) (In:) SCHROLL, E., SKOL, E. & STEPAN, E.: Zur Röntgenfluoreszenzanalyse schwerer Spurenelemente in leichter Matrix unter Verwendung der Röhrenhauptlinien als internen Standard. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 100, H. 10, 149–153, 2 Tab., Wien 1963.
- 1964
- 54) Advanced studies on single binary and ternary systems of oxides with halogenides (fluorides, chlorides etc.) sulfates, carbonates, nitrates in respect to the formation of refractory compounds and volatile phases and to the application in spectrochemical distillation-methods. – Final Technical Report, US Research Bureau, Contract Number: 91–591–EUC–2830, OI–360464–B, 1964, 78 S., 9 Tab., 36 Abb. im Anhang, Wien 1964.
- 55) (In:) SCHROLL, E. & GROHMANN, H.: Seltene Elemente in granitoiden Gesteinen des Waldviertels und der Ostalpen (Vortragsbericht). – Fortschr. Miner., 41, 183, Stuttgart (Schweizerbart) 1964.
- 56) (In:) SCHROLL, E. & HAUKE, P.: Eine emissionsspektrographische Methode zur Bestimmung der inneren Oberfläche und von Korngrößen an pulverigen Substanzen hoher Temperaturbeständigkeit. – Mikrochimica Acta, 1964, H. 5, 731–739, 6 Abb., Wien (Springer) 1964.
- 57) (In:) SCHROLL, E. & SAUER, D.: Beitrag zur Geochemie der Bauxite. – Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium, Teil 1, Zagreb, 201–225, Zagreb 1964.
- 58) (In:) SCHROLL, E. & STEPAN, E.: Eine Methode zur Bestimmung des Wassergehaltes auf röntgenfluoreszenzanalytischem Wege. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 101, H. 10, 226 f., Wien 1964.
- 1965
- 59) Die analytischen Möglichkeiten der Anwendung thermochemischer Reaktionen in der emissionsspektrographischen Bogenmethode. – Rozprawy narod. techn. musea v. praze Emisni spektralni analize III, 15, 7–14, Praha 1965.
- 60) Zur Geochemie der Halogene in Wässern des Neusiedlerseegebietes und anderer mineralisierter Wässer des Burgenlandes (Ein Zwischenbericht). – Wiss. Arb. Burgenland, 30, 109–124, 6 Tab., Eisenstadt 1965.
- 61) Anomalous composition of lead isotopes in the lead-zinc deposits of calcareous alps sediments. – Rudarsko-Metalurški Zbornik, 2, 139–154, 2 Abb., 3 Tab., Ljubljana 1965.
- 62) (In:) GRÖGLER, N., GRÜNENFELDER, M. & SCHROLL, E.: Ein Hinweis auf Jungpräkambrum und Altpaläozoikum im Altkristallin Kärntens. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 10, H. 1–4, 586–594, 2 Abb., 4 Tab., Wien (Springer) 1965.
- 63) (In:) JANDA, I., SCHROLL, E. & SEDLAZEK, M.: Zum Problem der geochemi-

- schen Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten am Beispiel einiger Vorkommen des Waldviertels und der Ostalpen. – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 10, H. 1–4, 552–572, 4 Abb., 3 Tab., Wien (Springer) 1965.
- 64) (In:) JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M., GRÖGLER, N. & SCHROLL, E.: Mineralalter granitischer Gesteine aus dem österreichischen Moldanubikum (Weinsberger und Mauthausener Granit). – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 10, H. 1–4, 528–534, 2 Tab., Wien (Springer) 1965.
- 65) (In:) SCHROLL, E. & GROHMANN, H.: Beitrag zur Kenntnis des K/Rb-Verhältnisses in magmatischen Gesteinen. – *Geol. Rundschau*, 55, 261–274, 2 Tab., Stuttgart (Enke) 1965.
- 66) (In:) SCHROLL, E., STEPAN, E., GEYMAYER, W. & HORN, H.: Der „Protocalcit“ von Gumpoldskirchen (Niederösterreich). – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 10, H. 1–4, 573–585, 9 Abb., Wien (Springer) 1965.
- 67) (In:) SCHROLL, E., TAUBER, A. F. & WIEDEN, P.: Nördliches und mittleres Burgenland (Exkursion A/II). – *Fortschr. Miner.*, 42, H. 1, 119–131, 4 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1965.
- 68) (In:) SCHROLL, E. & WENINGER, M.: Eine empfindliche spektrochemische Analysenmethode zur Bestimmung von Germanium und Zinn unter Verwendung sulfidierender thermochemischer Reagenzien. – *Mikrochimica Acta*, 1965, H. 2, 378–385, 8 Abb., 2 Tab., Wien (Springer) 1965.
- 1966
- 69) Zur Geochemie der seltenen Elemente in granitoiden Gesteinen. – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 11, H. 3–4, 317–347, 7 Abb., 2 Tab., Wien (Springer) 1966.
- 70) (In:) GROHMANN, H. & SCHROLL, E.: Zur Frage der Abhängigkeit der Konzentrationen seltener Elemente von der Altersfolge der granitoiden Gesteine der südlichen Böhmisches Masse. – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 11, H. 3–4, 348–357, 5 Abb., 2 Tab., Wien (Springer) 1966.
- 71) (In:) SCHROLL, E. & SAUER, D.: Use of Large Graphite Beakers in Double-Arc Analysis. – *Applied Spectroscopy*, 20, H. 6, 404–407, 5 Abb., 1 Tab., Baltimore 1966.
- 1967
- 72) Die Entstehung der chemischen Elemente und ihre geochemischen Verteilungsgesetzmäßigkeiten. – *Schrift. Ver. Verbreit. Naturwiss. Kenntnisse Wien*, 107, 41–78, 6 Abb., 3 Tab., Wien 1967.
- 73) Über die Bedeutung und Anwendung thermochemischer Reaktionen bei der spektrochemischen Bogenanalyse. – *Colloquium Spectroscopicum Inter. XIV*, B 15, 397–434, 8 Abb., 6 Tab., Debrecen 1967.
- 74) Spektrochemische Analyse mit Riesenelektroden. – *Colloquium Spectroscopicum Inter. XIV*, K 1, 911–915, 3 Abb., 1 Tab., Debrecen 1967.
- 75) Über den Wert geochemischer Analysen bei stratigraphischen und lithologischen Untersuchungen von Sedimentgesteinen am Beispiel ausgewählter Profile der ostalpinen Trias. – *Geol. Sbornik*, 18, H. 2, 315–330, 9 Abb., 3 Tab., Bratislava 1967.
- 76) (In:) HUBER-SCHAUSBERGER, I. & SCHROLL, E.: UV-Lumineszenz und Seltenerdgehalte in Flußspaten. – *Geochemica Cosmochimica Acta*, 31, 1333–1341, 3 Abb., 2 Tab., London (Pergamon Press) 1967.
- 77) (In:) RAJNER, V., SCHROLL, E. & STEPAN, E.: Tritiummessungen von hei-

- Ben Wässern am Strand der Insel Vulcano (Liparische Inseln). – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 104, H. 2, 58–60, Wien 1967.
- 78) (In:) SCHROLL, E. & HAUKE, P.: Zinnstein aus dem Pegmatit vom Lieserrain bei Spittal an der Drau, Kärnten. – Miner. Mitt. Joanneum, 1967, H. 1/2, 99–103, 1 Abb., 2 Tab., Graz 1967.
- 79) (In:) SCHROLL, E., RAJNER, V. & ZELLHOFER, O.: Über radiophysikalische Altersdatierung des Grundwassers. – Österr. Wasserwirt., 19, H. 1/2, 8–15, 4 Abb., 2 Tab., Wien (Springer) 1967.
- 80) (In:) SCHROLL, E. & STEPAN, E.: Bestimmung des Massenschwächungskoeffizienten in der Fluoreszenz- und Diffraktionsanalyse. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 104, H. 2, 60–63, 1 Tab., Wien 1967.
- 81) (In:) SCHROLL, E. & STEPAN, E.: Zur quantitativen Röntgenfluoreszenzanalyse schwerer Mikroelemente in variabler leichter Matrix. – Acta Geol. Geogr. Univ. Comenia, 15, 267–277, Bratislava 1967.
- 1968
- 82) Zur radiophysikalischen Altersbestimmung des Grundwassers. – Gas/Wasser/Wärme, 22, H. 10, 211–215, 2 Abb., 2 Tab., Wien 1968.
- 83) Abundances of the Chemical Elements in the Main Rock Types of the Lithosphere in Relation to a System of Correlations. – 599–617, 10 Abb., 1 Tab., (In:) AHRENS, L. H.: Origin and Distribution of the Elements. – Oxford–New York (Pergamon Press) 1968.
- 84) (In:) SCHROLL, E., HUBER-SCHAUSBERGER, I., JANDA, I. & SPATZEK, H.: Extreme spektrochemische Spurenanalyse von Reinstgraphit auf Titan und Vanadin. – Mikrochimica Acta, 1968, H. 3, 649–659, 8 Abb., 2 Tab., Wien (Springer) 1968.
- 85) (In:) SCHROLL, E. & SAUER, D.: Beitrag zur Geochemie von Titan, Chrom, Nickel, Cobalt, Vanadin und Molybdän in bauxitischen Gesteinen und das Problem der stofflichen Herkunft des Aluminiums. – Travaux du Comité Inter. pour l'étude des Bauxites, des Oxydes et des Hydroxydes d'Aluminium, Acad. Yougoslave Sc. Arts, 5, 83–96, 4 Abb., 1 Tab., Zagreb 1968.
- 86) (In:) SCHROLL, E. & STEPAN, E.: Beitrag zur quantitativen Analyse von Mineralphasen mittels Röntgendiffraktion. – Tschermarks miner. petrogr. Mitt., 12, H. 4, 392–402, 3 Abb., 3 Tab., Wien (Springer) 1968.
- 1969
- 87) Exkursion in die Wüsten Ägyptens: Über die Herkunft der Oasenwässer (Vortragsbericht). – Tschermarks miner. petrogr. Mitt., 13, H. 3–4, 308–310, Wien (Springer) 1969.
- 88) Über das Alter des Wassers (Vortragsbericht). – Tschermarks miner. petrogr. Mitt., 13, H. 3–4, 345 f., Wien (Springer) 1969.
- 89) Anwendung der Röntgenfluoreszenzanalyse auf die Bestimmung geringer Konzentrationen in geologischem Material. – Sympóziu o Metodach Stanovenia Nizkych Koncentracii Prvkov v Nerastných Surovinách, Smolenice, 1969, 235–252, 3 Abb., Bratislava 1969.
- 90) (In:) SCHROLL, E. & STEPAN, E.: Zur Röntgenfluoreszenzanalyse geologischer Materials. – Tschermarks miner. petrogr. Mitt., 13, H. 2, 131–147, 3 Abb., 5 Tab., Wien (Springer) 1969.
- 91) (In:) SCHROLL, E. & WIEDEN, P.: Untersuchungen von Referenzproben mineralischer Rohstoffe im Rahmen eines Programms der OECD-Mineralforschung.

- Montan–Rundschau, 1969, H. 4, 88–89, Wien (Montan) 1969.
- 1970
- 92) (In:) AGIORGITIS, G., SCHROLL, E. & STEPAN, E.: K/Rb-, Ca/Sr- und K/Ti-Verhältnisse in basaltoiden Gesteinen der Ostalpen und benachbarter Gebiete. – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 14, H. 4, 285–309, 4 Abb., 4 Tab., Wien (Springer) 1970.
- 93) (In:) HUBER-SCHAUSBERGER, I., JANDA, I., DOLEZEL, P. & SCHROLL, E.: Chemische und spektrochemische Analyse internationaler Referenzgesteinsproben. – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 14, H. 3, 195–211, 5 Abb., 6 Tab., Wien (Springer) 1970.
- 94) (In:) SCHROLL, E. & KRACHSBERGER, H.: Untersuchungen zur Geochemie der Verunreinigungen in atmosphärischen Niederschlägen im Stadtgebiet von Wien. – *Radex-Rundschau*, 1970, H. 5, 331–341, 6 Abb., 7 Tab., Radenthein 1970.
- 95) (In:) STEPAN, E. & SCHROLL, E.: Memorial to Felix Machatschki. – *Geol. Soc. Amer. Ass.*, 7 S., Tulsa 1970.
- 1971
- 96) Beitrag zur Geochemie des Bariums in Carbonatgesteinen und klastischen Sedimenten der ostalpinen Trias. – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 15, H. 4, 258–278, 7 Abb., 4 Tab., Wien (Springer) 1971.
- 97) (In:) SCHROLL, E. & DOLEZEL, P.: Über den Berylliumgehalt in Staubbiederschlägen der Wiener Stadtatmosphäre. – *Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, 108, H. 11, 148 f., 1 Tab., Wien 1971.
- 1972
- 98) (In:) CARDICH-LOARTE, L. A. & SCHROLL, E.: Zur Geochemie des Strontiums in den Blei-Zink-Erzmineralisationen vom Typ Bleiberg-Kreuth und die Beziehung zur Erzgenese. – 2nd Inter. Sym. Miner. Dep. of the Alps, *Geologija*, 15, 337–342, 1 Abb., 1 Tab., Ljubljana 1972.
- 99) (In:) DOLEZEL, P. & SCHROLL, E.: Zur Geochemie der ostalpinen Siderite. – 2nd Inter. Sym. Miner. Dep. of the Alps, *Geologija*, 15, 343–359, 11 Abb., 3 Tab., Ljubljana 1972.
- 100) (In:) JANDA, I. & SCHROLL, E.: Zur spektrochemischen Spurenanalyse von Bleimetall im Gleichstromabreißbogen. – *Mikrochimica Acta*, 1972, H. 6, 902–907, 4 Abb., 3 Tab., Wien (Springer) 1972.
- 101) (In:) SCHROLL, E. & WEDEPOHL, K. H.: Schwefelisotopenuntersuchungen an einigen Sulfid- und Sulfatmineralen der Blei-Zink-Erzlagerstätte Bleiberg/Kreuth, Kärnten. – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 17, 286–290, 1 Tab., Wien (Springer) 1972.
- 1973
- 102) Beitrag zur Hydrogeochemie des Donauwassers in Österreich. – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 20, H. 3, 240–246, 3 Tab., Wien (Springer) 1973.
- 103) (In:) CARDICH-LOARTE, L. & SCHROLL, E.: Die Verteilung und Korrelation einiger Elemente in einem Erzkalkprofil der Bleiberger Fazies (Bleiberg/Kärnten – Rudolfschacht). – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 20, H. 1, 59–70, 1 Abb., 4 Tab., Wien (Springer) 1973.
- 104) (In:) PUCHELT, H., SCHOCK, H. H. & SCHROLL, E.: Rezente marine Eisen-erze auf Santorin, Griechenland; I. Geochemie, Entstehung, Mineralogie. – *Geol. Rundschau*, 62, H. 3, 786–803, 12 Abb., 6 Tab., Stuttgart (Enke) 1973.

1974

- 105) Seltenelementpegmatite in Nuristan/Afghanistan. – Mitt. österr. miner. Ges., 124, 3–5, Wien 1974.
- 106) (In:) RASMY, M. & SCHROLL, E.: Indium und Gallium in Zinkerzen aus Bleiberg-Kreuth. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 111, H. 10, 153–156, 1 Tab., Wien 1974.

1975

- 107) Analytische Geochemie, Bd. 1, Methodik. – XII + 292 S., 96 Abb., 42 Tab., 14 Taf., Stuttgart (Enke) 1975.
- 108) Das Geotechnische Institut der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal. – Österr. Ing.-Z., 18, H. 11, 402–408, 2 Abb., Wien (Springer) 1975.
- 109) Angewandte Geochemie. – Österr. Ing.-Z., 18, H. 11, 429–431, Wien (Springer) 1975.
- 110) (In:) BASTA, E. Z., EL KAMAR, A. M. & SCHROLL, E.: Rare earth elements distribution in some Egyptian phosphorites. – Rep. 2nd Anal. Conf. Miner. Resources (Cairo), Cairo 1975.
- 111) (In:) SCHROLL, E., KRACHSBERGER, H. & DOLEZEL, P.: Hydrogeochemische Untersuchung des Donauwassers in Österreich in den Jahren 1971 und 1972. – Arch. Hydrobiol./Suppl. (Donauforschung 5), 44, H. 4, 492–514, 9 Abb., 5 Tab., Stuttgart 1975.

1976

- 112) Analytische Chemie, Bd. 2, Grundlagen und Anwendungen. – IX + 374 S., 126 Abb., 60 Tab., Stuttgart (Enke) 1976.
- 113) (In:) SCHROLL, E. & JANDA, I.: Über das Vorkommen von Wolfram in Gesteinen der Ostalpen und der Böhmisches Masse. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 113, H. 1, 4–10, 1 Tab., Wien 1976.
- 114) (In:) SCHROLL, E. & PAK, E.: Die Schwefelisotopenzusammensetzung in Schwerspäten aus Lagerstätten im Grazer Paläozoikum als Beitrag zu deren Altersstellung. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 113, H. 1, 1–4, 1 Tab., Wien 1976.

1977

- 115) Fortschritte der optischen Emissionsspektroskopie auf dem Gebiete der Analyse geologischen Materials. – Fortschr. Miner., 54, H. 2, 167–191, 8 Abb., 3 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1977.
- 116) Umweltbelastung durch natürliche Schadstoffe. – Z. angew. Bäder- u. Klimaheilkunde, 24, H. 3, 240–244, 1 Abb., Stuttgart (Schattauer) 1977.
- 117) (In:) SCHROLL, E. & JANDA, I.: Das Vorkommen von Molybdän in Gesteinen der Ostalpen und der Böhmisches Masse. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 114, H. 12, 203–209, 1 Tab., Wien 1977.
- 118) (In:) BRIGO, L., KOSTELKA, L., OMENETTO, P., SCHNEIDER, H.-J., SCHROLL, E., SCHULZ, O. & STRUCL, I.: Comparative Reflections on Four Alpine Pb-Zn Deposits. – 273–293, 4 Abb., 4 Tab., (In:) KLEMM, D. D. & SCHNEIDER, H.-J. (ed.): Time- and Strata-Bound Ore Deposits. – Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1977.
- 119) (In:) SCHROLL, E. & KRACHSBERGER, H.: Beitrag zur Kenntnis des Chemismus der Porenwässer des Neusiedlerseeschlammes. – Biol. Forsch. Anst. Bgld., 24, 35–62, 9 Abb., 4 Tab., Illmitz 1977.
- 120) (In:) SCHULZ, O. & SCHROLL, E.: Die Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth

(Stand der geowissenschaftlichen Forschung 1976, Projekte 2437, 2776 S). – Verh. geol. B.-A., 1977, H. 3, 375–386, 1 Abb., Wien 1977.

1978

- 121) Zur Korrelation geochemischer Charakteristika der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth mit anderen schichtgebundenen Vererzungen in Karbonatgesteinen. – 131–158, 7 Abb., 3 Tab., (In:) ZAPFE, H. (ed.): Ergebnisse der österreichischen Projekte des Internationalen Geologischen Korrelationsprogramms (IGCP) bis 1976. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenreihe Erdwiss. Kommiss., 3, Wien–New York (Springer) 1978.
- 122) Contribution to the Mineralogy of the Iron-Rich Mud Sediments of Santorini, Greece. – 333–342, 8 Abb., (In:) DUMAS, G. (ed.): Thera and the Aegean World I. – 2nd Inter. Sc. Congress, London 1978.
- 123) (In:) SCHROLL, E. & EICHER, U.: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenbestimmungen an einigen Kalksteinen und Kalziten aus der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth/Kärnten. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 115, H. 7, 159–161, Wien 1978.

1979

- 124) Trace Elements in Kaolinites and Bauxites in Relation to their Genesis. – Travaux du Comité Inter. pour l'étude des Bauxites, de l'Alumine et de l'Aluminium, CMS-ICSOBA Conf., Kingston 1977, Acad. Yougoslave Sc. Arts, 15, 35–41, 3 Abb., 1 Tab., Zagreb 1979.
- 125) Beitrag der Geochemie zur Kenntnis der Lagerstätten der Ostalpen. – Proceed. 3rd ISMIDA (Leoben 1977), 287–296, 3 Abb., 1 Tab. und Verh. geol. B.-A., 1978, H. 3, 461–470, 3 Abb., 1 Tab., Wien 1979.
- 126) Progress in the Knowledge of Indicator Elements. – 213–216, (In:) AHRENS, L. H.: Origin and Distribution of the Elements. – Oxford–New York (Pergamon Press) 1979.
- 127) Electron microscopic investigations of the mud sediments. – 145–149, 4 Abb., (In:) LÖFFLER, H. (ed.): Neusiedlersee: The Limnology of a Shallow Lake in Central Europe. – (In:) ILLIES, J. (ed): Monographiae Biologicae. – Boston–London 1979.
- 128) Geochemical Diagnostic Features of Lead-Zinc Ore Deposits in Carbonatic Rocks. – JUGS–IGCP-Program No. 6, Alger 1979, (vervielfältigtes Vortragsmanuskript), 13 S., 5 Abb., 5 Tab. im Anhang, Wien (Bundesversuchs- Forsch.-Anst. Arsenal) 1979.
- 129) (In:) DOLEZEL, P. & SCHROLL, E.: Beitrag zur Geochemie der Siderite in den Ostalpen. – Proceed. 3rd ISMIDA (Leoben 1977), 119–125, 3 Abb., 2 Tab. und Verh. geol. B.-A., 1978, H. 3, 293–299, 3 Abb., 2 Tab., Wien 1979.
- 130) (In:) KÖPPEL, V. & SCHROLL, E.: Bleiisotopenzusammensetzung von Bleierzen aus dem Mesozoikum der Ostalpen. – Proceed. 3rd ISMIDA (Leoben 1977), 229–235, 2 Abb., 1 Tab. und Verh. geol. B.-A., 1978, H. 3, 403–409, 2 Abb., 1 Tab., Wien 1979.
- 131) (In:) RANK, D. & SCHROLL, E.: Test for the Applicability of Combined Nuclear and Geochemical Methods in Relation to the Water Balance of Lake Neusiedl, Austria. – 121–130, 7 Abb., (In:) N. N.: Isotopes in Lake Studies. – Wien (Inter. Atomic Energy Agency) 1979.

1980

- 132) (In:) CERNY, I., KOSTELKA, L., SCHROLL, E. & SCHULZ, O.: Buntmetalle

- in triassischen Sedimenten der Ostalpen. — Almanach '80 der österr. Forsch., 208–213, Wien (Verb. wiss. Ges. Österr.) 1980.
- 133) (In:) NIEDERMAYR, G. & SCHROLL, E.: Beryllium in den Hohen Tauern. — Almanach '80 der österr. Forsch., 214–218, Wien (Verb. wiss. Ges. Österr.), 1980.
- 134) (In:) PAK, E., SCHROLL, E. & WEBER, L.: Zur Schwefelisotopenzusammensetzung der Pb-Zn-Vererzung des Grazer Paläozoikums (Ostalpen). — Mineral. Deposita, 15, 315–325, 4 Abb., 1 Tab., Berlin (Springer) 1980.
- 135) (In:) SCHROLL, E. & PAK, E.: Schwefelisotopenzusammensetzung von Baryten aus den Ost- und Südalpen. — Tschermarks miner. petrogr. Mitt., 27, H. 1, 79–91, 1 Abb., 1 Tab., Wien (Springer) 1980.
- 1981
- 136) REM-Untersuchungen an Schalenblenden: Ein Beitrag zur As- und Tl-Führung von Sphaleriten. — Fortschr. Miner., 59, H. 1, 178 f., Stuttgart (Schweizerbart) 1981.
- 137) (In:) CERNY, I., PAK, E. & SCHROLL, E.: Schwefelisotopenzusammensetzung von Antimoniten und anderen Erzen aus Lagerstätten der Kreuzeckgruppe. — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 118, H. 8, 161–163, Wien 1981.
- 138) (In:) PAK, E., SCHROLL, E. & SCHULZ, O.: Zur Schwefelisotopenzusammensetzung des Antimonits von Schlaining/Burgenland. — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 118, H. 3, 21–23, Wien 1981.
- 1982
- 139) (In:) CERNY, I., SCHERER, J. & SCHROLL, E.: Blei-Zink-Verteilungsmodell in stillliegenden Blei-Zink-Revieren der Karawanken. — Arch. Lagerstättenforsch. geol. B.-A., 2, 15–22, 5 Abb., 2 Tab., Wien 1982.
- 140) (In:) KAPPEL, F. & SCHROLL, E.: Ablauf und Bildungstemperatur der Blei-Zink-Vererzung von Bleiberg-Kreuth/Kärnten. — Carinthia II, 172/92, 49–62, 4 Abb., 3 Tab., Klagenfurt 1982.
- 141) (In:) SAUER, D. & SCHROLL, E.: Anwendung spektralchemischer Methoden bei der Großserienmultielementanalyse geologischen und verwandten Materials. — VII CANAS, Sopron 1982.
- 1983
- 142) Geochemical Characterization of the Bleiberg Type and Other Carbonate Hosted Lead-Zinc Mineralizations. — 189–197, 7 Abb., (In:) SCHNEIDER, H. J. (ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe. — XIV + 402 S., 148 Abb., Berlin (Springer) 1983.
- 143) (In:) NIEDERMAYR, G. & SCHROLL, E.: The Tungsten Distribution in Rocks of the Western Hohe Tauern. — 240–248, 3 Abb., 2 Tab., (In:) SCHNEIDER, H. J. (ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe. — XIV + 402 S., 148 Abb., Berlin (Springer) 1983.
- 144) (In:) SCHROLL, E. & PAK, E.: Sulfur Isotope Investigations of Ore Mineralizations of the Eastern Alps. — 169–175, 4 Abb., (In:) SCHNEIDER, H. J. (ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe. — XIV + 402 S., 148 Abb., Berlin (Springer) 1983.
- 145) (In:) SCHROLL, E., SCHULZ, O. & PAK, E.: Sulphur Isotope Distribution in the Pb-Zn-Deposit Bleiberg (Carinthia, Austria). — Miner. Deposita, 18, 17–25, 2 Abb., Berlin (Springer) 1983.
- 146) (In:) KÖPPEL, V. & SCHROLL, E., 1983: Bleiisotope und Remobilisation von Erzlagerstätten. — Schriftenreihe der Erdwissenschaftl. Kommission, Österr. Akad. Wiss., 6, 39–51, Wien.

**Geology and Utilization of the "Pugu Hills" Kaolin Deposit,
Tanzania**

by

**H. LOBITZER, R. GIACOMINI, H. W. MÜLLER, R. NÖTSTALLER and
B. SCHWAIGHOFER**

With
3 Text-Figures, 8 Plates and 1 Table

Authors addresses:

Dr. Harald Lobitzer, Geological Survey, 1031 Vienna, Austria

Dipl. Ing. Romedio Giacomini, Technical Director,
KAMIG Kaolin Mine and Plant, 4311 Schwertberg, Austria

Dipl. Ing. Dr. Harald W. Müller and Prof. Dr. Bernd Schwaighofer
University of Agriculture, Institute for Soil Science and
Engineering Geology, 1180 Vienna, Austria

Dipl. Ing. Richard Nötstaller, Project Director, Austroplan Ltd.,
1153 Vienna, Austria

Contents

Summary	2
Zusammenfassung	3
1. Introduction	4
2. Geology	6
2.1 Previous Research	6
2.2 Review of the Geology of Pugu Hills	6
2.2.1 General Remarks, Geological Setting	6
2.2.2 Stratigraphy	7
2.2.3 Structural Geology	7
2.3 Mineralogy and Sedimentary Petrology	8
2.3.1 Preliminary Remarks and List of Samples	8
2.3.2 Methods	9
2.3.3 Results	12
2.3.3.1 X-ray Analysis	12
2.3.3.2 Grain Size Analysis	12
2.3.3.3 Scanning Electron Microscopy	12
2.3.3.4 Thin Section Analysis	13
2.3.3.5 Heavy Mineral Analysis	13
2.4 Provenance of Pugu Kaolinitic Formation	13
2.5 Sedimentary Environment	14
2.5.1 Sedimentary Facies	14
2.5.2 Fossil Roots and Root Moulds	16
2.5.3 Secondary Reduction Zones	16
2.6 Considerations on the Genesis of Pugu Kaolinitic Formation	17
3. Mining and Processing Aspects	20
4. References	20

Summary

Under a consultancy agreement concluded with State Mining Corporation of Tanzania, in 1980/81, AUSTROPLAN, Austrian Engineering Co. Ltd., carried out a feasibility study with the objective of investigating the techno-economic aspects for the exploitation of Pugu Hills Kaolin Deposit on an industrial scale. Based on extensive geological field surveys, mapping of the existing underground workings, and on the core descriptions, using up-to-date mineralogical methods, a better understanding of the sedimentary environment and the genesis of the extensive deposit was achieved.

The predominant kaolinitic raw material is represented by clayey-silty sandstones of two main types. As indicated by Scanning Electron Microscope analysis the kaolin "Type C and K" of previous reports, clearly turns out to be of in situ genesis, most probably formed by weathering of feldspathic sandstones and – more rarely – of highly feldspathic fine-grained sediments. Cross-bedding, scour and fill structures, root-moulds, with in part preserved root substance, occasional stringers of very coarse sand grains or pebbles, mottling and bleaching along fissures and rootlet tubes due to secondary reduction of Fe^{3+} to Fe^{2+} are the more conspicuous sedimentary features. On the other hand, kaolin "Type D" is in general more massive and, except

for occasional root canals and staining and scattered stringers of coarse-grained quartz, completely lacks the sedimentary structures mentioned above. Occasional pebble conglomerate beds, up to about 1 m thick, indicate lags of deposition. We consider the sediments of Pugu Kaolinitic Formation to be deposited in an upper deltaic environment, most probably under entirely freshwater conditions – by a Miocene "Pre-Ruvu River". While "Type D" is considered to represent channel deposits, with kaolin transported from a hinterland, kaolin "Type C and K" is considered to have developed in situ in various backswamp or respectively interdistributary environments of the delta plain. As a probable source area, indicated by heavy mineral analysis and the inferred paleodrainage configuration, the crystalline basement of the Uluguru Mountains, the Karroo at Mvuhā (as documented by gravel lags in the channel deposits) and eluvial and alluvial deposits must be taken into consideration.

In view of the comparatively thin overburden cover, the kaolin deposit in the area investigated can be worked by open pit. Due to wide variations in quality of the raw material, a selective mining technique is imperative. Employing a conventional process flow-sheet, kaolins of favourable ceramic properties and a good quality filler-grade kaolin can be obtained well suited to the production of paper, rubber and paints as well as pesticides. Quartz sands discharged as process tailings can basically be used as foundry-, building-, and glass sand.

Zusammenfassung

Im Rahmen einer Zusammenarbeit zwischen der State Mining Corporation, Dar es Salaam, und AUSTROPLAN, Wien, wurde in den Pugu Hills (Tansania) ein Kernbohrprogramm zur Rohstoffsicherung für einen geplanten Kaolin-Tagebau, der auf eine Werkskapazität von rund 110.000 Tonnen/Jahr Rohkaolin ausgelegt sein soll, mit positivem Erfolg durchgeführt. Aufgrund der geologischen und mineralogischen Untersuchungen der Bohrkerns sowie ergänzender Feldstudien und Befahrungen der Untertagebaue, konnten Hinweise zur Genese der Kaolinlagerstätte gefunden werden.

Zwei Rohmaterial-Haupttypen, beide kaolinführende tonig-siltige Sandsteine, können mit mineralogischen Methoden unterschieden werden; sie sind jedoch häufig im Handstück nicht eindeutig identifizierbar. REM-Fotos zeigen im Rohmaterial, das in früheren Berichten als Kaolin "Typ C bzw. K" bezeichnet wurde, schöne Kaolinitstapel mit idiomorphen pseudohexagonalen Kristallen. Sie deuten klar auf in situ-Entstehung hin. Die wichtigsten Sedimentstrukturen sind Kreuzschichtungen, Erosionsstrukturen, untergeordnet Schnüre von Grobsand oder Kies, Wurzelröhren mit z. T. erhaltener Wurzelsubstanz, vielfarbige fleckige Verfärbungen, sowie Bleichungszonen entlang von Klüften und konzentrisch um Wurzelkanäle. Der Kaolin "Typ D" ist im allgemeinen massig ausgebildet und zeigt, ausgenommen von gelegentlichen Verfärbungen und vereinzelt Schnüren von Grobsand und Kies, sowie sehr selten Wurzelkanälen, keine der oben angeführten Sedimentstrukturen. Im REM zeigt sich ein wirres Gefüge unregelmäßig begrenzter Kaolinitblättchen. Gelegentlich sind bis nahezu 1 m mächtige konglomeratisch verfestigte Kieslagen zwischengeschaltet; sie sind klar als Residualkonzentrate erkennbar.

Hinsichtlich der Bildungsbedingungen dürften die Gesteine der "Pugu Kaolin Formation" in einem am Festland gelegenen fluviatilen Deltabereich abgelagert worden sein, der vermutlich durchwegs oberhalb der marinen Beeinflussung lag. Während die Sedimente des Kaolin "Typ D" sehr wahrscheinlich umgelagerte, ferntransportierte

kaolinführende Sandsteine darstellen, die als Rinnenfüllungen des Flußbettsystems eines miozänen „Prä-Ruvu-Flusses“ anzusehen sind, stellen die Kaolinite des „Typ C/K“ in situ aus Arkosesandsteinen verwitterte Sedimente dar. Ihr ursprünglicher Ablagerungsbereich ist in den Überschwemmungsgebieten im nicht marin beeinflussten Flußdeltabereich zu suchen. Als Hinterland für diese terrigenen Schüttungen kommt das gesamte westlich der Pugu Hills gelegene Gebiet in Frage. Schwermineraluntersuchungen machen eine Herkunft aus dem Grundgebirge der Uluguru Berge wahrscheinlich. Doch auch die Karroo-Bildungen bei Mvuha führen feldspatreiche Gesteine, und glaziale Diamiktite der Karroo könnten als Lieferanten der gut gerundeten Quarzkieslagen, die als Flußrinnen-Residualsedimente den kaolinitischen Sandsteinen vom „Typ D“ zwischengeschaltet sind, in Frage kommen. Außerdem müssen als Herkunftsgebiet der transportierten Kaoline vom „Typ D“ auch noch eluviale und alluviale Ablagerungen in Betracht gezogen werden.

Für die bergmännische Gewinnung der oberflächennahen Lagerstättenteile im Untersuchungsgebiet bietet sich die Betriebsart Tagebau an, wobei angesichts der Qualitätsschwankungen des Rohmaterials selektiver Abbau erforderlich ist.

Aus dem Rohkaolin lassen sich durch herkömmliche Naßaufbereitung Kaoline mit guten keramischen Eigenschaften und Füllstoffe für die Papier-, Gummi- und Farberstellung, sowie Trägerstoffe für Pestizide erzeugen. Aber auch der anfallende Quarzsand ist als Gießerei-, Bau- oder Glassand verwendbar.

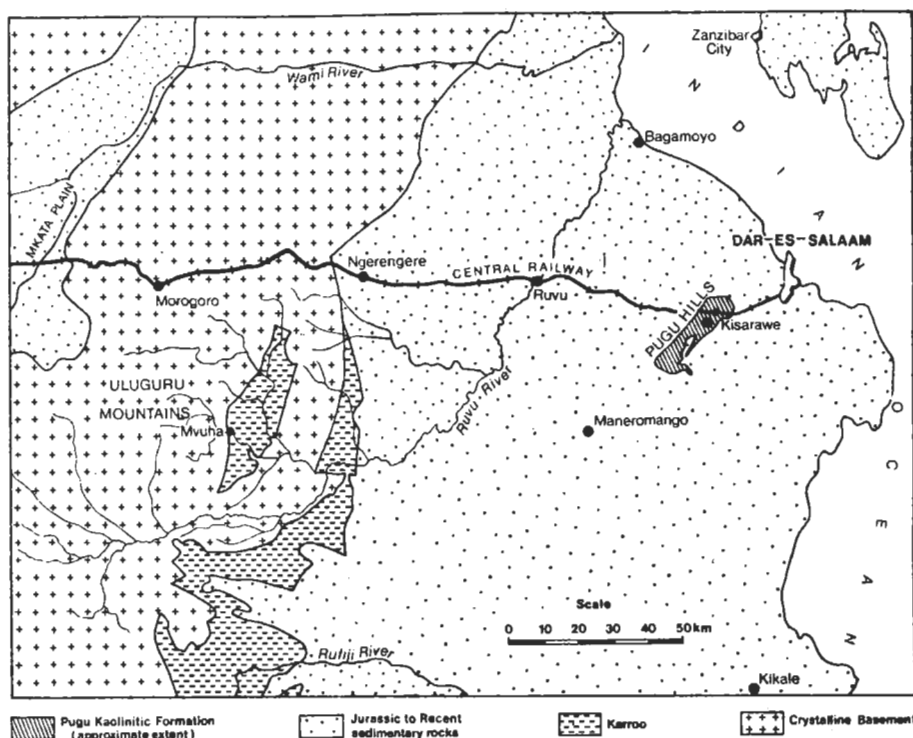
1. Introduction

Wilhelm BORNHARDT, the famous German geologist and explorer of the former "Deutsch-Ostafrika" (German Colony of East Africa), reports in his diary on February 16, 1897 that he discovered "snow-white soils and whitish kaolinitic sandstones" in the Pugu Hills close to the Kisarawe mission (BORNHARDT 1900). However, commercial exploitation did not start before 1942. Various mining companies in succession mined small quantities of raw kaolin from underground workings and produced washed kaolin of the order of several hundred tons per year. In 1976 the property was acquired by STAMICO, State Mining Corporation. A continuous rising demand for kaolin products made it desirable for STAMICO to investigate the possibility of setting up a new open pit mine and processing plant.

Following an official request by the Ministry of Finance and Planning of the United Republic of Tanzania, funds were granted by the Austrian authorities under the Technical Aid Program (Bundeskanzleramt, Project No. 796/80) to study the feasibility of the project. Under a consultancy agreement with STAMICO, AUSTROPLAN – Austrian Engineering Co. Ltd. – was entrusted with its implementation and overall coordination. The mineral-specific industrial know-how was provided by Messrs. KAMIG, an Austrian kaolin mine and plant operator. The geological field investigations were conducted by a geologist of the Austrian Geological Survey, while mineralogical investigations were carried out at the Institute for Soil Science and Engineering Geology, University of Agriculture, Vienna.

Because of the project area's proximity to Dar es Salaam (Text-Fig. 1), to which it is linked via main highway to Kisarawe and by the Central Railway Line, the target area is favourably located and all basic infrastructural requirements for the establishment of a major industrial enterprise are met.

Up to 1980, mining took place in two areas, i. e. in the immediate surroundings of



Text-Fig. 1: Simplified geological sketch showing approximate extension of Pugu Kaolinitic Formation in relation to the hinterland (after KENT et al. 1971).

the kaolin plant and more recently at Mambisi, some 2 km distant to the west. Both areas were worked by underground methods, each being characterized by a kaolinitic raw material with specific properties. The reference paper reviewing the geological framework is by TRUTER 1952. The kaolin sandstone in the collapsed Mambisi underground workings is designated "Pugu Type C or K" in former reports, at the kaolin plant it is referred to as "Pugu Type D". Additional mineral specific characterization was reported by ROBERTSON et al. 1954.

The scope of this paper is to discuss the results of purely scientific interest and to enable comparison of these data with other kaolin deposits of sedimentary origin, e. g. in the southeastern United States, England, and Bavaria. It is therefore not our intention to report on techno-economic parameters governing the feasibility of the project.

We thank STAMICO and the Austrian authorities for permission to publish some of the findings made during the course of this study. Throughout the execution of the project, STAMICO contributed substantially by furnishing a large part of the basic input data for the study as well as the dedicated services of its well-trained drilling staff. While it would be impossible to mention all individuals who participated in the execution of the project, it is imperative to gratefully acknowledge the support and cooperation of Mr. W. H. MANNING, General Manager of STAMICO and his executives S. L. BUGAISA, A. G. MUSHI, E. OLENAIKO, C. K. TOLAGE, E. W. JENGO, P. SELEKA, M. WOLFE, as well as the special consultant H. ALLENIUS.

2. Geology

2.1 Previous Research

In some of the following chapters ample reference is made to previous literature. In these paragraphs, therefore, only a few additional remarks are made. All publications and unpublished reports concerning Pugu kaolin, which were studied in the respective libraries of STAMICO-headquarters in Dar es Salaam and in the Geological Survey of Tanzania in Dodoma, are quoted in the bibliography at the end of this paper.

Apart from the topics of stratigraphic age, sedimentary environment, structural geology and various mineralogical aspects, a number of papers concern themselves mainly with the economic potential of Pugu kaolin deposit. The reserves of raw kaolin, located above the railway level, were calculated by TRUTER 1947 to be in the range of 2 billion tons; CILEK's 1979 estimate is of the order of 1 billion tons. Other reports provide figures not comparable to those mentioned previously, because they consider only a preselected area (e. g. SERI-Renault 1967, OHARU et al. 1974, MUSHI 1980, AUSTRPLAN 1981). Without doubt, Pugu kaolin deposit is one of the largest known in Africa, perhaps even in the whole world, and from the point of view of reserves could be mined at any desired scale.

It is imperative in this context, to mention the diverse activities by BP-SHELL in the Pugu Hills. Apart from successful geological field programs, including core drilling, several geophysical surveys were also carried out (e. g. SUTHERLAND 1956, KIRKALDY 1961, PRATT 1962). A concise review of all relevant data was compiled by KENT et al. 1971.

2.2 Review of the Geology of Pugu Hills

2.2.1 General Remarks, Geological Setting

The best review of the geology of Pugu Hills and surrounding areas was given by KENT et al. 1971. BARTHOLOMEW 1963 provides a precise geological map at the scale of 1:125.000 (Quarter Degree Sheet 186: Dar es Salaam), with a brief but outstanding explanatory text. An excellent compilation of most of the literature concerning kaolin in Tanzania is given in the paper by CILEK 1979. These three papers provide the information required for a basic understanding of the geological framework described in the following paragraphs.

The coastal area of Tanzania is unique within East Africa, in showing an almost complete stratigraphic sequence on top of the crystalline basement complex ranging from Karroo to Recent times, permitting analysis of the development of the continental margin in terms of sedimentation, marine incursions, local warping and the dating of fault movements (KENT et al. 1971). The geological history of this area should be seen as being closely related to the East African Rift Valley and its development through time and in relation to the history of the Indian Ocean. A west-east-section, from the basement of the Uluguru Mountains to the shore of the Indian Ocean, shows that the sedimentary cover gets younger towards the east. A short review of the western hinterland of Pugu Hills is provided in chapter 2.4 "Provenance of Pugu Kaolinitic Formation".

2.2.2 Stratigraphy

Ever since the time of the German administration (BORNHARDT 1900), the stratigraphic age of Pugu Kaolinitic Formation has been a matter of discussion. Due to the apparently complete absence of fossils, it has not been possible up to now to date the formation exactly by a direct method. We have also made many attempts to date the sequence stratigraphically – unfortunately without any success. A larger set of samples from greenish "claybound sands" and soft kaolinitic mudstones was washed, and examined for microfossils and we also checked for pollen and spores. One of these preparations, taken from weathered greenish clays along Central Railway Line, shows extremely poor preserved palynomorpha; perhaps fresher samples could provide more adequate material. As might be expected, the tests for nannofossils were also not successful. In this context, we wish to thank Dr. Ilse DRAXLER and Dr. Herbert STRADNER (Geological Survey of Austria, Vienna) for analysing the samples.

BORNHARDT 1900 compares the kaolinitic soils and sandstones close to Kisarawe mission with the Mikindani Formation of southern Tanzania and proposes an uppermost Tertiary age. RECK & DIETRICH 1921 studied samples from railway cuttings west of Pugu Station and stratigraphically assigned – what they called "Pugu Sandstone" – with some reservation to the uppermost Cretaceous. An important discovery was made by geologists of BP-SHELL (reviewed in KENT et al. 1971), who found an abundant marine fauna of Lower Miocene age, mixed with Paleocene faunal elements, in the immediately underlying beds. These data were obtained from cores of Pugu No. 2 borehole, mainly based on microfossils of "Pugu Spatangid Shales". This suggests, that the beds under consideration are not older than Lower Miocene and most probably comprise Miocene, perhaps even up to Pliocene age.

MUSHI 1980 reports an interesting find of a specimen of the marine pelecypod *Pectunculus* in kaolinitic sandstones. Though this fossil is most probably not stratigraphically indicative, its examination by an experienced paleontologist would be most desirable particularly because of paleoenvironmental considerations.

2.2.3 Structural Geology

In the Pugu Hills there are many structural features which can easily be recognized during the course of geological fieldwork and from core descriptions. However, the interpretation of the various scattered data obtained proves to be a rather difficult task. Fortunately BP-SHELL conducted a series of geophysical surveys comprising aeromagnetic, gravity and seismics and in addition drilled two boreholes close to Pugu Railway Station. These data are reviewed and discussed in the excellent paper by KENT et al. 1971.

The fundamental relationship between tectonics and sedimentation is the basis for the understanding of the Tanzanian coastal belt and of the Pugu Hills in particular.

The general strike direction of the Pugu Kaolinitic Formation runs almost parallel to the present adjoining coast line of the Indian Ocean, i. e. in a NNE/SSW-direction. This is also the main fault direction bordering the cuesta scarp of the Pugu Hills to the east and their less pronounced cuesta backslope to the west. The formation of Pugu Hills cuesta is most probably due to the postdepositional upthrust to the east and a tilting of the whole fault-block mountain to the west. Block-faulting, caused by en echelon faulting appears to be the best explanation for the repetition of Pugu

Kaolinitic Formation and "clay-bound sands", as exposed in the cuttings of the Central Railway. In addition to the major strike direction of the fault system, a second important fault line trend has a NW/SE direction. These minor faults are considered to be younger (HOROBYN 1957) and break the Pugu Hills into a series of blocks.

HOLROYD 1954 and HOROBIN 1957 also discuss if the present Pugu Hills could represent an anticline; the NNE/SSW fault line would then correspond closely to the axial surface trace of the original structure, the eastern flank of which was downfaulted below the present Dar es Salaam coastal plain. If, however, the Pugu Hills is a tilted fault block, the fault line could represent the "hinge" axis of the movement, all the tilting being to the west. As pointed out above, the latter explanation is emphasized in this paper.

Faulting is clearly proven by the two boreholes drilled by BP-SHELL close to Pugu Railway Station. The off-set of strata in the eastern drillhole amounts to more than 300 meters, the distance between the two boreholes being only 230 meters. Further profound discussions of the evidently close relationship between tectonics and the history of regressions in Tanzania were provided by KENT et al. 1971.

The field exposures show a variety of minor structures. A system of joints and fractures, vertically cut both the arenaceous and argillaceous sediments, the latter often slickensided (see also HOLROYD 1954). The area investigated has shallow dipslopes towards the west (Plate 8, Fig. 2). This direction cannot reflect the original dip direction of the strata, because the general drainage and therefore the major dip-direction was in an easterly direction. These reverse dip-directions can be explained as due to a tilting of fault bounded blocks towards the west.

2.3 Mineralogy and Sedimentary Petrology

2.3.1 Preliminary Remarks and List of Samples

The present paper attempts to examine the mineralogical composition and the microfabric of kaolinitic sedimentary layers, in order to obtain further definitive information on the deposit's genesis supplementing the results of the field investigations and the interpretation of the cores.

The mineralogy of Pugu Kaolinitic Formation has been the subject of a number of papers. Kaolin exploitation by the South African mining company "New Consolidated Gold Fields Ltd.", Johannesburg, resulted in an intensive analysis-program (TRUTER 1947, 1952, BRINDLEY & ROBINSON 1947, MELDAU & ROBERTSON 1952, ROBERTSON et al. 1954); this led to the identification of two main kaolin types. In brief, the reports mentioned above, indicate that Pugu "Type C and K" ("soft kaolin") show excellent whiteness and a kaolin content of approximately 30%, the sandgrains being of a narrow size range, with a median diameter of 0,28 mm. The kaolinite is well crystallized, structurally more perfect, but imperfect in crystal shape. On the other hand, Pugu "Type D" ("hard kaolin") is less white, with a higher kaolin content, sometimes up to more than 50%, the sand grains having a much wider size-range with a median diameter of 0.18 mm. The kaolinite crystals of Pugu "Type D" are euhedral, very well crystallized, morphologically perfect (ROBERTSON et al. 1954, CILEK 1979).

In practice, however, the division into these two types is valid for the area of the two underground workings only. Field data and the cores of STAMICO/AUSTRO-

PLAN core drilling program show that there exists a gradual transition with respect to grain sizes of the sand fraction, as well as in the mineralogy of the clay fraction.

Further mineralogical investigations were carried out by a number of consultants. For instance, the report by SERI-Renault 1967 provides electron microphotographs. OHARU et al. 1974 report on the presence of montmorillonitic sandstones and the report by HILLS 1962 and by the Ministry of Mines (ICEMIN) 1970 provide extensive data on mineralogy and chemistry. The heavy mineral content has already had considerable attention, e. g. in the papers by GUEST 1949, McKIE 1955, and AUSTRPLAN 1981.

While a large number of samples was collected and analysed during the course of AUSTRPLAN's investigations, the list presented below contains only those samples to which special reference is made in the text and the illustrations of this paper.

PU 1: Greenish clayey-silty arkose sandstone; approximately 100 m east of eastern entrance to the abandoned railway tunnel at Pugu kaolin plant; roadcut in lower bend of access-road to STAMICO/AUSTRPLAN drilling area.

PU 11: Greenish claystone; clay-pit at SIDO tiles and brick plant, about 1 km east of Pugu kaolin plant.

PU 16: Redbrown arkose sandstone; small quarry on road from Kisaware to Kazimzumbwi village, immediately north of Zumbwi River bridge.

PU 23, PU 24: Kaolinitic clayey-silty sandstone of collapsed Mambisi underground mine; characteristic of "Type C or K" kaolin.

All sample-numbers beginning with "AP" are from STAMICO/AUSTRPLAN-drillholes; e. g. AP 1/23,6 refers to: borehole AP 1, depth 23,6 m.

2.3.2 Methods

The mineral content of crude rocks was analysed in ground samples by x-ray diffractometry, using a Philips x-ray diffractometer (radiation $\text{CuK}\alpha$, 40 kV, 20 mA).*) The quantitative determination of the quartz content was carried out by binding the rock powder with a synthetic resin. After hardening the sample was again homogenized, by grinding into a powder.

For the grain size fraction < 2 microns the clay mineral content was determined by x-ray diffractometry. This clay fraction was separated by sedimentation method, after suspension in H_2O_2 and additional ultrasonic treatment. For x-ray analysis, the prepared samples were coated with K- and Mg-ions. In addition, the prepared textures were measured for expansion, using glycerine and dimethylsulfoxide (DMSO).

The quantitative determination of the mineral distribution was established by comparison of reflex intensities, using correction factors which were determined by theoretical and experimental means.

Employing a Cambridge Electron Microscope "Stereoscan S 6" **), microfabric and microchemical analyses, partly supported by Energy Dispersive Analysis of x-ray (EDAX), were carried out. For this purpose, undisturbed samples, after sputtering with gold, were used.

The mineral assemblage and the fabric of a number of selected rock types were also studied under the polarization microscope.

Grain size analyses were carried out by wet screening and by the sedimentation method after Andreassen in the laboratories of KAMIG.

*) Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich, Project No. 1613.

**) Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich, Project No. 1617, 4264.

The heavy mineral content was analysed by Dr. Wolfgang SCHNABEL, Geological Survey, Vienna. Additional determinations were made by x-ray diffractometry.

2.3.3 Results

2.3.3.1 X-ray Analysis

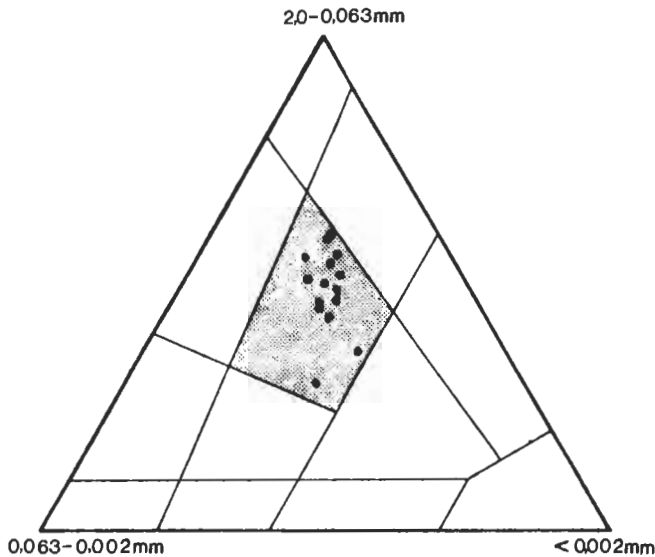
Table 1 shows the results of x-ray analyses as well as the data of other investigations.

The mineral content of all analysed samples is almost identical, except for the samples PU 1 and PU 11; quartz and kaolinite are always the main components, the quartz content varying between 40 and 74 %.

The samples PU 1 and PU 11 contain feldspar as a further primary mineral in addition to quartz. The clay mineral distribution shows kaolinite, illite, smectite, a mixed-layer mineral and traces of chlorite.

2.3.3.2 Grain Size Analysis (Table 1 and Text-Fig. 2)

After determining the grain size distribution, the examined samples were identified as clayey-silty sandstone. The more significant variations were found to occur only in the sand fraction.



Text-Fig. 2: Grain size distribution of analysed samples.

2.3.3.3 Scanning Electron Microscopy

The microfabric as well as the state of development and preservation of the mineral assemblages were examined by SEM.

The smectite minerals determined by x-ray in sample PU 1 could be identified by morphological and chemical investigations, as being fine-textured, rosette-shaped neo-

formations of a ferruginous smectite – nontronite (Plate 1, Fig. 1–3). It was only in this sample that smectite minerals could be detected, which may be due to a different origin from the other samples.

From the morphological aspect the kaolinite group represents two different types of development. There are winding stacks of pseudo-hexagonal single plates (Plate 1, Fig. 5, 6; Plate 2, Fig. 1, 2) apart from the heavily encrusted, irregular, single plates of kaolinite in the majority of the samples. Authigenic quartz grains and amorphous coatings in the interstices were also found in these samples (Plate 2, Fig. 4–6; Plate 3, Fig. 1, 2, 4; Plate 4, Fig. 2).

2.3.3.4 Thin Section Analysis

Three fabric types, differing by the matrix/grains ratio could be identified by petrographic thin section analyses. Fabric type 1 is characterized by strongly predominant grains (Plate 5, Fig. 1), in fabric type 2 the grains are distinctly reduced (Plate 5, Fig. 2), whereas they are completely absent in fabric type 3 (Plate 5, Fig. 3).

Numerous rootlet tubes found in the core drilling samples range from Recent formations in the lateritic overburden to fossil remnants in greater depth (Plate 6).

2.3.3.5 Heavy Mineral Analysis

Three different groups of rock samples could be distinguished by heavy mineral analysis. Sample group 1 is characterized by a distinct maximum garnet content, zircon is predominant in sample group 2, whereas garnet is reduced or completely absent. Very small quantities of garnet and zircon were determined in sample group 3. For a better characterization of sample group 3, an x-ray analysis of sample PU 1 was made. The main components are baryte and kyanite.

For further details the reader is referred to the report by AUSTRPLAN 1981 and to former studies cited in chapter 2.3.1.

2.4 Provenance of Pugu Kaolinitic Formation

All authors concerned with the question of the clastic particles' provenance unanimously agree on the crystalline basement complex of the Uluguru Mountains as being the probable hinterland of Pugu Kaolinitic Formation. The complex rock associations of the Uluguru Mountains, including meta-anorthositic rocks of the granulite facies, can be considered as probable source rocks of most mineral grains present in the heavy mineral analysis. Also highly feldspathic rocks are a conspicuous element of these rock associations (SAMPSON & WRIGHT 1964).

In several heavy mineral preparations of the Pugu Kaolinitic Formation and the interlayering "claybound sands", kyanite represents a significant component. In the granulites of the Uluguru Mountains, kyanite is relatively uncommon and appears to be mainly restricted to distinct graphitic rocks, with the mineral assemblage graphite-kyanite-plagioclase-kalifeldspar-quartz and an extremely unusual "garnet-kyanite rock", consisting of rounded garnets, set in a matrix of quartz and kyanite; rutile is an abundant accessory. Modal analyses of garnet-kyanite bearing rocks (kyanite-garnet-biotite schist, kyanite-biotite-garnet gneiss, and others) are provided by SAMPSON & WRIGHT 1964. SAMPSON 1957 reports the occurrence of kyanite-bearing pegmatite. In some of the larger pegmatites considerable amounts of both potassium and sodium feldspars also occur (SAMPSON 1956).

The provenance of baryte in greenish montmorillonitic arkosic sandstones, intercalated between layers of drab kaolinitic sandstone (see Table 1, sample PU 1), is not clear. However, the euhedral shape displayed in the heavy mineral preparations, is conceivably due to their alteration from feldspars (FÜCHTBAUER 1967).

The general geomorphology and in particular the inferred drainage pattern clearly indicate that east of the Uluguru Mountains sediments of the Karroo, marine Jurassic, Cretaceous and Tertiary up to Lower Miocene and superficial deposits should also be included in the drainage basin of a "Pre-Ruvu River".

The Karroo rocks of the Mvuha area, the Mvuha Beds, crop out in the eastern foothills of the Uluguru Mountains. According to SPENCE 1957, they comprise the following mappable units: very coarse conglomerates with some green shales (diamictite); shales and siltstones, partly varved; very coarse sandstones, in part feldspathic and containing small pebbles of quartz and feldspar up to 1 inch in diameter. The conglomerates include glacial outwash gravels. The lithology of the Mvuha Beds suggests that they were deposited in glacial conditions during Dwyka glaciation.

In the upper course of the "Pre-Ruvu River" besides the various rock types of the Uluguru Mountains, feldspathic sediments of the Karroo also contributed as source rocks to the Pugu Kaolinitic Formation. Some of the channel lag deposits, consisting of spheroidal shaped quartz-gravels, probably were mostly derived, at least in part, from Karroo glacial diamictites and conglomeratic beds.

On its easterly course, the river bed of the "Pre-Ruvu" had to pass mid-way an area covered by marine Jurassic and Cretaceous formations. Closer to the former shore of the Indian Ocean, marine sediments of Tertiary age (up to Lower Miocene) also occur in its middle and lower course.

Last but not least, superficial sediments – often kaolinitized – are also likely to have contributed considerably to the stream load. These sediments comprise the kaolinitic "Forest-Cap Clays" (SAMPSON 1956), as well as superficial sandy soils and the various sediments of alluvial origin, such as sands, silts, muds and boulders.

Uplifting and tilting of the Pugu Hills (see chapter "Structural Geology") towards the west after Miocene time caused the termination of active deposition in the delta plain of Pre-Ruvu River. The modern Ruvu River most probably represents a resequent stage of the older river bed in a northeastern direction.

2.5 Sedimentary Environment of Pugu Kaolinitic Formation

2.5.1 Sedimentary Facies

Due to the isolated and highly diverse outcrop situation, the interpretation of the sedimentary environment of Pugu Kaolinitic Formation proves to be a difficult task. Because this question is of eminent importance for the understanding of the deposit's geometry, this paper also attempts to provide a *p r e l i m i n a r y* interpretation, based on the incomplete data available. The following papers also deal with the sedimentary environment, often with contradicting results: TRUTER 1947, GUEST 1949, HOLROYD 1954, ROBERTSON et al. 1954, McKIE 1955, HOROBIN 1957, BARTHOLOMEW 1963, SOLESBURY 1964, BERNIUS 1967, KENT et al. 1971, and CILEK 1979. The papers by HOLROYD 1954, BERNIUS 1967 and KENT et al. 1971 confirm the present authors ideas, i. e. deposition of Pugu Kaolinitic Formation in fluvial environments respectively under strict freshwater conditions on the upper delta plain.

According to TURNER 1980, delta plains are low-lying areas which in their fluvial domains are cut by active and abandoned fluvial distributary channels and also show a variety of interchannel areas, the so-called interdistributary environments. The Pugu Kaolin Formation also shows typical features of the distributary channel environment, as well as the interchannel areas.

Massive channel-fill sandstones, some more than 12 m thick, with a significant gravel layer of approximately 60 cm thickness, are exposed at the portal to adit D (Plate 8, Fig. 2) in the present kaolin workings and along Central Railway Line. The mineralogy of "Type D" kaolinitic sandstone was described in detail by ROBERTSON et al. 1954. In several of the boreholes, massive channel-fill sandstones with basal or intraformational lags, comprising well rounded gravel of diameters in the range of 4 mm to several centimeters were also encountered. The gravel layers show thicknesses ranging from strings of isolated pebbles up to more than 50 cm and in some places pinch out laterally. The sand grains show poor sorting, the variation of grain sizes can most probably be attributed to constantly changing river courses, the sandy material being transported in the channels in fairly fast flowing muddy water. The coarser sediments have been deposited in the river channels, as documented by "scour and fill" structures, the absence of bedding, and the common occurrence of lag conglomerates. In part, these sediments also can be expected to represent crevasse-splay deposits. The finer-grained sands, silts and clays, however, predominate in the backswamp environments.

The inter-channel areas are composed of kaolinitic clayey-silty sandstone units and more rarely of clay/mud-dominated sandy rocks, often with abundant rootlets and colour mottling. The colour mottling is in most cases due to abandoned root canals, and in addition concentric spheroidal brick red patches, with diameters ranging to more than 20 cm occur. White or drab colouration is predominant. Infrequently there are also interlayers of dark purple clayey red beds and greenish arkose sandstones present, as documented in sample PU 1. A single significant red bed layer at the Mambisi National Housing Estate is used for tiles and in cavity-bricks manufacture. The green "clay bound sands", located 1 km east of the present kaolin plant, are of local economic importance for tile manufacture. From this locality one sample (PU 11) is described mineralogically in Table 1.

The red bed layers – usually having a thickness of the order of 1 m and associated with root scars – closely resemble paleosols, a characteristic feature of red beds formed in delta plain environments (TURNER 1980). The formerly abundant vegetation cover, indicated by rootlets and root scars, could have been responsible for trapping the mud-sediments and for their purple colouration.

An impressive outcrop of drab thin-bedded to laminated fine-grained kaolinitic sediments with occasional sand streaks and containing extensive burrows and roots, is exposed at a narrow curve in roadcuts of the Kisarawe–Kazimzumbwi road. The origin of the burrows is not clear and it seems a strange coincidence that organic activity did not completely destroy the stratification. These types of sediments probably represent a backswamp (lacustrine ?) environment.

Cross-bedded sandy siltstones with fine-grained interlayers, the latter occasionally laminated, crop out at the Central Railway Line, close to the Mambisi National Housing Estate (Plate 8, Fig. 1). With some reservation, these strata can be attributed to deposition on natural levees.

2.5.2 Fossil Roots and Root Moulds

Fossil root burrows are abundant in many parts of Pugu Kaolinitic Formation. Although rather rarely, even dry shrivelled-up root substance is still preserved and can be obtained in very small quantities from the root canals. Root moulds (SARJEANT 1975) are generally preserved as more or less vertical pipes, sometimes branching, with diameters from less than 1 mm up to about 8 mm (Plate 6; Plate 7, Fig. 1). In most cases the hollow cylindrical tubes of the root moulds are coated on their walls by ferruginous matter, with either brickred, purple or rustybrown colour. As a general feature hollow root moulds and rootlets seem to be more frequently preserved in the sandstone member of Pugu Kaolinitic Formation rather than in the finer clastic domains. However, the sandy kaolinitic claystones and mudstones in addition to the preserved features described, show occasionally abundant mottling predominantly of purple, redbrown or rustybrown, more scarcely of mauve or dark violet complexion. Because some of the mottles can be traced into clearly preserved root canals, they may be readily attributed to the action of decaying plant roots.

In the cores of the STAMICO/AUSTROPLAN drilling program, fossil root structures, including shrivelled-up root substances, can be observed downwards to depths of more than 60 meters. Root burrows are not restricted to the white or drab kaolinitic sediments, but can also be observed in red bed intercalations and of course in the lateritic soil cover. An outcrop of a sequence of drab kaolinitic sediments intercalated with a red bed layer occurs along an access road to the STAMICO 1979/80 drilling area, close to the "Testborehole" (Plate 4, Fig. 4). This sequence shows vertical tubular zones of bleaching, due to downward percolating ground water along former rootlet moulds.

In a delta plain environment plants may have grown submerged in marshes, on temporary dried areas of the floodplain or on natural levees marginal to the distributary channels. The scarcity of plant debris in the parts of Pugu Kaolinitic Formation studied can most probably be attributed to rapid decomposition and oxidation prior to burial. The well-drained swamp deposits of the Mississippi delta also contain virtually no organic matter.

Apart from joints and fractures, secondary porosity may be enhanced by root penetration. The downward percolation of descending waters enriched in humic acids along abandoned rootlet tubes, which causes reduction of Fe^{3+} to Fe^{2+} , thus bleaching the surrounding host rock, is well documented in various of the outcrops in the Pugu Hills (see next chapter). The supposition, however, that these descending acidic waters could also be responsible for the alteration of feldspars to kaolinite in the arkosic sandstones could not be either confirmed nor disproved to date by mineralogical investigations. STAUB & COHEN 1978 report on soils penetrated by roots below peat, enriched in kaolinite due to leaching by humic acids percolating downwards. Familiar examples of soil formation – often enriched in kaolinite – due to this mechanism are provided by the seat earths below coal seams in the Upper Paleozoic Coal Measures of the U. S. A. There are, however, no indications of seat earth-horizons anywhere in the Pugu Hills, despite rare lignitic streaks encountered at Pugu No. 2 borehole by BP-SHELL (KENT et al. 1971) in "claybound sand".

2.5.3 Secondary Reduction Zones

An interesting feature, which still requires further research, is the presence of white

or drab bleached zones in an otherwise redbrown indurated arkosic sandstone, exposed in a small quarry on the road from Kisarawe to Kazimzumbwi village. As shown in Plate 4, Fig. 3, two types of bleached zones can be observed, i. e. concentric spheroidal shaped and horizontal zones.

The spheroidal zones have generally a dark centre, the leached haloes being arranged more or less concentrically around it. The diameter of these vertical tubular bodies, showing spheroidal cross-sections, range from 10 to 18 cm, the dark, central, irregularly or spherically shaped spots are of the order of 0.5 to 2 cm. The latter can be attributed to root canals, which provided ready access to the percolation of reducing ground water and subsequent bleaching of the neighbour host rock by reduction of Fe^{3+} to Fe^{2+} , with associated dissolution of pigmentary oxides. Petrological investigations show that the macroscopically well defined boundary between the redbrown host rock and the bleached zone cannot be identified by the microscope. On the contrary, the clayey matrix of the white reduction zone shows darker complexion than in the host rock. The dark grains of iron oxides (goethite ?) which cause the redbrown colouration of the host arkose sandstone are, however, practically absent in the leached haloes.

The horizontal bleaching zones are a few centimeters thick and are clearly related to fissures, providing easy access to percolation of waters enriched by humic acids.

It remains an open question, if the bleaching phenomenon by reducing ground waters rich in humic acids is responsible in part or even on a large scale for the white or drab colouration of the Pugu Kaolinitic Formation. We could not find any indications, however, that the bleached haloes at sample point PU 16 show more pronounced kaolinization than the redbrown arkose host rock. (The useful discussions on this topic with Dr. Otmar SCHERMANN, Geological Survey, Vienna, are much appreciated.)

Concerning secondary reduction zones, discussed in detail by TURNER 1980, it should be noted that concentric bleached zones or reduction spots respectively, in comparable rock units in other parts of the world – as in the U. S. A. – contain appreciable concentrations in uranium, vanadium, copper and other minerals of economic interest. Some uranium-bearing sandstones show cross-bedding with conglomeratic erosional bases and typical channel geometrics (SELLEY 1976). Uranium ore bodies can also occur in "roll fronts", especially on their highly altered and bleached concave side, where the matrix and feldspars are extensively kaolinized. By using a scintillation counter a selection of fieldsamples and cores from Pugu Kaolinitic Formation were checked in Vienna for gamma radiation, unfortunately with negative results. However, systematic research has not been focussed so far on this topic.

2.6 Considerations on the Genesis of Pugu Kaolinitic Formation

All authors unanimously agree on the sedimentary origin of Pugu Kaolin Deposit. However, many detailed questions still remain unsolved and the data available are interpreted in different ways. The main questions to be discussed relate to the origin of kaolinite and the time of kaolinization, both of them are intimately connected with the provenance of detritic particles and the depositional environment of the Pugu Kaolinitic Formation.

There are at least three theoretical possibilities for the accumulation of kaolinite in the Pugu Hills. The first one, which is definitely proved by petrological studies is

an in situ kaolinization of arkose sandstones and similar associated highly feldspathic fine-grained sedimentary rocks.

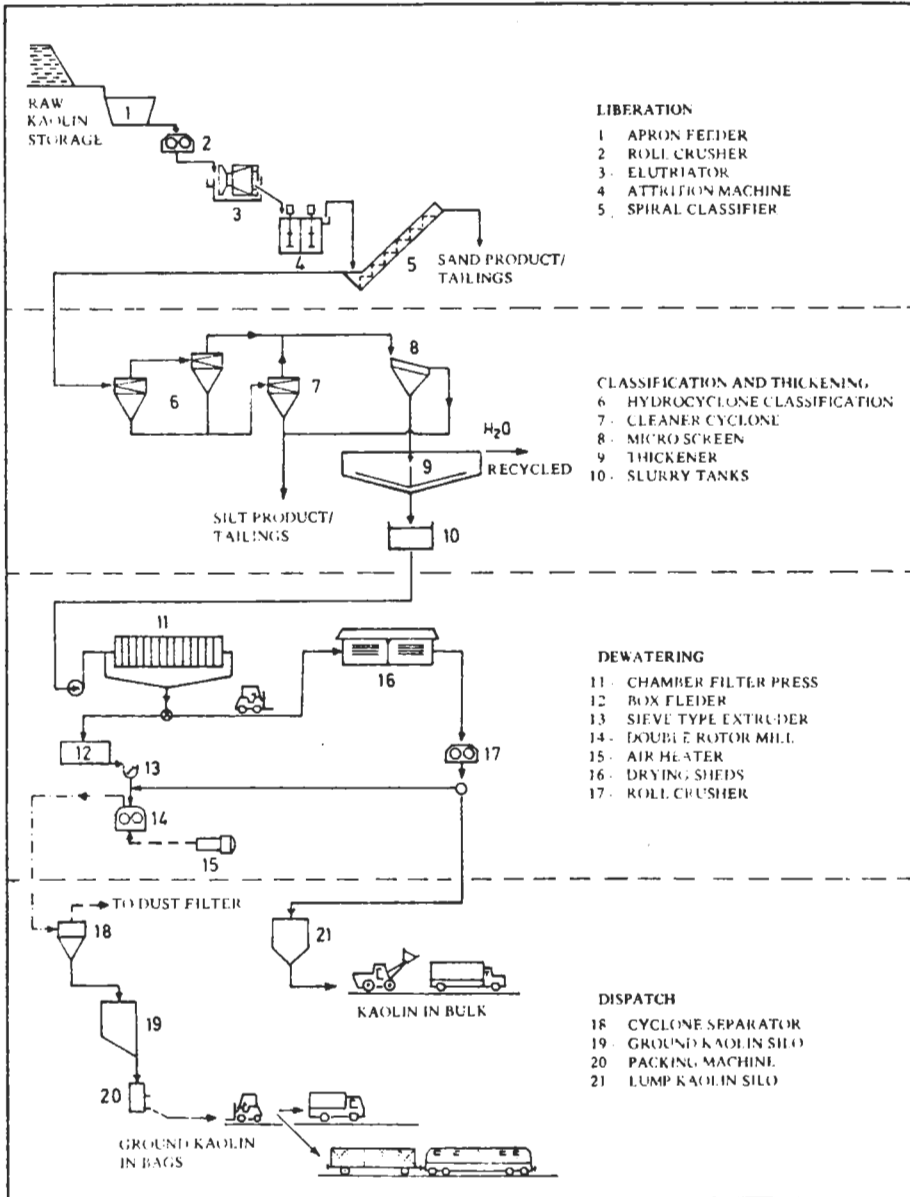
A second source of kaolinite, which could be of eminent importance for the accumulation of "Type D" kaolinitic sandstones, is most probably a kaolinite which was transported from a far source. It could be derived from kaolinitic weathered crusts, e. g. the "Forest-Cap Clays" of the Uluguru Mountains and from other kaolinitic residual sediments, as mentioned in chapter 2.4. The mechanism of sedimentation of "Type D" kaolin favoured by the present authors is a fast long-distance transport in muddy waters of the "Pre-Ruvu River", followed by deposition in the low-energy areas of the river or its distributary channels in the flat upper deltaic plain. Alternatively, it cannot be excluded, that the extensive sand filling of channels is a result of pronounced bi-directional bed shear in an inner tidal delta. The smectite-bearing sandstone of sample locality PU 1 and similar occurrences, may also indicate a marine influence (ROBERTSON et al. 1954, CILEK 1979).

As a third possible source of kaolinite, postdepositional reworking and subsequent redeposition of already more or less consolidated kaolinitic rocks within the Pugu Kaolinitic Belt should be considered. Actually, there also appears some proof for this kind of genesis for part of the sediments. This is indicated by accumulations of coarse-grained sediment clasts in "scour and fill" structures. As can be seen in the exposure displayed in Plate 7, Fig. 2 part of the redeposited material consists of sharp-edged flakes and chips of kaolinitic sediments, eroded from the immediately underlying bed into which the mini-channel cuts. The eroded and redeposited coarse-grained clasts show sharp boundaries against the surrounding matrix. This feature – with some reservation – provides evidence for an early stage of kaolinization, probably starting contemporaneously with the exposition of sediments to weathering agents. It is to be expected, that such relatively delicate structures as clast boundaries within a lithologically uniform bed would have been completely destroyed during a late diagenetic alteration of a feldspathic parent rock.

As a result of quick facies changes, the presence of current bedding and channel structures, together with beds and lenses of green and red clays, CILEK 1979, argues against the idea of kaolinization in situ during the Lower and Middle Miocene. Without doubt, further investigations are still necessary to enlighten this complex subject.

According to PATTERSON & MURRAY 1975, the deposits whose origins are least understood include those in the extensive kaolin belt in Georgia and South Carolina, U. S. A.

This statement is truer still by far for the Pugu Kaolin Belt. Nevertheless, in consulting the literature on the U. S. deposits (VEATCH 1908, 1909, NEUMANN 1927, KESLER 1956, PATTERSON & MURRAY 1975), many similarities with the kaolin occurrences in the Pugu Hills are evident. Regarding the provenance of U. S. kaolinitic material, a strongly weathered Piedmont surface was assumed to represent the hinterland; the kaolin being transported by streams to the area of deposition. The mineralogical analysis of the kaolinites also shows in part accordion-like booklets, proving in situ genesis of part of the kaolins, probably due to postdepositional alteration of highly feldspathic sediments. There is no agreement, if the kaolins were either formed under freshwater conditions, or in littoral respectively deltaic environments under marine influence. A striking similarity to the Pugu kaolin deposit is a lens-shaped occurrence of kaolinitic raw material and the highly unsorted nature of the sand frac-



Text-Fig. 3: Simplified Process Flow-Sheet

tion. Smectite is also present in some deposits in varying quantities. ROBERTSON et al. 1954 even compare the similar crystal forms of Georgia and Pugu euhedral kaolinites. In our opinion a comparison between the U. S. and Pugu kaolin belts, comprising field data and detailed mineralogical investigations, could provide supplementary information for a better understanding of the genesis of both these kaolin belts.

3. Mining and Processing Aspects

Up to 1981, STAMICO extracted kaolin from a small underground mine with a production capacity of less than 10 000 tons/year, employing a modified room and pillar method. At that time, an analysis of the projected future domestic demand in Tanzania, and the identification of a limited, yet notable export potential for kaolin products clearly established that present mine capacity should be increased substantially within the next years to some 110 000 tons/year run-of-mine kaolin.

In view of the fact that, within the target area selected, kaolin occurs in the form of a near-surface deposit with overburden thickness in the range of 10 to 18 m and a strip ratio of less than 1 : 1, surface mining should be considered as the optimum mode of operation. However, due to the high degree of lateral and vertical quality variation of the raw material, selective mining combined with continuous quality control should be applied. This would be greatly facilitated if an adequate number of extraction points with different quality characteristics were exposed, where good quality and poor quality material are mined and loaded in such proportions that the total blend will possess the desired properties. Thus, under the conditions prevailing in the target area, multiple-bench mining with low bench heights should be regarded the appropriate method, providing the flexibility required for selective mining.

A comprehensive laboratory and semi-industrial test program, conducted on the subject raw material, confirmed that products for a variety of industrial applications can be obtained. Processed Pugu kaolins possess favourable ceramic-properties and are well suited as carrier-substances in pesticides and as fillers in rubber, paint, and bitumen. A good filler-grade kaolin can be produced by increasing the proportion of the higher-quality component in the mill feed. While it would also be basically possible to produce coating clay from the high-quality portions of the deposit, this would require additional, costly processing steps and would furthermore be associated with a substantial reduction in the recovery rate.

Standard kaolin products can be obtained from Pugu kaolin using a largely conventional flow-sheet, as illustrated in the Text-Fig. 3. The proposed combination of open-air drying in sheds and thermal drying is a good example of an appropriate technology that already has a proven production history. Depending upon the type of raw kaolin processed and the product quality desired, the recovery rate will vary around an average value of about 30 %. In principle, the correspondingly large quantities of quartz sand discharged as tailings could also find several commercial uses with only minor additional processing required. Potential fields of application include building materials, glass and foundry sands, as well as abrasives in sand blasting and as cleansing agents.

4. References

AUSTROPLAN, 1981: Pugu kaolin project – Feasibility study. Vol. 2. – XVI + 445 p., Vienna.

- BARTHOLOMEW, R. W., 1963: Quarter degree sheet 186: Dar es Salaam, 1:125.000 with "Brief explanation of the geology". — Geol. Surv. Tanganyika, Dodoma.
- BERNIUS, G. R., 1966: Pugu Hills kaolin sampling programme. — Unpubl. report Geol. Survey Tanganyika. File No. C1662, 2 p., Dodoma.
- , 1966: Drillhole siting at Pugu Hills. — Unpubl. report Geol. Survey Tanganyika, File No. C1686, 3 p., Dodoma.
- , 1967: Pugu Hills kaolin drilling programme 1966. — Unpubl. report Geol. Survey Tanganyika, File No. C1715, 6 p., Dodoma.
- BORNHARDT, W., 1900: Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas. Ergebnisse der in den Jahren 1895–1897 unternommenen Reisen. — Deutsch-Ost Afrika, Vol. 7, 595 p., Berlin (Dietrich Reimer).
- BRINDLEY, G. W. & ROBINSON, K., 1947: An x-ray study of some kaolinitic fireclays. — Trans. Brit. Ceram. Soc., 46, 49–62, Sunbury.
- BUGAISA, S. L., 1972: Pugu kaolin deposit, Kisarawe District — Summary of research activities. — Unpubl. report State Mining Corp., No. C54, 17 p., Dar es Salaam.
- CILEK, V., 1979: The origin and development of primary and secondary kaolin deposits in Tanzania. — Rozprawy Acad., 89, 62 p., Prague.
- FÜCHTBAUER, H., 1967: Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity. — Proc. 7th Petrol. World Congr., Reservoir Geol., 353–369, Mexico.
- GEOMIN, 1970: Preliminary feasibility study concerning the beneficiation of Pugu Hills kaolin sand. — Unpubl. report Geol. Survey Tanganyika, File No. C2017, Dodoma; 38 p., Bucharest.
- GUEST, N. J., 1949: Report for Messrs. Sir Alexander Gibb and partners on the geological origin of the sandy soil covering the Pugu Hills. — Unpubl. report Geol. Survey Tanganyika, File No. 2572, 4 p., Dodoma.
- HARRIS, J. F., 1961: Summary of the geology of Tanganyika. Part IV: Economic Geology. — Mem. Geol. Survey Tanganyika, 1, 143 p., Dodoma.
- , 1969: Kaolin deposits of Tanzania. — XXIII. Internat. Geol. Congr. 1968, Proc. of Symp. I, 16, 75–78, Prague.
- HILLS, B. J., 1962: The beneficiation of the Pugu Kaolinitic Sandstones for the procedure of kaolin and glass sand. — Unpubl. report Geol. Survey Tanganyika, File No. C1456, 15 p., Dodoma.
- HOLROYD, R. B., 1954: Completion report on the Pugu core holes, Tanganyika. — Unpubl. report (by BP-SHELL) Geol. Survey Tanganyika, File No. C1599, p.1–19 and 1–11, Dar es Salaam/London.
- HOROBIN, L. G., 1957: The geology of the Pugu-Maneromango area, Tanganyika. — Unpubl. report (by BP-SHELL) Geol. Survey Tanganyika, File No. C1609, 48 + 16 p., Dar es Salaam.
- IKINGURA, J. R. & MUTAKYAHWA, M. K. D., 1980: STAMICO — Pugu kaolin project. — Unpubl. report Univ. of Dar es Salaam, Geology Dptm., Fourth Term Practical Training Report, 11 p., Dar es Salaam.
- KARIM, F. R. 1967: Kaolin sandstones of the Pugu-Kisarawe. — Unpubl. report National Development Corporation, 2 p., Dar es Salaam.
- KELLER, W. D., 1978: Classification of kaolins exemplified by their textures in scan electron micrographs. — Clays and Clay Minerals, 26, No. 1, 1–20, Houston.
- KENT, P. E., HUNT, J. A. & JOHNSTONE, D. W., 1971: The geology and geophysics

- of Coastal Tanzania. – Geophysical Paper, 6, 101 p., London.
- KESLER, T. L., 1956: Environment and origin of the Cretaceous kaolin deposits of Georgia and South Carolina. – *Econ. Geol.*, 51, 541–554, New Haven.
- KIRKALDY, P. H. S., 1961: Seismic reflection survey of the Pugu area, Tanganyika. – Unpubl. report by The BP–SHELL Petroleum Development Company of Tanganyika Ltd., 3 p., Mombasa.
- KLINEFELTER, T. A. et al., 1957: Kaolin samples from Tanganyika. – Unpubl. report Geol. Survey Tanganyika, Rpt. No. TAK/1, 28 p., Dodoma.
- KÖSTER, H. M., 1980: Kaolin deposits of Eastern Bavaria and the Rheinische Schiefergebirge (Rhenish Slate Mountains). – *Geol. Jb.*, Ser. D, 39, 7–23, Hannover.
- McKIE, D., 1955: The petrology of two groups of sedimentary rocks from Tanganyika with special reference to the clay fraction. – Unpubl. report Geol. Survey Tanganyika, Rpt. No. DMK/1, 11 p., Dodoma.
- MELDAU, R. & ROBERTSON, R. H. S., 1952: Morphologische Einflüsse auf technische Staubeigenschaften. – *Ber. Deutsch. Keram. Ges.*, 29, No. 2, 27–35, Bad Honnef.
- Mining and Geological State Company, 1970: Design for geological exploration work of Pugu-Kaolin sand deposit (U. R. of Tanzania). – Unpubl. report Geol. Survey Tanzania, File No. C2018, 14 p., Bucharest.
- Ministry of Mines, ICEMIN, Mining Research Institute, 1970: Determination of chemical-mineralogical composition and dressing possibilities on a sample of kaolin sands Pugu deposit (Tanzania). – Unpubl. report, 55 p., Bucharest.
- MOITRON, J., 1965: Memorandum on ceramic plant project for Tanzania to the National Development Corporation Dar es Salaam. – Unpubl. report Construction Etude Thermiques et Ceramiques (Paris), 31 p., Dar es Salaam.
- MUSHI, A. G., 1980: Final project report. Pugu Hills kaolin drilling exploration project. – Unpubl. report State Mining Corporation, 23 p., Dodoma.
- NEUMAN, F. R., 1927: Origin of the Cretaceous white clays of South Carolina. – *Econ. Geol.*, 22, 374–387, New Haven.
- OHARU, K., ABE, H., MIZOKOSHI, R., 1974: Report on the feasibility of kaolin refining plant in Tanzania. – Unpubl. report Japan Consulting Institute, 113 p., Tokyo.
- PATTERSON, S. H. & MURRAY, H. H., 1975: Clays. – In: LEFOND, S. J.: *Industrial minerals and rocks*, 4th edition, 519–585, New York.
- PRATT, P. J., 1962: Seismic reflection survey of the Pugu area, Tanganyika. Supplementary for seismic reflection survey of Pugu area by P. H. S. Kirkaldy. – Unpubl. report by The BP–SHELL Petroleum Development Company of Tanganyika Ltd., 2 p., Mombasa.
- QUENNELL, A. M., McKINLAY, A. C. M. & AITKEN, W. G., 1956: Summary of the geology of Tanganyika, Part I: Introduction and stratigraphy. – *Mem. Geol. Survey Tanganyika*, 1, 264 p., Dodoma.
- RECK, H. & DIETRICH, W. O., 1921: Ein Beitrag zur geologischen Kenntnis der Landschaft Usaramo in Deutsch-Ostafrika. – *Cb. Min. Geol. Paläont.*, 372–378, Stuttgart.
- ROBERTSON, R. H. S., BRINDLEY, G. W. & MACKENZIE, R. C., 1954: Mineralogy of kaolin clays from Pugu, Tanganyika. – *The American Mineralogist*, 39, 118–138, Menasha.

- SAMPSON, D. N., 1956: The forest-cap clays of the western Uluguru Mountains. – *Geol. Surv. Tanganyika*, 4, 64–69, Dar es Salaam.
- 1956: The mica pegmatites. – *Rec. Geol. Survey Tanganyika*, 4, 21–31, Dar es Salaam.
- 1957: A brief comparison between the mica-bearing pegmatites of the Uluguru Mountains and the Mikese area, Morogoro District, Tanganyika. – *C. R. Conference de Tananarive, C. C. T. A.*, 1, 243–259, Tananarive.
- 1962: The mica pegmatites of the Uluguru Mountains. – *Bull. Geol. Surv. Tanganyika*, 35, III + 74 p., Dar es Salaam.
- & WRIGHT, A. E., 1964: The geology of the Uluguru Mountains. – *Bull. Geol. Survey Tanzania*, 37, 69 p., Dar es Salaam.
- SARJEANT, W. A. S., 1975: Plant trace fossils. – In: FREY, R. W. (ed): *The study of trace fossils*, 163–179, Berlin–Heidelberg–New York (Springer-Verlag).
- SELEKA, P. N., 1980: Pugu Hills kaolin project II. Work progress report – March, 12 – August, 1980. – Unpubl. report by STAMICO (Pugu Kaolin Project), 2 p., Dodoma.
- SELLEY, R. C., 1976: *An introduction to sedimentology*. – 408 p., London–New York–San Francisco (Academic Press).
- SERI-Renault Engineering, 1967: Pre-project for the mining of a kaolinitic sandstone deposit and for the erection of a kaolin processing plant in Tanzania. – Unpubl. report, 127 p., Rueil-Malmaison (France).
- SOLESBURY, F. W., 1962: Brick-clay investigations in Pugu-Kisarawe area. – Unpubl. report Geol. Survey Tanganyika, File No. C1448, 41 p., Dodoma.
- 1964: Kaolin sandstones of the Pugu-Kisarawe area. – Unpubl. report Geol. Survey Tanganyika, File No. 2188, 5 p., Dodoma.
- SPENCE, J., 1957: The geology of part of the Eastern Province of Tanganyika. – *Bull. Geol. Surv. Tanganyika*, 28, VI + 62 p., Dar es Salaam.
- STAUB, J. R. & COHEN, A. D., 1978: Kaolinite-enrichment beneath coals; a modern analog, Snuggedy Swamp, South Carolina. – *J. Sed. Petr.* 48, 203–210, Tulsa.
- STOCKLEY, G. M., 1948: The geology and mineral resources of Tanganyika Territory. – *Bull. Geol. Survey*, 20, 30–31, Dodoma.
- STÖRR, M., KÖSTER, M., KUZVART, M., SZPILA, K. & WIEDEN, P., 1977: Kaolin deposits of Central Europe. – *Proc. 8th Int. Kaolin Symp. and Meeting on Alunite*, 1–20, Madrid–Rome.
- SUTHERLAND, J. T. McL., 1956: Refraction survey of the Pugu area, Tanganyika. – Unpubl. report Geol. Survey Tanganyika, File No. C1620, 25 p., Dar es Salaam.
- TEALE, E. O., 1927: *Geological Survey Annual Report 1927*. – p. 11, Dodoma.
- & OATES, 1946: The mineral resources of Tanganyika Territory. – *Bull. Geol. Surv. Tanganyika*, 16, XI + 172 p., Dodoma.
- The Geological Investigation Team of the Peoples Republic of China, 1973: Report on investigation of mineral resources along the Tanzania–Zambia Railway Line in the United Republic of Tanzania. – Unpubl. report Geol. Survey Tanzania, File No. C2097, 11 p., Dodoma.
- TRUTER, A. A., 1947: Tanganyika territory kaolin deposits in the Pugu Hills and limestone deposit at Msanga. – Unpubl. report New Consolidated Goldfields Ltd., 13 p., Johannesburg.
- 1952: Pugu kaolin deposit (Tanganyika). – Unpubl. report Geol. Survey Tanganyika, 1 p., Dar es Salaam.

- nyika, File No. 1953, 9 p., Dodoma.
- TURNER, P., 1980: Continental red beds. – *Dev. Sedimentol.*, 29, XIII + 562 p., Amsterdam–Oxford–New York (Elsevier).
- VEACH, O., 1908: The kaolins of the Dry Branch Region, Georgia. – *Econ. Geol.*, 3, 109–117, Lancaster.
- 1909: Second report on the clay deposits of Georgia. – *Bull. Geol. Surv. Georgia*, 18, 1–453, Atlanta.
- VENOT-PIC, 1971: Pugu kaolin sand treatment installation project. – Unpubl. report Geol. Survey Tanzania, File No. C2018, 32 p., Avon-France.
- WIESENEDER, H., 1971: Klassifikation und Entstehung terrigener und karbonatischer Sedimentgesteine. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 64, 219–236, Wien.
- WILLIAMS, T. A. J., 1945: Plant for the treatment of Pugu Kaolinitic sandstones for the production of glass sand and kaolin. – Unpubl. report Geol. Survey Tanganyika, File No. 2240, 9 p., Dodoma.
- WRIGHT, L. D., 1978: River deltas. – In: DAVIS, R. A. jr.: Coastal sedimentary environments, p. 5–68, New York–Heidelberg–Berlin (Springer Verlag).

Plate 1

- Fig. 1–3: PU 1 – fine textured, rosette-shaped smectite aggregates in micro-cracks and interstices; average diameter of the intergrowths $3,5 \mu$; the single minerals are shaped as plates with irregular edges; EDAX-analyses indicate ferruginous smectite – nontronite.
- Fig. 4: PU 1 – slightly bent mica plate with dissolved structures at the edges.
- Fig. 5: PU 16 – irregular stacks of kaolinite; lath-like clay mineral aggregates towards the mineral edges.
- Fig. 6: PU 24 – stacks of kaolinite with idiomorphic pseudo-hexagonal crystals.

Plate 1

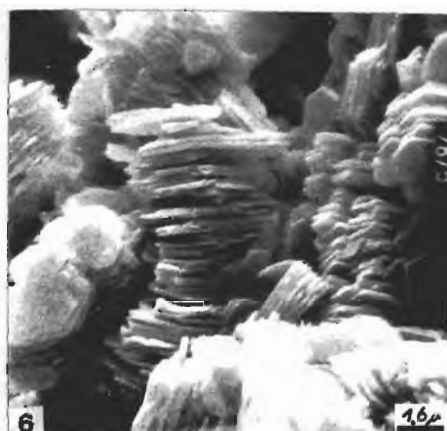
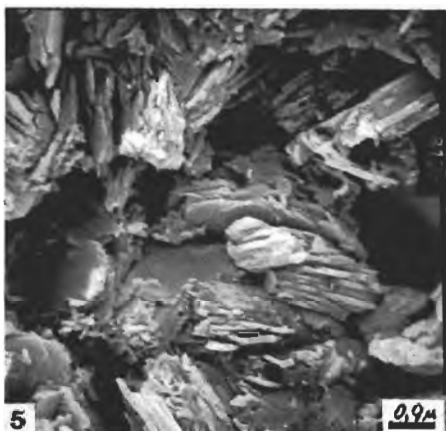
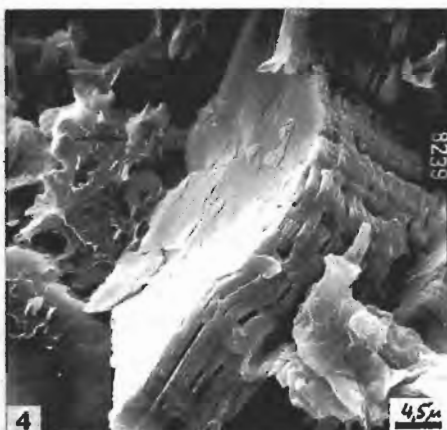
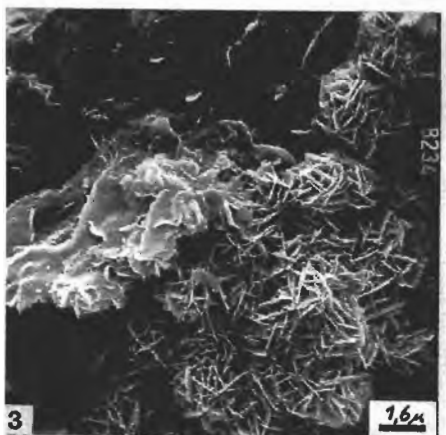
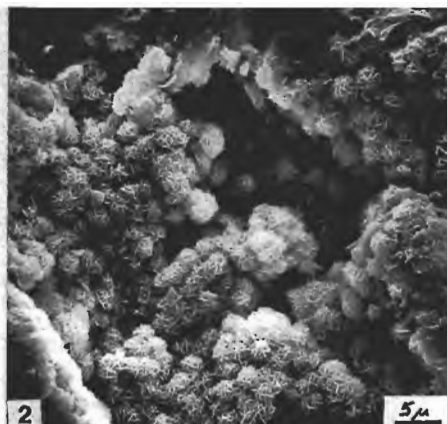
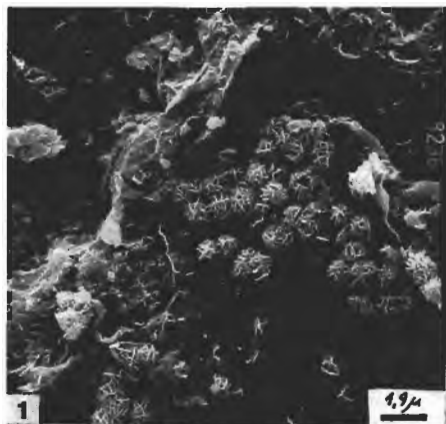


Plate 2

Fig. 1, 2: AP 1/55,2 – vermicular kaolinite aggregates with idiomorphic pseudo-hexagonal single plates.

Fig. 3: AP 3/8,21 – strong incrustation around smaller and bigger quartz grains.

Fig. 4: AP 3/24,75 – fine-grained porous matrix of Al- and Si-oxides with idiomorphic authigenic quartz.

Fig. 5: AP 3/24,75 – detail of Fig. 4 with authigenic quartz.

Fig. 6: AP 6/26,5 – loose, cavernous fabric with numerous quartz grains.

Plate 2

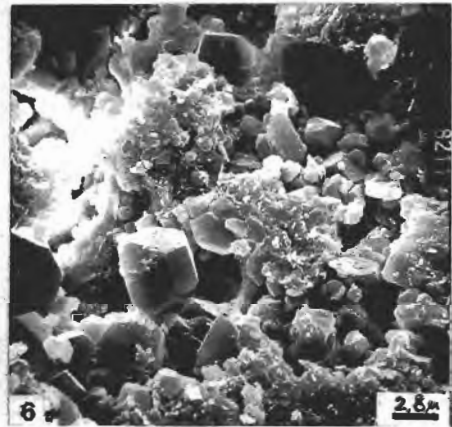
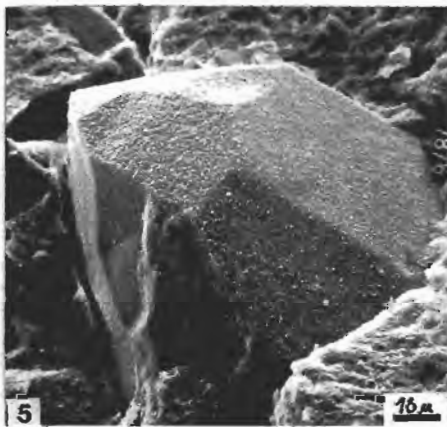
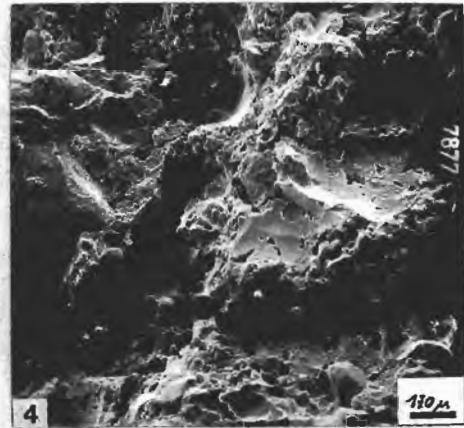
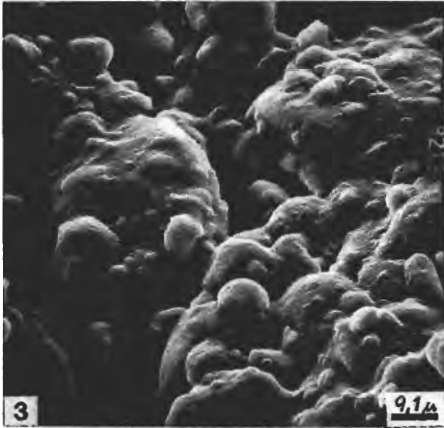
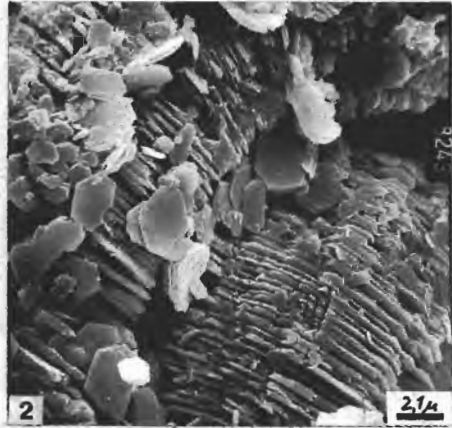
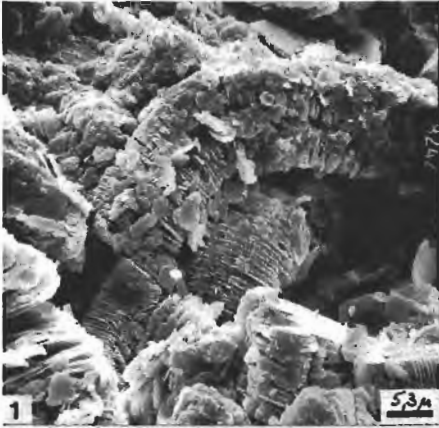


Plate 3

- Fig. 1: AP 6/51,25 – concentration of authigenic quartz grains.
- Fig. 2: AP 7/26,8 – interstices with amorphous SiO₂-coatings.
- Fig. 3: AP 7/26,8 – a higher magnification reveals a resolution of the coating in single aggregates.
- Fig. 4: AP 7/26,8 – idiomorphic quartz grains in a matrix with coated kaolinite aggregates.
- Fig. 5: AP 7/37 – matrix with irregularly shaped and loosely arranged kaolinite plates.
- Fig. 6: AP 7/48 – ball- or kidney-shaped Fe-rich concentration in dark violet rootlet tubes.

Plate 3

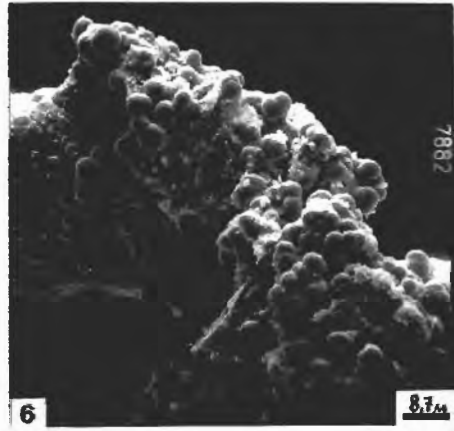
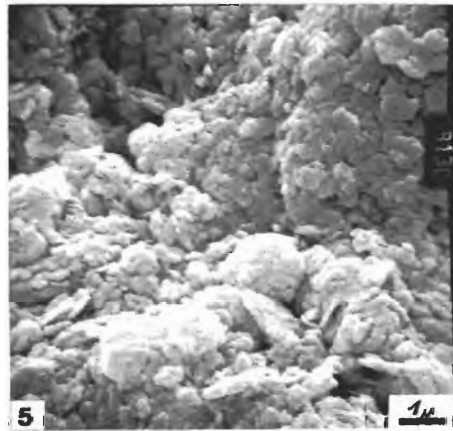
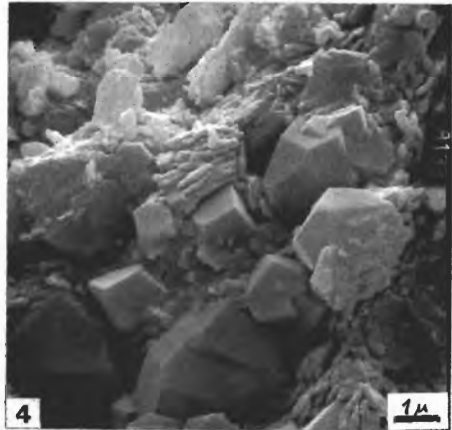
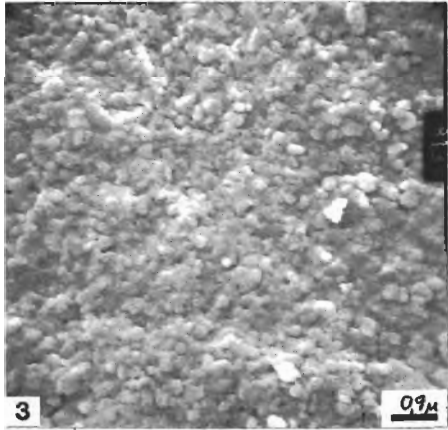
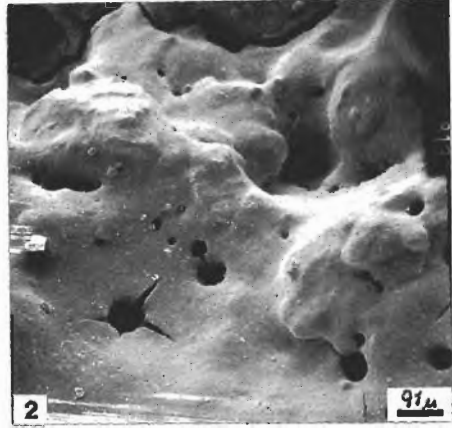
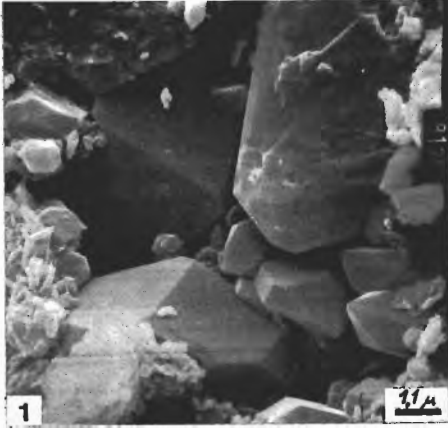


Plate 4

- Fig. 1: AP 12/56 – a fine-grained clay mineral matrix with poorly crystallized Fe-oxides in rootlet tubes.
- Fig. 2: AP 12/56 – Fe-rich matrix with authigenic quartz crystals.
- Fig. 3: Sample point PU 16. – Road from Kisarawe to Kazimzumbwi village, north of Zumbwi river bridge. – Arkose sandstone with zones of bleaching due to secondary reduction of Fe^{3+} to Fe^{2+} . Note two types of bleached zones, namely spheroidal haloes with dark centres originating from root penetration and horizontal zones along fissures.
- Fig. 4: Acces-road to "Testborehole" in STAMICO 1979/80 core drilling area. Vertical bleaching zones caused by downwards percolation of acid waters along intact and abandoned root canals in the hanging part of a kaolinitic sandstone/red bed-sequence.

Plate 4

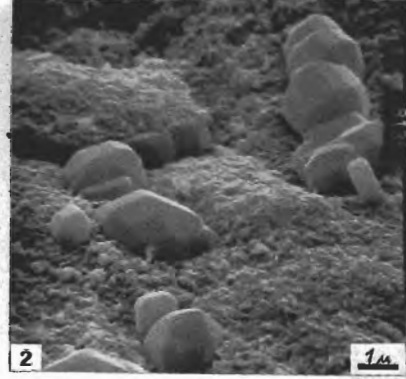
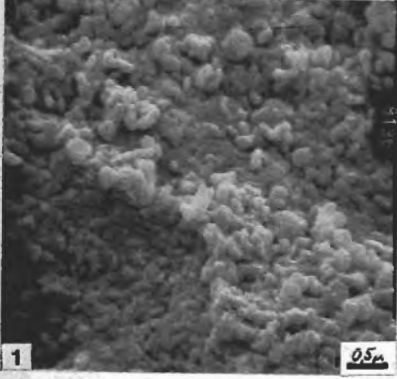


Plate 5

- Fig. 1: AP 12/55,8 – the fabric is characterized by grains strongly predominating the matrix, which is infiltrated with opaque to reddish-brown transparent Fe-oxides. The grains are rounded and angular quartz with mostly straight extinction and various grain size.
- Fig. 2: AP 2/50,2 – bigger, corroded quartz grains are distinctly reduced in relation to the predominant Fe-rich clayey matrix.
- Fig. 3: AP 9/57,57 – the partly colourless or light-brown mainly clayey matrix consists of sericites and small, corroded quartz grains; no coarser quartz grains.
- Fig. 4: PU 16 – numerous vermicular clay mineral aggregates (kaolinite) in a matrix strongly infiltrated with Fe-oxides.
- Fig. 5: PU 16 – distinct dissolution structures corresponding to the zoning in bigger plagioclase grains (ϕ up to 0,8 mm).
- Fig. 6: AP 4/24,5 – in the thin section the macroscopic violet zones show a fine-grained assemblage of reddish Fe-oxide particles; the subrounded to angular quartz grains are mostly fractured.

Plate 5

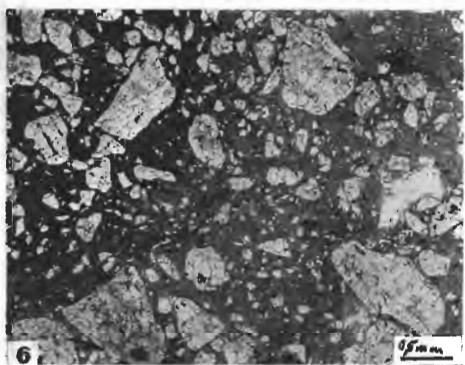
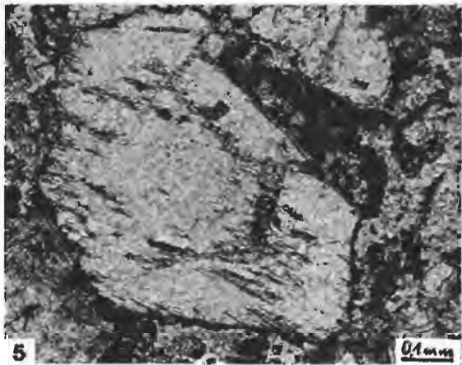
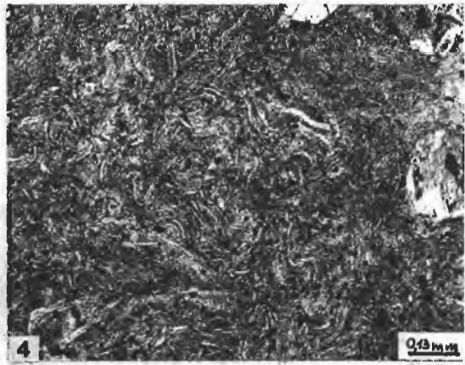
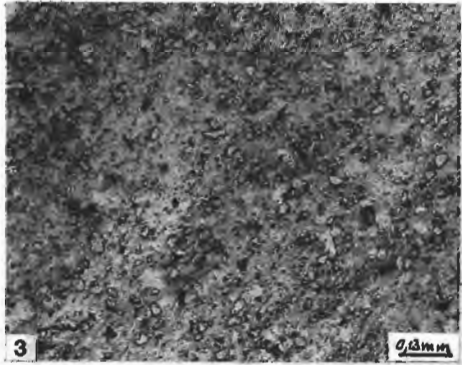
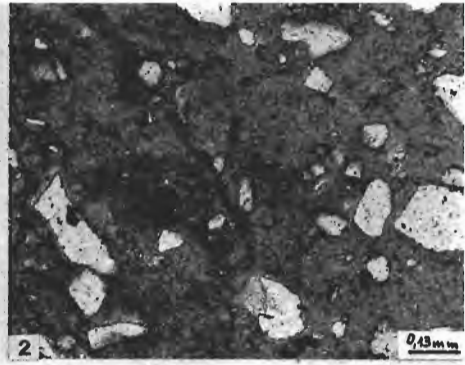
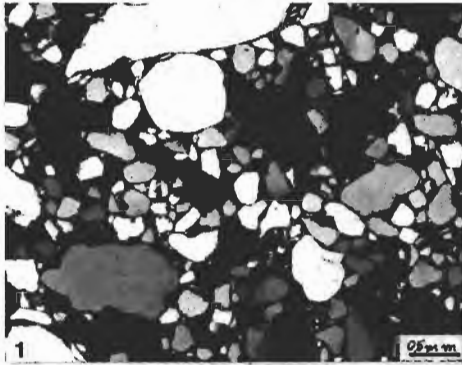


Plate 6

- Fig. 1: AP 9/6 – Lateritic overburden; mainly angular quartz grains in a light-brown, very dense matrix; opaque Fe-oxide concentrations especially in rootlet tubes (centre).
- Fig. 2–4: AP 9/57,57; AP 4/9,05; AP 12/56 – Fe-oxide concentrations in the rootlet tubes, in the centre zones with birefringence; opaque formations on the edges change into single grains in the matrix.
- Fig. 5: AP12/65,2 – striking concentrations of relatively fresh quartz grains with slightly undulous extinction in cracks and rootlet tubes.
- Fig. 6: AP 12/55,8 – the central zones of distinct rootlet tubes show a removal of Fe-oxides, as a result of reducing conditions.

Plate 6

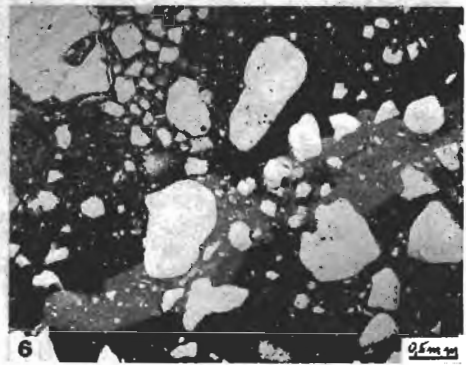
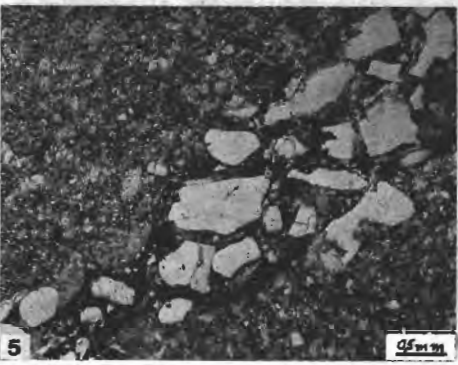
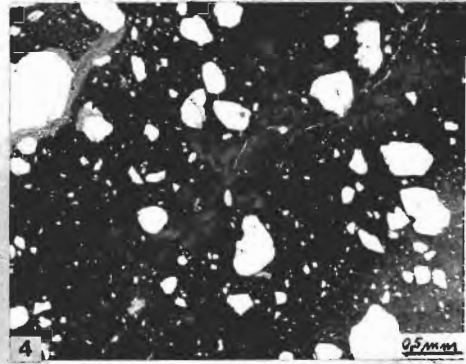
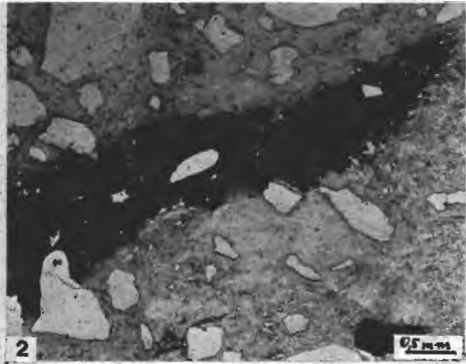
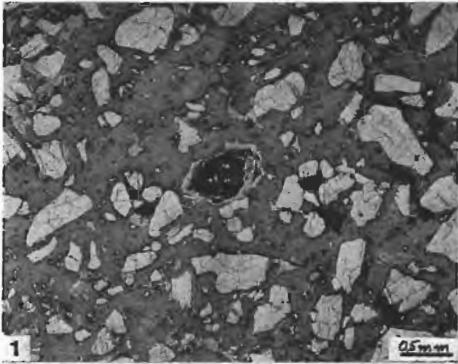


Plate 7

- Fig. 1: Core of kaolinitic sandstone with fossil root moulds. STAMICO/AUSTRO-PLAN-drillhole AP 8/17,8 m; approximately natural size.
- Fig. 2: Central Railway Line, close to Mambisi National Housing Estate. "Scour and fill"-structure and burrowing in fine-grained kaolinitic sediments.



Plate 8

- Fig. 1: Crossbedding and burrowing in fine-grained kaolinitic sediments; location as Plate 7, Fig. 2.
- Fig. 2: West of entrance to adit D, at present Pugu kaolin plant. "Type D" kaolinitic sandstone with prominent conglomeratic pebble layer; probably fluvial channel lag deposition.



**Erläuterungen zur Geologischen Karte
der Hafnergruppe**

(Blatt Muhr, Ö. K. 156 – Südteil, 1 : 25.000)

von

Christof EXNER

Beilagen:

Geologische Karte der Hafnergruppe (2 Teile, 1 : 25 000)

Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. Christof Exner
Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7
A-1010 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	29	S. 41–74	Wien, Nov. 1983
---------------------------------------	----	----------	-----------------

Inhalt

1. Zusammenfassung, Summary, Résumé	42
2. Geographische Situation und Umwelt	45
3. Erforschungsgeschichte	46
4. Zur Herstellung der geologischen Karte der Hafnergruppe	47
5. Tektonische Übersicht	48
6. Gesteine und Schichtfolge	50
6.1. Reste des Altkristallins in den Hohen Tauern	50
6.2. Zentralgneis	53
6.3. Zentrale Schieferhülle	55
6.4. Silbereckserie	56
6.5. Periphere Schieferhülle der Hohen Tauern	60
6.6. Nordrahmenzone des Tauernfensters	64
6.7. Unterostalpin nördlich der Mur	65
6.8. Katschbergzone	66
6.9. Altkristallin des Nockgebietes	67
6.9.1. Quartär	68
7. Die übrigen Zeichen der Legende zur geologischen Karte	69
8. Druckfehlerberichtigung zur geologischen Karte	72
9. Literatur	72

1. Zusammenfassung

Die geologische Karte der Hafnergruppe 1 : 25.000 enthält einen Ausschnitt des östlichsten Teiles des Tauernfensters zwischen Hochalm Spitze im S und Radstädter Tauern im N. Der SW-Teil der Karte wird von penninischen Granitoiden (Zentralgneis), ihrem Alten Dach (Paragneise, Amphibolite, Migmatite) und den Resten transgressiver Glimmerschiefer (Oberkarbon-Perm und ? Jüngeres, zentrale Schieferhülle) eingenommen. Die alpidische Tektonik der Granitoide weist triklinale Symmetrie auf. Die Haupt-Faltenachse streicht NW. Jüngere Faltenachsen streichen N-S und NNE. Das Alte Dach des Göß-Gneiskernes bildet die tiefste tektonische Einheit und formt das Halbfenster im Maltatal. Darüber folgt die Tonalitgneisdecke. Auf dieser lagert der große zusammenhängende Granitgneiskörper Hochalm-Hölltor-Rotgülden. Sein Altes Dach baut die fächerförmige Synkline des Hafners und die Findelzone auf.

Am N-, NE-Rand und im äußersten SE des Hölltor-Rotgülden-Gneiskernes blieb die autochthone transgressive Sedimentserie (Oberkarbon/Perm bis Unterkreide) erhalten. Sie führt den Namen Silbereckserie und zeichnet sich durch mächtige penninische Permo-Trias und eugeosynklinale Fazies der Bündnerschiefer (Lias bis Unterkreide) mit Breccien, Grünschiefern und fraglichen Radiolariten aus. Die paraautochthone Mureckgneisdecke wurzelt im Hölltor-Rotgülden-Gneiskern und überlagert die Silbereckserie.

Das Deckensystem der Oberen Schieferhülle (Piemontese-Trog, Südpenninikum) wurde weit von S über die bisher genannten tektonischen Einheiten tangential transportiert. An seiner Basis befinden sich Paragneise, Amphibolite und Migmatite der Storz- und Kareckserie. Die Storzserie nimmt infolge flacher Lagerung ein großes Areal im E-Teil der geologischen Karte der Hafnergruppe ein und bildet eine Stirnlamelle N Mureckgneisdecke. Die periphere Schieferhülle besteht an ihrer Basis vorwiegend aus Schwarzschiefern (Oberkarbon/Perm, teilweise auch ? Bündnerschiefer) der Murtörlserie, welche nach W teilweise in den mittleren Schwarzphyllitzug der geo-

logischen Umgebungskarte von Gastein weiterstreicht. Die darüberfolgende Schrovinserie stellt die Fortsetzung der Seidlwinkl-Permo-Trias dar. Der Lias der Brennkogelserie ist nur reduziert vorhanden. Darüber folgen die Bündnerschiefer der Glocknerserie (Jura bis Unterkreide). 2 höhere tektonische Schuppen der peripheren Schieferhülle im N-Teil der geologischen Karte lassen Trias an der Basis und darüber mächtige Bündnerschiefer der Glocknerserie mit Serpentiniten und Grünschiefern erkennen (Marislwand- und Zederhausschuppe).

Über der peripheren Schieferhülle folgen Randserien, die aus dem Grenzbereich Pennin/Unterostalpin der Matreier Zone stammen. Als Nordrahmenzone enthalten sie penninische und unterostalpine Schichtglieder mit mächtigen unterkretazischen Schwarzschiefern und Grünphylliten (teilweise Tuffiten), Schollenzügen von Permo-Trias und mächtigen jurassischen polygenen Breccien. In der Katschbergzone finden sich nur geringe Reste der Matreierzone-Nordrahmenserie. Typisches Unterostalpin der Radstädter Tauern baut im N der geologischen Karte der Hafnergruppe die tektonischen Walzen des Weißecks und der Riedingspitze mit Twenger Kristallin und fossilführendem Permo-Mesozoikum auf. Neben reduzierten Resten dieser Schichtglieder sind in der Katschbergzone altpaläozoischer unterostalpinen Quarzphyllit mit silurischen Karbonatschollen, Diaphthoriten und Myloniten entwickelt. An der SE-Ecke der geologischen Karte der Hafnergruppe findet man das Altkristallin der Ostalpinen Decke, welche über das Penninikum und Unterostalpin des Tauernfensters aufgeschoben ist. Es handelt sich um phyllitischen Glimmerschiefer, Amphibolit und Paragneis des Nockgebietes (Muralpen).

Summary

The geological map of the Hafner-group contains a sector of the Eastern part of the window of the Hohe Tauern between Hochalmspitze in the S and Radstädter Tauern in the N. The SW-part of the map comprises pennine granitoids (centralgneiss), their old roof (paragneisses, amphibolites, migmatites) and the remnants of transgressif micaschists (Upper Carboniferous/Permian and ? younger, zentrale Schieferhülle). The alpine tectonics of the granitoids exhibit triline symmetry. The main fold-axes trend NW. Younger fold-axes trend N-S and NNE. The old roof of the Göss-dome forms the deepest tectonic unit and shapes the half-window of the Malta valley. Over that follows the nappe of tonalite-gneiss. Over this rests the large and coherent granite-gneiss-body Hochalm-Hölltor-Rotgülden. Its old roof builds the fan-shaped syncline of Hafner and the zone of Findel.

Along the N- and NE-border and along the outermost SE of the gneiss-dome Hölltor-Rotgülden the sedimentary serie (Upper Carboniferous/Permian till Lower Cretaceous) is preserved in an autochthoneous and transgressif position. It is called Silbereck-serie and is composed by mighty pennine Permo-Trias and by eugeosynclinal Bündnerschiefer (Liassic till Lower Cretaceous) with breccias, greenschists and dubious radiolarites. The parautochthoneous nappe of Mureck-gneiss is overthrust upon the Silbereck-serie and has its root on the gneiss-dome Hölltor-Rotgülden.

The unit of nappes of Obere Schieferhülle (Piemontese-unit, S-Pennine-zone) is transported tangentially upon the former tectonic units by far-S. On its base there are paragneisses, amphibolites and migmatites of Storz- and Kareck-serie. The Storz-serie occupies a large area on the Eastern part of the geological map of Hafner-group in consequence of its rather horizontal position. It forms a lamina on the N-front of the nappe of Mureck-gneiss. The peripheral Schieferhülle is composed at its base

mainly of blackschists of the Murtörl-serie (Upper Carboniferous/Permian, partially also ? Bündnerschiefer). Their striking Western continuation is partially the Median blackphyllite of the geological map of the surroundings of Gastein. Over that the Schrovín-serie makes the continuation of the Seidlwinkl-Permo-Trias. The Lias of Brennkogel-serie is rather reduced. Over them follow the Bündnerschiefer of the Glockner-serie (Jurassic till Lower Cretaceous). In the Northern part of the geological map there are two higher nappes of peripheral Schieferhülle with Trias at the base and over that with mighty Bündnerschiefer of Glockner-serie with serpentinites and green-schists (nappe of Marislwand and Zederhaus).

The serie of the limit Pennine/Lower Austroalpine is found above the unit of the nappes of Obere Schieferhülle (Nordrahmenzone, Katschbergzone, Matreierzone). In the Northern part of the map it is composed of pennine and lower austroalpine beds with mighty Lower Cretaceous blackschists and green phyllites (partially tuffites), Permo-Triassic lenses and thick Jurassic polygene breccias. This serie is very reduced in the Katschberg-zone. Typical Lower Austroalpine of the Radstädter Tauern forms the tectonic cylinders of Weißeck and Riedingspitze in the Northern part of the geological map of Hafner-group, composed of crystalline of Tweng and fossiliferous Permo-Mesozoic. In the zone of Katschberg are developed the remnants of these beds and especially lower austroalpine quartzphyllites of Lower Paleozoic age with Silurian carbonatites, diaphthorites and mylonites. In the SE corner of the geological map one finds the old crystalline of the austroalpine nappe which is overthrust above the Pennine and Lower Austroalpine of the window of Hohe Tauern. There are phyllitic micaschists, amphibolites and paragneisses of the region of Muralpen (Nockgebiet).

Résumé

La carte géologique du massif du Hafner comprend un secteur de la partie orientale de la fenêtre des Hohe Tauern entre la Hochalm Spitze au S et les Radstädter Tauern au N. La partie SW de la carte montre des granitoides penniques (gneiss centrales), leur couverture ancienne (gneiss para, amphibolites, migmatites) et les restes de mica-schistes transgressifs (Carbonifère supérieur — Permien et ? des niveaux plus jeunes, couverture centrale). La tectonique alpine montre une symétrie tricline. L'axe principale des plis est orientée vers le NW. Des axes des plis plus jeunes sont orientées au N-S et au NNE. La couverture ancienne du dôme gneissique de Göss constitue l'unité tectonique la plus profonde et façonne la demi-fenêtre de la vallée de Malta. Au-dessus suit la nappe de tonalite. Au-dessus de celle-ci s'étend le grand complexe gneissique cohérent de Hochalm-Hölltor-Rotgülden. Sa couverture ancienne forme le synclinal en éventail du Hafner et la zone de Findel.

La série sédimentaire (Carbonifère supérieur/Permien jusqu'au Crétacé inférieur) est conservée sur le bord N, NE et extrême SE du dôme gneissique Hölltor-Rotgülden dans une position autochthone et transgressive. Elle s'appelle série de Silbereck et se compose d'un Permo-Trias épais en faciès pennique et des schistes lustrés eugéosynclinaux (Lias jusque Crétacée inférieure) avec des brèches, schistes verts et des radiolarites douteuses. La nappe autochthone du gneiss de Mureck est racinée au dôme Hölltor-Rotgülden et chevauche la série de Silbereck.

L'unité des nappes de Obere Schieferhülle (zone piémontaise ou pennique méridionale) se trouve sur les unités tectoniques jusqu'ici nommées. Elle est transportée tangentiellement sur une grande distance du S au N. A sa base il y a des gneiss para, amphibolites et migmatites des séries de Storz et de Kareck. La série de Storz s'étend

sur une large superficie de la partie orientale de la carte géologique du massif de Hafner en conséquence de sa position assez horizontale. Elle fait une lamella frontale au N de la nappe du gneiss de Mureck. La base de la couverture périphérique se compose des schistes noirs de la série du Murtörl (Carbonifère supérieure/Permien, en partie aussi ? schistes lustres). Sa prolongation occidentale est en partie constituée par des phyllades noires Médianes de la carte géologique des environs de Gastein. Au-dessus de celle-ci la série de Schrovín fait la continuation du Permo-Trias de Seidlwinkl. Le Lias de la série du Brennkogel est assez réduit. Au-dessus suivent les schistes lustrés de la série du Glockner (Jurassique jusque Crétacée inférieure). Dans la partie N de la carte géologique au-dessus il y a deux écailles tectoniques de la couverture périphérique avec Trias à la base et des schistes lustrés épais de la série du Glockner avec des serpentinites et des schistes verts (écaille de Marislwand et de Zederhaus).

La série de la limite Pennique/Austroalpin Inférieur se trouve au-dessus de l'unité des nappes de Obere Schieferhülle (Nordrahmenzone, Katschbergzone, Matreierzone). Dans la partie N de la carte elle se compose de couches penniques et austroalpines inférieures avec des épais schistes noirs, Crétacé inférieur, phyllades vertes (en partie tuffites), des écailles Permo-Triassiques et des épaisses brèches polygènes Jurassiques. Cette série est très réduite dans la zone de Katschberg. L'Austroalpin Inférieur typique des Radstädter Tauern forme les cylindres tectoniques du Weißbeck et de la Riedingspitze dans la partie N de la carte géologique du massif du Hafner, consistant en cristallin de Tweng et en Permo-Mésozoïque fossilifère. Dans la zone de Katschberg sont développés des restes de ces couches et en particulier des phyllades quartzifères Paléozoïques inférieures avec des carbonatites Siluriennes, des diaphorites et des mylonites. Au coin SE de la carte, on trouve le cristallin ancien de la nappe Austroalpine qui est chevauchée au-dessus du Pennique et du Austroalpin Inférieur de la fenêtre des Hohe Tauern. Il s'agit des micaschistes phylladeux, des amphibolites et des gneiss para de la région des Muralpen (Nockgebiet).

2. Geographische Situation und Umwelt

Die Hafnergruppe befindet sich am E-Ende der Hohen Tauern in den Bundesländern Salzburg und Kärnten. Im N gehören Zederhaus- und oberstes Murtal zu Salzburg (Lungau), im S Liesertal (Pölla) und Maltatal zu Kärnten. Der Große Hafner (3076 m) bildet eine markante Erhebung am generell WNW–ESE verlaufenden Grenzkamm beider Bundesländer.

Vor einigen Jahrzehnten war die Hafnergruppe ein umständlich zugängliches Jagdrevier mit Gemsrudeln, oft zu 80 Tieren auf einem Fleck, mit Rotwild, ehrfurchtsgebietenden Förstern, einer dichten, ungemein gastfreundlichen Almbevölkerung und seltenen Touristen. Zu Beginn meiner geologischen Arbeit im Sommer 1935 wurde die Kattowitz Hütte S vom Hafner gebaut. N vom Hafner träumte der Untere Rotgüldensee, einer der schönsten Alpenseen, in naturbelassenem Zustand unter einem Hain uralter Lärchen, wo das nur auf Fußpfaden aus dem Tal zugängliche Jagdhaus stand, in dem der Jäger Stolzlechner mit langem Barte dem bescheiden anklopfenden Touristen ein Matratzenlager am Dachboden zur Nächtigung überließ. Es war die Zeit, die man heute romantischen Alpinismus nennt und die ich als Jüngling in vollen Zügen erlebte.

Von den Tallandschaften hat besonders das rückwärtige Liesertal (Vordere, Hintere Pölla und Lanisch) den stillen Charakter bewahrt. Hier gab es niemals eine Alpenvereinshütte, keine markierten Übergänge zum Malta- und Rotgüldental; auch die Ab-

leitung der obersten Lieser durch den Lieserstollen zum Malta-Kraftwerk hat keinen großen landschaftlichen Schaden verursacht.

Durch das lieblichste und schönste Tal des Lungaus, nämlich das Zederhaustal, dröhnen und schrillen heute Tag und Nacht die Motorfahrzeuge auf der um das Jahr 1979 eröffneten Tauern-Autobahn. Im hinteren Murtal wird derzeit ein Kraftwerk errichtet mit Straßenbau zur Sticklerhütte und zum Unteren Rotgüldenensee. Das Maltatal, vor drei Jahrzehnten nur auf einem Saumpfad über Trippelsteine im Sumpfgebiet und auf urtümlichen Holzstegen über die Bäche begehbar, vermittelt heute mit der Mautpflichtigen Maltatal-Autostraße bis zu dem Massen-Parkplatz neben der Krone der 200 m hohen Kölnbrein-Staumauer der Malta-Kraftwerksgruppe Sommertouristen aus aller Welt bequemen Anschauungsunterricht und Bergfreude im Hochgebirge. Nach Eröffnung der Maltatal-Autostraße und des genannten Parkplatzes um das Jahr 1978 wurde im Sommer 1982 bereits der einmillionste Autotourist bei der Kölnbreinsperre in Seehöhe 1900 m in der hehren Hochgebirgslandschaft zu Füßen des mächtigen Granitgneismassives der Hochalmspitze und der dunklen Amphibolit-Wände der Schwarzhörner und des Ankogels feierlich geehrt.

Es ist kein Wunder, daß angesichts dieses Trubels in den Tälern, Dörfern und Hütten junge Geologen die Romantik des Bergsteigens im Himalaya, in den Anden, oder sonst wo ferne der österreichischen Alpen suchen. Andererseits erinnere ich mich eines Ausspruches, den der verewigte Professor Bruno SANDER in Innsbruck einmal mir gegenüber mit etwa folgenden Worten getan hat: „Österreich ist so reich an geologisch vorzüglich aufgeschlossenen Gegenden, voll von interessanten und noch ungelösten geologischen Problemen. Diese Beobachtungsmöglichkeiten im eigenen Lande könnten von österreichischen Geologen mehr genützt werden“.

Am Berge und in einsamen Seitentälern und Karen der Hafnergruppe findet man sich auch heute noch im Zwiegespräch der großartigen Natur mit den ungelösten geologischen Denkproblemen, die sie uns aufgibt.

3. Erforschungsgeschichte

Die Hafnergruppe wird zwar gerne in Publikationen über Bau und Entwicklungsgeschichte der Ostalpen als Testobjekt für die scheinbare Bestätigung jeweils florierender geologischer Hypothesen herangezogen, wurde aber bisher selten gründlicher geologisch untersucht.

Die anscheinend zu wenig erforschten Zentralgneis-Decken mit ihren Schieferhüllen werden gerne als deus ex machina zur mirakelhaften Scheinlösung in akademischen Vorstellungen herangezogen (Raumverengung während der Tektogenese des alpidischen Orogens. Kontraktionstheorie, Plattentektonik etc.). Beispiele dieser Art gibt es seit KOBERS hypothetischer Anwendung des Zylindrismus auf die Gneisdecken der Hafnergruppe und der gesamten östlichen Hohen Tauern in vielen Schriften seit 60 Jahren. Ein besonders phantasievoller Anonymus konstruiert zum Beispiel im Jahre 1982 im Querschnitt durch die Ostalpen unter der namentlich eingezeichneten Hochalmspitze nicht weniger als sieben Zentralgneisdecken mit trennenden Schieferhüllen. Das Ganze ist wie ein Turm von Blätterteig N-vergent über den S-Ausläufer der Böhmisches Masse vorgeglitten. In der Erläuterung dazu steht geschrieben: „Der geologische Schnitt durch Österreich wird von der Kuppel der Hohen Tauern beherrscht. Diese hat sich auf die weit gegen Süden reichende Böhmisches Masse geschoben . . .“ (H. A. KOLLMANN et al. 1982, p. 4–5). Die spärlichen geringmächtigen Ultrabasite und Grünschiefer der peripheren Schieferhülle werden heute gerne als Reste ozeani-

scher Kruste eines etwa 2.000 km breiten Tethys-Ozeanbodens gedeutet.

Gegenüber diesen Phantasiegebilden sind die wirklichen geologischen Leistungen in der Hafnergruppe, was tatsächliche Beobachtung und kritische Interpretation anbelangt, seltene Ereignisse. Die wichtigsten seit der Jahrhundertwende seien kurz genannt:

Nachdem P. TERMIER (1903) die Idee des Tauernfensters geschaffen hatte, führte F. BECKE (1908, 1909) petrographische und geologische Untersuchungen in der Hafnergruppe durch. V. UHLIG (1909) zeichnete durch die Hafnergruppe das erste Deckenprofil des mittleren Teiles der Ostalpen. In diesem Profil unterscheidet er bereits drei Decken des „leontinischen“ Zentralgneises. Die Unterste wurzelt im N und trägt als Schieferhülle die Silbereckserie. Die Mittlere wird als „Hochalmkern“ bezeichnet, weist den Übergang von der Wurzel im Gebiet der Hochalmspitze zur Decke (Gneis über der Silbereckserie) auf und trägt die periphere Schieferhülle. Die Südlichste (Gneislamelle des Rauriser Sonnblicks) bildet eine N-vergente Antiklinale zwischen Mallnitzer Mulde und südlicher Wurzelzone der Schieferhülle. L. KOBER (1922) nannte diese Decken „penninisch“, bezeichnete sie als: Ankogel-, Hochalm- und Sonnblickdecke, konstruierte achsiale Kulminationen und Depressionen des Deckenbaues und förderte den stratigraphischen Vergleich der Schieferhülle mit entsprechenden Schichtgliedern der penninischen Zone der Westalpen (Oberkarbon, Perm-Trias und Bündnerschiefer).

F. ANGEL (F. ANGEL & R. STABER 1937, 1952) setzte die petrographische und geologische Untersuchung von F. BECKE fort, beschrieb die prächtigen Migmatite der Hafnerzone und schuf erstmals eine farbige petrographisch-geologische Karte des Ankogel-Hochalm-Gebietes 1 : 50.000. O. M. FRIEDRICH (1934, 1935) führte Erzlagerstättenkundliche Arbeiten aus. S. PREY (1938) gliederte die periphere Schieferhülle im oberen Murtal und entdeckte das Twenger Kristallin S Riedingspitze.

F. THALMANN (1962, 1963) untersuchte im oberen Murtal den Rand des Zentralgneises, die periphere Schieferhülle und das unterostalpine Permo-Mesozoikum des Weißecks zwischen Mur- und Zederhaustal, wobei er die stratigraphischen Ergebnisse von E. CLAR und A. TOLLMANN in den Radstädter Tauern zum Vergleich heranziehen konnte. Im südlich an die Hafnergruppe anschließenden Gebiet führten E. R. OXBURGH und seine Schüler (R. A. CLIFF et al. 1971) petrologische, geologische und radiometrische Untersuchungen durch. Bedeutende, vorwiegend technisch-geologische Erfahrungen gewannen E. CLAR & W. DEMMER (1979) und Mitarbeiter während des Baues der Kraftwerksgruppe Malta. Neue Synthesen über den Bau des Tauernfensters und der Hafnergruppe lieferten A. TOLLMANN (1977, 1980) und O. THIELE (1980).

4. Zur Herstellung der geologischen Karte der Hafnergruppe

Nach geologischen Studien im vorliegenden Gebiet in den Jahren 1935 bis 1938 im Rahmen meiner Doktorarbeit, wurde ich im Jahre 1939 sowie in den Jahren 1960 bis 1973 und 1979, 1980 als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt zur geologischen Kartierung des S-Abschnittes von Kartenblatt 156 Muhr (S Zederhaustal) herangezogen. Mit dem Abschluß der geologischen Karte wartete ich bis zur Fertigstellung der Bauarbeiten der Kraftwerksgruppe Malta, welche sehr wesentliche neue geologische Aufschlüsse brachten.

Die Reinzeichnung der geologischen Karte 1 : 25.000 auf Grund meiner Manuskript-Aufnahmekarten 1 : 10.000 führte ich eigenhändig im Winter 1980/81 durch. Dabei

habe ich mich bemüht, eine verständliche Legende und ein nicht überlastetes Kartenbild herzustellen, indem ich viel wegließ, was auf meinen Manuskriptkarten enthalten ist und dort in Zukunft eingesehen werden kann.

Da die Herausgabe des geologischen Kartenblattes 156 Muhr 1 : 50.000 gegenwärtig noch nicht möglich ist, erteilte mir die Direktion der Geologischen Bundesanstalt die Genehmigung, den von mir bearbeiteten Teil dieses Kartenblattes vorläufig selbständig zu publizieren.

Diese Genehmigung habe ich besonders deshalb gerne angenommen, weil die gesamten wissenschaftlichen Daten (Petrographie, Tektonik etc.) bereits in den beiden Monographien über die Geologie der peripheren und der zentralen Hafnergruppe (EXNER 1971 und 1982) veröffentlicht sind und durch die Benützung der zugehörigen geologischen Karte ihren natürlichen Rahmen erhalten.

Unser technischer Zeichner, Herr Leo LEITNER, besorgte in vorzüglicher Weise die Drucklegung.

Möge die geologische Karte der Hafnergruppe 1 : 25.000 dazu beitragen, jüngere Geologen in die großartigen Strukturen dieser Gebirgsgruppe einzuführen und neue Forschungen anregen.

Schon in meinen beiden Monographien und auch im folgenden Erläuterungstext zur Karte bemühe ich mich, die noch offen gebliebenen geologischen Probleme zu markieren. Hier werden meine Nachfolger in dieser Gebirgsgruppe voraussichtlich einsetzen und ich wünsche den nachfolgenden Geologen ein herzliches Glück auf !

5. Tektonische Übersicht

Das Nebenkärtchen auf Teil 1 der geologischen Karte der Hafnergruppe (rechts) bringt die kartenmäßige Übersicht. Die Profile sind in den beiden Monographien (EXNER 1971, 1982) enthalten.

Die Hafnergruppe befindet sich nahe dem E-Rande des Tauernfensters. Nur die SE-Ecke der Karte beinhaltet noch den Fensterrand und ein winziges Stück der über den Tauerngesteinen lagernden großen Schubmasse des Altkristallins der Ostalpinen Decke (Altkristallin des Nockgebietes).

Der innere und tiefere Bereich innerhalb des Tauernfensters besteht in der zentralen Hafnergruppe der Karte aus einer Wechselfolge von penninischen Gneisen (Reste des Altkristallins in den Hohen Tauern, Zentralgneis) und Schieferen (zentrale Schieferhülle, Silbereckserie), welche zahlreiche, auch heute noch vielfach ungelöste stratigraphische und tektonische Probleme aufgeben. Es handelt sich um den NE-Sektor des „Hochalm–Ankogel-Massives“, welches L. KOBER (1922) in zwei alpidische Decken auflöste (Ankogel- und Hochalmdecke). Ich bemühte mich, die tektonischen Detailkörper unter Berücksichtigung der Querstrukturen (N-S streichende Faltenachsen) herauszuarbeiten. KOBER's Deckengliederung fußte auf der theoretischen Annahme konstant W-E streichender Faltenachse, die in der Hafnergruppe nach E eintaucht (Zylindrismus im Stile E. ARGAND's, welcher tatsächlich, z. B. im Simplongebiet der Westalpen weitgehend verwirklicht ist). Unter Anerkennung der teilweisen Gültigkeit des Zylindrismus auch für die Hafnergruppe, muß aber hier der tatsächlich beobachtbare Faltenachsen-Bauplan berücksichtigt werden. Siehe Eintragung der Lineation auf der geologischen Karte ! Damit ergeben sich tektonische Detailkörper, die folgende Namen tragen: Altes Dach des Göß-Gneiskernes, Zentrale Schieferhülle, Tonalitgneisdecke, Granitgneiskerne und Altes Dach (Hochalm-, Hölltor- und Rotgilden-Gneiskern), Silbereckserie und Mureckgneisdecke.

Der äußere und höhere Bereich innerhalb des Tauernfensters besteht aus Decken, deren Herkunftsgebiet südlich des „Hochalm—Ankogel-Massives“ lag. Sie glitten während der alpidischen Orogenese N-vergent über das „Massiv“. Im einzelnen zeigen sie komplizierten Falten- und Schuppenbau und tektonische Anschoppung im N des „Massives“. Zu unterscheiden sind drei Deckensysteme von unten nach oben:

(1) Deckensystem der Oberen Schieferhülle. Es gehört zur Gänze dem Penninikum an. An seiner Basis befindet sich ein Kristallin-Span (Kareck- und Storzserie). Darüber folgt die Periphere Schieferhülle. Sie ist in drei lithologische Serien gegliedert, die in der Regel übereinander liegen, nämlich von unten nach oben: (a) Murtörlserie, (b) Schrovinserie, (c) Bündnerschiefer. Die zuletzt Genannten entsprechen faziell und tektonisch den Bündnerschiefern des südpenninischen Troges oder Ozeans, also dem Piemontese-Trog der Westalpen bzw. der klassischen Entwicklung rund um den Großglockner (Glocknerserie des Tauernfensters).

(2) Nordrahmenzone. Ihre Gesteine wurden im Grenzbereich zwischen Penninikum und Unterostalpin abgelagert. Der Ablagerungsbereich dürfte eine unterkretazische marine Vortiefe nördlich der anmarschierenden unterostalpinen Schwelle gewesen sein. Es handelt sich vorwiegend um Schwarzschiefer (Fortsetzung des Oberen Schwarzphyllits der Gasteiner Umgebung und Fuscher Phyllits der Glocknergruppe) und Kalkschiefer vom Bündnerschiefer-Typus mit basischen Tuffiten und Ultrabasiten, polygenen Breccien und Schollen aus diaphthoritischem Kristallin und Permo-Trias von unterostalpinem Habitus. Olistolithe und tektonisch abgerissene und eingewinkelte Schollen an der Basis der Unterostalpinen Decken sind zur Erklärung des komplizierten Schuppenbaues der Nordrahmenzone heranzuziehen. Die Nordrahmenzone enthält sowohl penninische als auch unterostalpine Elemente. Sie bildet die Fortsetzung der Matreier Zone am S-Rand des Tauernfensters. In der Katschbergzone gibt es tektonisch reduzierte Reste.

(3) Unterostalpine Decken. Als prächtige Deckschollen und Walzen finden sie sich an der NW-Ecke der geologischen Karte der Hafnergruppe (Weißeck, Riedingspitze, Tiefenbach). Sie bilden einen Teil der nördlich des Zederhausbaches (Kartengrenze) anschließenden Radstädter Tauern mit Twenger Kristallin an der Basis und stratigraphisch gliederbarer Permo-Trias und Fossilführung in den Raibler Schichten. Hingegen sind die Unterostalpinen Decken der Katschbergzone (SE-Ecke der geologischen Karte) tektonisch stark reduziert und intensiver metamorph. Permo-Trias-Schollen blieben in geringfügigen Resten vorhanden, die von der Matreier Zone – Nordrahmenzone kaum unterscheidbar sind (Wolfsbachtal, Torscharte). Das Hauptgestein der Katschbergzone bildet der Katschberg-Quarzphyllit als Fortsetzung des unterostalpinen paläozoischen Quarzphyllits der Radstädter Tauern. Er enthält Schollenzüge von Quarzit, Graphitquarzit, Graphitkalk, Bänderkalk und Eisendolomit. In streichender Fortsetzung haben die Bänderkalk- und Eisendolomite unlängst silurische Conodonten geliefert (H. P. SCHÖNLAUB et al. 1976).

An der Basis der Ostalpinen Decke (Altkristallin des Nockgebietes) stellt sich diaphthoritischer Quarzphyllit mit Resten von Glimmerschiefer und Gneis ein. Er bildet unscharfe lithologische Grenzen einesteils zum liegenden paläozoischen Quarzphyllit, andernteils zum phyllitischen Glimmerschiefer des hangenden Altkristallins des Nockgebietes.

Somit sind wir wieder bei der, hoch oben, tektonisch über dem Penninikum und Unterostalpin schwebenden, enorm mächtigen und weitflächig entwickelten Ostalpinen Decke an der äußersten SE-Ecke der geologischen Karte der Hafnergruppe (Hirn-

eck) gelangt, von der unser gedanklicher geologischer Rundgang seinen Ausgang nahm. Zweifelsohne ist die geologische Situation im Bereich unserer Karte kompliziert, aber doch zumindest in ihren Grundzügen darstellbar.

6. Gesteine und Schichtfolge

Im Folgenden werden die Flächensignaturen der Legende zur geologischen Karte der Hafnergruppe erläutert. Indem wir von den ältesten Formationen zu den jüngsten fortschreiten, sind im folgenden Text die entsprechenden Ziffern der geologischen Kartenlegende in Klammern beigelegt.

6.1. Reste des Altkristallins in den Hohen Tauern

Es handelt sich um das Alte Dach, in welches der variszische Zentralgranit intrudierte. Es besteht aus Paragneis, Amphibolit, intermediärem Metavulkanit, Glimmerschiefer, kleineren und größeren Intrusionskörpern des variszischen Zentralgranits und vor allem aus Migmatit. In großartigem Reichtum sind Bänder-, Ader-, Schollen-, Netz- und Nebelmigmatite vorhanden. Das Paläosom (alter Bestand des Migmatits) ist meist an der dunklen Farbe kenntlich (z. B. Biotit, Hornblende). Das Neosom (Neubestand des Migmatits) besteht aus farblosem bis hellgrauem Meta-Aplit, Meta-Aplitgranit, Meta-Pegmatit u. a. Mega- und mikroskopisch wird das Paläosom vom Neosom verdrängt (Metasomatose). Teils handelt es sich um Intrusionsmigmatite (Arterite) des Zentralgranitkontaktes mit seinem Alten Dach und teils um Venite (partielle Aufschmelzung des Alten Daches ohne bzw. mit geringer Stoffzufuhr).

Das stratigraphische Alter des Alten Daches ist vor-oberkarbonisch, wahrscheinlich vorwiegend altpaläozoisch und teilweise älter (proterozoisch). Die Gesteine sind polymetamorph. Vor-granitische Strukturen (z. B. Lineationen in verdrehten Schollen des Intrusionskontaktes) lassen sich von den variszischen Migmatitstrukturen und von den schwach metamorphen (Grünschieferfazies) alpidischen Prägungen örtlich unterscheiden. Bezüglich der Feingliederung der Polymetamorphose des Altkristallins in den Hohen Tauern bietet die Hafnergruppe ein reiches zukünftiges Forschungsfeld.

Die in der geologischen Karte aufgegliederten Reste des Altkristallins in den Hohen Tauern (89 bis 78) unterscheiden sich gegenseitig teils durch den Gesteinsbestand (Gneis, Glimmerschiefer u. a.), hauptsächlich aber durch die verschiedene spätalpidische Deformation und Metamorphose. Entscheidend dafür erweist sich das tektonische Stockwerk. So blieben im tiefsten Stockwerk (Altes Dach des Göß-Kernes) Migmatitstrukturen und Mineralbestand des Starkwirkungsbereiches der alpidischen Metamorphose (Grünschiefer- bis Amphibolitfazies) vorzüglich erhalten. Die Migmatitgneise der im mittleren Stockwerk befindlichen Hafner- und Findelzone zeigen bereits häufig spätalpidische Umprägungen (schwachtemperierte Grünschieferfazies, Phyllonitisation). In der tektonisch hoch gelegenen Storzserie mit bedeutender alpidischer Tangential-Transportbewegung sind die Migmatitstrukturen vielfach bis zur Unkenntlichkeit verschmiert (Phyllonitisation und Rekristallisation in der schwach temperierten Grünschieferfazies). Am intensivsten macht sich die schwach temperierte Gesteinsumprägung in der Kareckserie bemerkbar.

Der Migmatitgneis des Alten Daches des Göß-Kernes (89) bildet das tektonische Halbfenster unter der Tonalitgneisdecke im Maltatal. Er besteht vorwiegend aus Bändergneis: Biotit-Oligoklas-Quarz-Gneis ohne Kalifeldspat und mit wenig Hellglimmer. Amphibolitlagen bilden Boudins. Granit-, Granodioritgneis, Aplit und Pegmatite schlagen quer durch. Der Bändergneis ist prächtig um WNW streichende Achse gefal-

tet. Die Kristallisation der Gemengteile überdauerte zumeist die Gesteinsdeformation. Die Mächtigkeit beträgt bis 700 m (tektonische Anschoppung). Granit- und Granodioritgneis des Göß-Kernes sind südlich der geologischen Karte der Hafnergruppe im Malta-, Göß- und Radltal aufgeschlossen (EXNER 1980).

Migmatitgneis der Hafner- und Findelzone (benannt nach dem Findelkar, südlich des Maltaflusses) (88). Es handelt sich um das Alte Dach des Tonalitgneises, Hochalm- und Hölltor-Rotgülden-Kernes. Dieses Alte Dach befindet sich teilweise noch im geologischen Verband mit den betreffenden variszischen Plutonen, teilweise wurde es von diesen abgeschert, mit Stirnwalzen nach N geschoben und in der fächerförmigen Mulde Kölnbreinspitze–Hafner–Malteiner Sonnblick angeschoppt. Die Migmatite sind besonders prächtig in den weiten Hochkaren aufgeschlossen (z. B. Kölnbrein- und Wastelkar) und wurden in ihrer großen Mannigfaltigkeit, die den Verhältnissen im Grundgebirge Skandinaviens ähnelt, von F. ANGEL & R. STABER (1937, 1952) untersucht, abgebildet und versuchsweise kartiert. Allerdings lassen sich die Migmatitstrukturen im m-Bereich auf kleinmaßstäblichen Karten nicht darstellen. Für spezielle petrologische Untersuchung mit großmaßstäblicher Kartierung bieten sich für die Zukunft hier gute Voraussetzungen an. Das hauptsächlich aus Paragneis und Amphibolit bestehende Paläosom wird vom Neosom (Aplitgneis und Aplitgranitgneis) verdrängt. Als Kleinplutone treten Diorit-, Quarzdiort-, Granodiorit-, Granit- und Aplitgranit-Gneiskörper im Migmatitgneis auf. Ein meist dichtes Gangnetz (Aplitgranit, Aplit und Pegmatit) durchschlägt Migmatite und Kleinplutone. Der über 2.000 m mächtige Migmatit-Stapel (tektonische Anschoppung im Hafner-Fächer) erweist sich als kräftig gefaltet, wobei die postkinematisch kristallisierten, höher temperierten Strukturen von den teils konformen, teils diskordanten phyllonitischen Bewegungszonen örtlich unterscheidbar sind.

Einzelne Schollenzüge aus Granatglimmerschiefer (85) im Verbands des Migmatitgneises der Hafner-Zone wurden gesondert kartiert und absichtlich übertrieben dick eingetragen. Sie bestehen aus 15 m mächtigem Granat-Biotit-Oligoklas-Quarzschiefer. Es ist unklar, ob es sich bloß um sandig-pelitische Anteile des Alten Daches, oder aber um alpidisch eingefaltete Teile der transgressiven zentralen Schieferhülle (jungpaläozoisch oder jünger) handelt, was von großem tektonischem Interesse ist. Also ebenfalls eine Frage, die durch petrologische Detailuntersuchung vielleicht in Zukunft zu klären sein wird.

Wo diese in Biotitschiefer (87) übergehen, nördlich der Mündung des Mitterkarbaches in den Stausee (Speichersee NW Wastlbauer Alm), beobachtete sie KOBER (1926, p. 47), nannte sie „Wastlbauer-Synklinale“ und faßte sie als Verbindungsstück zwischen Silbereckserie und Seebachschiefern bei Mallnitz, also als alpidischen Dekenscheider auf. Diese frühe Idee KOBER's paßt, allerdings in veränderter Form, prinzipiell zur oben aufgeworfenen Frage. Ich konnte in Fortsetzung des Biotitschiefers den Granatglimmerschiefer als kontinuierlichen, 2 km langen Zug zum Krumpenkar bis auf die Mahrschneid verfolgen.

Dem Biotitschiefer SSE Kattowitz Hütte kommt trotz seines migmatischen Charakters vielleicht ebenfalls tektonische Bedeutung zu (an der Grenze zwischen Tonalitgneis und Hafner-Migmatit).

Hingegen stellen die 5 m mächtigen Biotitschiefer der Schmalzscharte und des Marchkareck-W-Grates (NW-Ecke von Teil 2) nur unbedeutende Fremdgesteinschollen im sonst sehr reinen Plagioklasgranitgneis des Hölltor-Gneiskernes dar.

Ankeritschiefer (86) treten im Migmatitgneis der Hafner-Zone bei der Kölnbrein-

Talsperre auf. Es handelt sich um Phyllonite im Verbands basischer Gesteine des Paläosoms des Migmatits (Amphibolit, Aktinolithfels, Biotit-Chlorit-Schiefer, Hornblendegarbenschiefer u. a.).

Karbonatführende Phyllonite aus ähnlicher Gesteinsgesellschaft finden sich als Lesesteine in der SW-Rinne der Kalte Wand Spitze und am Fuße der SW-Wand des Großen Malteiner Sonnblicks.

Die Storzserie (84 bis 79) baut über Silbereckserie und Mureckdecke den vorwiegend aus Gesteinen des Alten Daches bestehenden Kristallin-Span an der Basis des Deckensystems der Oberen Schieferhülle auf. Die Mächtigkeit beträgt bis 1.100 m. Sie bildet weithin sichtbare, schwarz-weiß gebänderte Riesenlagengneise, bedingt durch den Kontrast der dunklen Amphibolite, biotit- und chloritreichen Paragneise und intermediären Metavulkanite einesteils und der eher farblosen Aplitgneise und kleinen Orthogneiskörper andernteils. Im m-Bereich sind sämtliche Migmatittypen beobachtbar. Intensive Deformation und Rekristallisation im Schwachwirkungsgebiet der Grünschieferfazies (Epidot, Chlorit, Hellglimmer, Albit) haben das ehemalige Alte Dach eines Granitplutons sekundär nochmals gefaltet, verschiefert und mineralfaziell verändert.

Die Signatur (84) bedeutet eine arge Generalisierung, indem die vielen 100, in den Steilwänden vielfach vorzüglich aufgeschlossenen Einzellagen der Migmatite und kleinen Orthogneiskörper unberücksichtigt blieben, um das geologische Kartenbild lesbar zu gestalten. Für petrologische Detailkartierung bleibt hier in Zukunft noch viel zu tun. Schematisch ausgeschieden wurde der Verlauf einiger auffallender, mittel- bis feinkörniger Amphibolitzüge (82) und größerer Orthogneislinsen (83), wobei es sich hauptsächlich um Augengranitgneise handelt, die man teils als Scherlinge aus dem im S zurückgebliebenen Granitpluton, teils als ins Alte Dach intrudierte Kleinplutone deuten kann.

Hervorgehoben wurden die Lagen des sehr auffallenden und daher eindeutig auch im kleinen Maßstab kartierbaren Grobkornamphibolits (81). Es handelt sich um massigen bis schiefrigen Albit-Epidot-Amphibolit mit gedrungenen, 5 cm langen Hornblendeprismen. Er dürfte aus Gabbro und Diorit hervorgegangen sein. Die Mächtigkeit beträgt bis 100 m. Das widerstandsfähige und charakteristische Gestein bildet auch Leit-Erratica im Moränenblockwerk (Katschberg, Lieserbogen-gruppe).

Im Grobkornamphibolit stecken bis 50 m mächtige Linsen von Serpentin (79) und dessen Begleitgesteinen: Aktinolithfels, Ankeritschiefer, Chlorit-Magnetit-Schiefer und Talkschiefer. Hier handelt es sich also um Abkömmlinge paläozoischer oder noch älterer Ultrabasite.

Biotitblastenschiefer in Begleitung von biotitreichem Amphibolit (80) tritt an der Basis der Storzserie im Umkreis der Moar Eisighütte, im Sockel der Gipfelpyramide des Schober Eisig und inmitten der Storzserie im Perschitzkar auf. Die Mächtigkeit beträgt 50 m. Der Biotitblastenschiefer, von mir auch als „Moar-Eisig-Schiefer“ bezeichnet, ist ein an graphitischer Substanz reicher Glimmerschiefer, der Lagen von Graphitquarzit enthält. Petrographisch handelt es sich um Muskovit-Graphitoid-Chlorit-Quarz-Schiefer mit großen Blasten von Oligoklas, Biotit und Granat. Er könnte als stärker metamorphe Fortsetzung der Bündnerschiefer (Schwarzschiefer) der Silbereckserie, oder als eventuell jungpaläozoisches Schichtglied aufgefaßt werden. Der mit ihm wechsellagernde Amphibolit gleicht den Amphiboliten der Storzserie.

Die über 100 m mächtige Kareckserie (78) besteht aus stark verschieferten und

epimetamorphen Paragneisen, Migmatiten und Amphiboliten wie sie in der Storzserie vorkommen und ist von dieser nicht scharf abgrenzbar. Phyllonite und Kristallisation großer Albitblasten sind charakteristisch. Prasinite (Begriffsdefinition nach H. P. CORNELIUS & E. CLAR 1939, p. 152) bilden einen wesentlichen Bestandteil. Die Gesteinsgesellschaft erinnert an die Grünschiefer und Albitgneise des Hochwechsels („Wechselgneis“) nahe dem E-Ende der Alpen (Niederösterreich/Steiermark). Die vorwiegend regressiv metamorphen Schiefer von den ebenfalls vorhandenen, altpaläozoischen, progressiv metamorphen, sandig-pelitischen Gesteinen zu unterscheiden, ist nur lokal möglich (R. GÖD 1981), in der Gesamtheit der Kareckzone aber recht schwierig. Auch die Grenze zur hangenden Murtörlserie (periphere Schieferhülle) erweist sich im 10 m-Bereich als unscharf. Die erzführenden Lagerquarze (ehemaliger Goldbergbau Schellgaden, Zanaischg, Oberdorf) treten hauptsächlich in der Kareckserie und nur untergeordnet in der Storzserie auf.

6.2. Zentralgneis

Der variszische Granitpluton, der das Alte Dach intrudierte, erlitt ebenfalls während der alpidischen Orogenese Deformation, Rekristallisation und teilweise auch Remobilisation der leicht schmelzbaren Anteile (Aplite, Pegmatite) und Kluftausfüllungen durch hydrothermale Absätze (Erzgänge, alpine Kluftminerale). Vorwiegend handelt es sich bei den metamorphen Abkömmlingen des Granitplutons um granitische (77–73), teilweise granodioritische (72) und tonalitische (71) Gneise. Nicht dargestellt in der geologischen Karte sind die dem m-Bereich angehörenden basischen Schollen (Dioritfische mitunter mit gabbroiden Resten) und das saure Ganggefolge (Aplit, Pegmatit, Gangquarz). Hingegen wurden die seltenen Lamprophyrgänge (70) berücksichtigt.

Deformation und Rekristallisation des Zentralgneises sind von der betreffenden tektonischen Position abhängig. In den innersten Gebieten kommen seltene Strukturreste annähernd regellos körniger Granite und Tonalite vor. Die Hauptmasse besteht aus postkinematisch, im Starkwirkungsbereich der Grünschieferfazies rekristallisierten Gneisen (Biotit, Oligoklas), die Randzonen und die Mureckgneisdecke aus intensiv deformierten und im Schwachwirkungsbereich der Grünschieferfazies postkinematisch rekristallisierten Gneisen (Phengit, Albit). An lokalen Scherzonen treten Phyllonite auf, wobei man im m-Bereich den Übergang von Gneis zu Gneisphyllonit (Phengit-Quarz- oder Serizit-Quarz-Schiefer, Weißschiefer) beobachten kann. Diese sind stellenweise reich an großen Blasten von Disthen und Chloritoid (z. B. Lieserkar).

Tektonisch bildet der Zentralgneis im SW der Hafnergruppe einen großen zusammenhängenden Körper, der durch Synklinen von Dachgesteinen in drei Teilkörper gliedert ist: Hölltor-Gneiskern, getrennt vom Rotgülden-Gneiskern durch die Quermulde der Silbereckserie (Lange Wand – Kalte Wand). Im S befindet sich der Hochalm-Gneiskern, der von den beiden Genannten durch die fächerförmige Synklinale der Hafner-Migmatite geschieden wird. Im N und W der Hafnergruppe (Gebiet Gastein, sowie Seebach- und Dösener Tal bei Mallnitz) taucht der mächtige vereinigte Zentralgneis-Körper quasi-autochthon in die Tiefe und wurde dementsprechend früher als autochthon aufgefaßt („autochthones Hochalm-Ankogel-Massiv“ in den älteren Arbeiten von EXNER). Im S-Teil der Hafnergruppe wird aber der quasi-autochthone Hochalm-Gneiskern von tieferen tektonischen Einheiten unterlagert, was auch durch den Maltastollen unter dem Hochalm-Kees bewiesen wurde. A. TOLLMANN (1977, 1980) hat der feldgeologischen Situation mit Berücksichtigung auch geophysikalischer

Argumente Rechnung getragen und für den vereinigten Hölltor-Rotgülden-Hochalm-Zentralgneis den Namen: Gasteiner Decke vorgeschlagen.

Abseits dieses gewaltigen zusammenhängenden Zentralgneiskörpers gibt es in der Hafnergruppe noch die modellförmig entwickelte, parautochthone Mureckgneisdecke. Sie lagert auf der Silbereckserie, bildet zwischen Mureck und Hinterem Pöllatal eine bis 300 m mächtige, im Streichen 15 km lange, mindestens 5 km nach N und NE vorgeglittene Decke stark deformierten, epimetamorph rekristallisierten Granitgneises. Ihre Wurzel liegt im Rücken des zeitlich vor der Querfaltung (Lange Wand—Kalte Wand) noch vereinigten Hülltor-Rotgülden-Kernes. Aufgeschlossen ist ihre Wurzel im Bereich des Moar Eisig.

Die Tonalitgneisdecke baut in verhältnismäßig flacher Lagerung weithin die steilen Felswände des Malta-Trogtales auf. In ihrem Hangenden dünnt der Hochalm-Gneiskern nach E zu einer Lamelle aus (Hochalm-Gneislamelle), die sich zwischen Tonalitgneisdecke und südlichem Gesteinsband der Silbereckserie befindet.

Einige Granitgneisvarietäten wurden mit Übersignatur hervorgehoben. So baut der sehr einheitlich zusammengesetzte, grobkörnige Granitgneis des Hochalm-Kernes (76) mit 1.000 m Mächtigkeit das Gebiet um das Hochalmkees, Preimelspitze, Preimelkar und die Hochalmspitze auf, deren Gipfel (3360 m) sich westlich der geologischen Karte der Hafnergruppe befindet. In der volumetrischen Zusammensetzung dieses Granitgneises hat Kalifeldspat (5 cm) Vormacht gegenüber Oligoalbit. Der herrschende Glimmer ist Biotit. Es gibt dioritische Fisch-Schwärme (basische Schollen) und ein reiches Geflecht aus Aplit- und Pegmatitgängen. Ähnlich beschaffen, jedoch recht massig und auch Aplitgranit enthaltend, erweist sich seine Randfazies (75) im Gebiet um das Steinkareck und Langkar.

Ein eigenartiger Granitgneis ist der sehr helle (leukokrate), 1.200 m mächtig aufgeschlossene, mittelkörnige metamorphe Plagioklasgranit des Hölltor—Rotgülden-Kernes (74) im Großarlal (Marchkar), hinterstem Murtal (Schmalzgrube) und Moritzental. Plagioklas (Albit, sekundär nach primär-magmatischem Andesin/Oligoklas) befindet sich in volumetrischer Vormacht gegen Kalifeldspat. Als Glimmer herrscht Phengit. Der nur spärlich vorhandene Biotit bleibt klein oder fehlt überhaupt. Intensiv deformierte Teile dieses Gesteinskörpers weisen eine stoffliche Differentiation mit Anreicherung des Phengites an Faltenscheiteln und um homoachbiale Schnittgerade der tautozonaren s-Flächen auf. So entstehen fischchenförmige Glimmeranreicherungen, die diesem Typus den Namen Forellengneis (73) eingebracht haben (Schöderhorn, Marchkareck, Murursprung, Roßkar). Weniger deformiert, Biotit- und Kalifeldspatreicher sind die inneren Teile dieses Gesteinskörpers im Maltatal (Salzplatten).

Der Großteil des Rotgülden-Kernes besteht aus ähnlichem Metagranit bis Metaaplit mit Vormacht des Plagioklases, wobei aber granodioritische Schollenzüge eingelagert sind: Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden (72). Das volumetrische Verhältnis vom granodioritischen (biotitreichen) Paläosom zum aplitgranitischen Neosom beträgt etwa 1 : 20. Die Schollen enthalten gabbroide Reste, die örtlich durch metasomatischen Einfluß des Neosoms zu granosyenitischen Gesteinstypen mit Kalifeldspat-Vormacht und Pseudomorphosen von Biotit-Epidot-Aggregaten nach Hornblende führen (z. B. Steinbruch 150 m SE Rotgüldenseehütte).

Der Tonalitgneis des Maltatales (71) ist ein mittel- bis grobkörniges, biotitreiches, schwarz-weiß geflecktes Gestein mit volumetrischer Vormacht des Plagioklases (Oligoklas sekundär nach primär-magmatischem Bytownit/Andesin) gegen Kalifeldspat. Quarz ist stets vorhanden. Hornblende fehlt. Es handelt sich um Tonalitgneis im wei-

teren Sinne. Basische (dioritische) Schollen und ein Gangnetz von Apliten und Pegmatiten sind reichlich ausgebildet. Örtlich enthält der Tonalitgneis auch quarzdioritische (dunkle) und granodioritische (helle) Partien. Die Mächtigkeit beträgt 700 m. Als Tonalitgneisdecke zieht er vom Winterleitengrat (SW-Ecke der Karte) um das tief eingeschnittene Maltatal herum und setzt SW Melnik Alm in die bloß 350 m dicke Tonalitgneis-Lamelle zum südlichen Blattrand fort. Die Lamelle weist intensive Deformation und Phyllonite mit freisichtigem Hellglimmer auf.

Abseits der Tonalitgneisdecke befinden sich kleine Tonalitgneiskörper auch im Hochalm-Gneiskern (Preimelspitze, Steinkareck, Langkar) und als kräftig deformierte Walzen in den Hafner-Migmatiten (Wastelkar, Mahrschneid, Kühkarschneid).

Die nur wenige m mächtigen Lamprophyrgänge (70) haben Seltenheitswert und wurden deshalb auf der Karte übertrieben dick eingetragen. Teils handelt es sich um Gänge im Granitpluton (Hölltorkern: Marchkarschneid, SE Mur Ursprung), teils in den Hafner-Migmatiten (Kölnbreinkar, S Kölnbreinsperre), teils um ferntransportierte Gänge in der Storzserie (Moritzen Wald, SW Brandleiten, Girlitzspitze). Nicht zu den eigentlichen Lamprophyren gehörend, aber mit derselben Signatur gekennzeichnet wurden in der Storzserie ein Hornblende-Magnetit-Fels (Mündung des Zopontzenbaches in die Mur) und ein Hornblendit-Gang (Seemannswand).

6.3. Zentrale Schieferhülle

100 m mächtiger Granatglimmerschiefer (sekundär bis 150 m Mächtigkeit angeschoppt) im Liegenden und Hangenden der Tonalitgneisdecke. Der Granatglimmerschiefer (69) ist mittel- bis grobschuppig entwickelt. Seine Hauptgemengteile sind Granat (1 cm), Biotit, Hellglimmer, Oligoklas und Quarz. Im Gegensatz zu den Schieferen der Silbereckserie und der peripheren Schieferhülle weist er stellenweise aplitische Intrusionen auf. Mehrere Graphitquarzitbänke (bis 3 m mächtig) sind dem Granatglimmerschiefer sedimentär eingelagert (68).

Im Liegenden der Tonalitgneisdecke streicht der Granatglimmerschiefer S der Kleinen Hochalmspitze über den Draxelnock zum Hochalmbach und findet sich in einer Scholle bei den Aichholzer Almen. Stellenweise ist er mit dem Migmatitgneis des Alten Daches des Göß-Kernes verschuppt. Am Unteren Hochalmsee bildet er ein tektonisches Fenster unter dem Tonalitgneis.

Im Hangendbereich der Tonalitgneisdecke stellt sich zunächst ein Biotitschieferzug noch innerhalb des Tonalitgneises ein (W Oberer Hochalmsee). In den Migmatiten über dem Tonalitgneis tritt der Granatglimmerschiefer an mehreren Stellen im Findelkar und bei dem Staudamm des Stausees (Speichersee NW Wastlbauer Alm) auf. Endlich markiert 10 m mächtiger Granatglimmerschiefer bei Eggarter Melnik am orographisch linken Hang des Maltatales die Grenze zwischen Tonalitgneis (unten) und Granitgneis (oben).

Petrographisch (große Biotitblasten, Graphitquarzitbänke, aplitische Mobilisate, Fehlen von Karbonatgesteinen) und tektonisch (Vorkommen an markanten Gneis-Grenzen) entspricht der Granatglimmerschiefer (69) den Vorkommen der Gasteiner Umgebung (Woisgen- und Seebachschiefer), die wir als Deckenscheider zwischen Gneisdecken aufgefaßt haben und als zentrale Schieferhülle bezeichnen. In der Hafnergruppe ist eine analoge Situation vorhanden.

Ich interpretiere den Granatglimmerschiefer unter der Tonalitgneisdecke (Draxelserie nach Typlokalität Draxelnock) als oberkarbon-permisches Transgressions sediment über dem Göß-Dom. Die Ablagerung des sandig-tonigen marinen Sedimentes er-

folgte nach der variszischen Granitintrusion und nach spätvariszischer Erosion. Die apolitischen Mobilisate im Granatglimmerschiefer könnten durch spätvariszischen Magmatismus, oder eventuell auch durch alpidische Stoffmobilisation erklärt werden. Ich möchte nicht ausschließen, daß sich auch kalkfreie Bündnerschiefer am Aufbau dieser Granatglimmerschiefer beteiligen.

Analog dazu könnten die Granatglimmerschiefer im Hangenden der Tonalitgneisdecke (Findelserie nach Typlokalität Findelkar) als transgressive Schieferhülle der Tonalitgneisdecke gedeutet werden.

6.4. Silbereckserie

Sie stellt eine sedimentogene Serie dar, die primär-stratigraphisch dem spätvariszisch erodierten Granitpluton aufliegt. Ihren Namen hat sie nach dem Gebirgsstock des Silberecks (2804 m, ehemaliger Bergbau, östlich des Rotgüldentales), wo sie am prächtigsten entwickelt ist. Vom Silberpfennig im Gasteiner Gebiet über Anger- und Großarlal streichend, erreicht sie die Hafnergruppe beim Mur Ursprung (Karstquelle) und zieht in 25 km langem Bogen bis in das Maltatal. Dabei bleibt sie innerhalb der Hafnergruppe durchwegs in der Hochregion des Hochgebirges. Pralle Marmorwände, Karstphänomene, Bratschenhänge der Bündnerschiefer, weithin sichtbare Falten tektonik prägen ihren landschaftlichen Charakter.

Stratigraphisch folgt über der örtlich erhaltenen Winkeldiskordanz des Granitgneis-Sockels (Hölltor–Rotgülden-Kern) eine sedimentogene silikatische Transgressionsserie (67 bis 65), darüber eher kompakte Karbonatgesteine (64 bis 62) und darüber Bündnerschiefer (61 bis 57) mit wenigen basischen Vulkaniten bzw. deren Tuffen (Grünschiefern, 56). Mangels Fossilien bleibt eine feinere stratigraphische Einstufung vorläufig fraglich. Meine diesbezüglichen Interpretationsversuche wurden in der Legende zur geologischen Karte jeweils mit Führungszeichen versehen. Damit soll die Unsicherheit der stratigraphischen Zuordnung im einzelnen gekennzeichnet sein. Der Wert der lithostratigraphischen Kartierung, die ich sorgfältig im Maßstab 1 : 10.000 vornahm, wird auch dann wesentlich erhalten bleiben, wenn in Zukunft die stratigraphische Interpretation verändert, oder auf Grund eindeutiger Belege die Stratigraphie fixiert wird.

Die primäre Mächtigkeit der Silbereckserie beträgt einige 100 m. Tektonisch wurde sie bis 1.200 m mächtig angeschopt (Lanisch), oder auf wenige m reduziert (S-Rand der Karte im Bereich des Maltatales). Längs des NE-Randes des Hölltor–Rotgülden-Kernes zwischen Mur Ursprung und Waschgang wurde der eher starre Gneis-Sockel keilförmig gegen die bildsamen Metasedimente vorgeschoben, welche faltenförmig solche Gneiskeile umranden. Der höchste dieser Gneiskeile ist als parautochthone Gneisdecke (Mureckgneisdecke) am weitesten nach NE und N vorgedrungen und hat basale Teile der Silbereckserie mitgeschleppt. Dazwischen weisen die Bündnerschiefer als nach oben geschlossene Faltenmulde einen komplizierten Schuppenbau auf.

Der SE-Rand des Rotgülden-Kernes wurde mitsamt seiner sedimentären Hülle (Silbereckserie südlich des Waschganges) in liegende Falten um SE-Achse gelegt. Sie sind teilweise durchgerissen (Schollenzüge der Silbereckserie im Melnikkar). Meridionale Faltenachsen (Querachsen) komplizieren den Bau, in den auch Hafnermigmatite und Hochalm-Gneislamelle (unten) und Storzserie (oben) eingewickelt sind.

Die alpine Gesteinsmetamorphose der Sedimente der Silbereckserie nimmt in der Hafnergruppe von NW nach SE zu. Der Starkwirkungsbereich der Grünschieferfazies

ist zwar im NW bereits teilweise vorhanden, gelangt aber dann SE und S des Silberecks zur vollen Wirksamkeit: Granat, Biotit, Oligoklas.

Graphitquarzit (67, „Oberkarbon – Perm“) wird wenige m mächtig und findet sich teils an der Basis (z. B. SE-Grat des Kleinen Malteiner Sonnblicks), teils lagenförmig im Quarzit (65). Bänke von lithologisch ähnlichem Graphitquarzit finden sich in dunklen kalkarmen Bündnerschiefern (57) und wurden auf der Karte nicht eingezeichnet.

Der Geröllquarzit (66, „Perm“) erreicht 20 m Mächtigkeit. Er führt bis 0,5 m große Gerölle aus Aplitgneis, Phyllit und Gangquarz, die zu Linsen deformiert sind. Phengit-Mikroklin-Arkosequarzit bildet die Matrix. Transgressionssediment über der post-variszischen Winkeldiskordanz E Unterem Rotguldensee. Tektonisch hochgeschuppt am Silbereck-NE-Grat und im Altenbergtal.

Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit (65, „Perm – Skyth“) tritt mit 40 m Mächtigkeit sowohl an der Basis, als auch in Falten und höheren tektonischen Schuppen der Silbereckserie sowie in der verkehrten Gesteinsfolge unter der Mureckgneisdecke auf. Der häufig dunkelgrüne (Fe-reicher Hellglimmer) Phengit-Arkosequarzit mit 1 cm großen Quarzgeröllchen und viel Mikroklin und weniger Albit in der Matrix, stellt den typischen Metamorphit der roten Perm-Arkose bis teilweise Skyth dar. Stratigraphisch darüber folgt meist glimmerarmer, eher farbloser, reiner Quarzit mit ebenen, wie die Spalten eines Buches aufblätternden Schichtflächen, der früher als „Buchsteinquarzit“, oder „Tafelquarzit“, heute nach den Vorkommen im Unterostalpin der Radstädter Tauern zumeist als Lantschfeldquarzit (Skyth) bezeichnet wird. Wo der farblose Quarzit glimmerreicher ist (Serizitquarzit), treten häufig große Blasen von Pyrit, Magnetit, Turmalin, Chlorit und Granat auf.

Rauhwacke (64, „Trias“) tritt in bloß dm-Mächtigkeit sehr häufig zwischen Quarzit und Kalkmarmor oder Dolomitmarmor auf und bildet einen wichtigen, als Trias interpretierbaren Leithorizont. Meist ist sie reich an Fuchsit (smaragdgrüner Chromglimmer). Nur das 1 m mächtige Vorkommen in der Scharte zwischen Vorderem Schober und Mannsitz wurde in die Karte eingetragen.

Dolomit und Dolomitmarmor (63, „Trias“) bildet klotzige Felswände und steile Gipfel (Silbereck, Schurfspitze). Seine primäre Mächtigkeit beträgt einige Meterzehner. Tektonisch ist er bis 200 m dick angeschoppt (Seeleiten im Rotguldental), oder zu dm-Lagen ausgewalzt. Vorwiegend handelt es sich um feinkörnigen farblosen Dolomitmarmor, der nicht oder nur schwach mit kalter HCl braust. Selten kommt wenig metamorpher grauer Dolomit mit farblosen Dolomit-Mobilisaten (Entpigmentierung) vor, welche den metamorphen Übergang zum Dolomitmarmor illustrieren (z. B. Kühkarl N Silbereck). Stellenweise treten im Dolomitmarmor große Blasen von Tremolit, Epidot, Magnetit, Phlogopit, Fuchsit und Strähne von Serizit auf. Epidotfels bildet Reaktionszonen am tektonischen Kontakt zu leukokrater Granitgneis.

Eine interessante Besonderheit der Silbereckserie stellen tektonische Grobmengungen zwischen Dolomit- und Kalkmarmor einerseits und Granit- und Aplitgneis andererseits dar (Melnikkareffekt). Sie sind nicht nur auf den südlichen Teil (Melnikka und Merztal) beschränkt, sondern finden sich längs der tektonischen Gneiskeile in den basalen Teilen der Silbereckserie auch im nördlichen Teil (Mur Ursprung bis Moar Eisig Kar). Auf meiner Originalkarte 1 : 10.000 habe ich sie fein säuberlich kartiert. Diese kann von diesbezüglich interessierten Petrologen gerne eingesehen werden. Auf der vorliegenden geologischen Karte der Hafnergruppe konnte ich die Grobmengungen nicht eintragen, weil die Karte unlesbar geworden wäre. Neben tektonischer Vermischung (Grobmengung) der Dolomit- und Kalkmarmore mit dem

Gneis im m- und cm-Bereich treten auch Mischgesteine im mm- und Hundertstel-mm-Bereich (Dünnschliff unter dem Mikroskop) auf (Kalkgneise !). Die damit verbundenen petrologischen Probleme wie Aplitmobilisation, Ichor, Definition von Migmatit und Anwendung auf den hier vorliegenden Bereich der Grünschieferfazies, sind trotz einigen Beschreibungen und theoretischen Ansätzen in meinen bisherigen Arbeiten sicher noch mit Erfolg bearbeitbar.

Kalkmarmor (Silbereckmarmor, 62, Trias) weist deutliche Bankung und auch Bänderung auf. Er ist bedeutend kompakter als die schiefrigen Quarz-Glimmer-reichen Kalkschiefer der Bündnerschiefer und problemlos von diesen abzugrenzen. Seine bleichen Felswände und Karrenfelder beherrschen die Landschaft. Häufig ist er intensiv mit Verdickung der Faltenscheitel gefaltet. Die primäre Mächtigkeit beträgt einige deka-m. Tektonische Anschoppungen und Ausdünnungen erfolgen analog denen des Dolomitmarmors. Das Gestein ist teilweise, vor allem im N, noch als kleinkörniger dunkelgrauer bituminöser Kalkmarmor erhalten. Der sekundär aus diesem hervorgehende, grobkörnige, farblose Kalkmarmor herrscht im S. Unreine Kalkmarmore führen Quarz und Hellglimmer. Große Blasen von Tremolit, Phlogopit, Epidot, Pyrit, Magnetit und Fuchsit kommen vor. Epidotfels bildet Reaktionssäume gegen Quarzit und Gneis. Über die Grobmengungen des Kalkmarmors mit Granit- und Aplitgneis (Melnikkareffekt) wurde oben berichtet (siehe Dolomitmarmor !).

Meine eigenwillige Einstufung des Kalkmarmors als „Trias“ wird von vielen Alpengeologen heute nicht geteilt. Man will ihn eher als oberjurassisch interpretieren, analog dem Hochstegenkalk mit *Perisphinctes* spec. im westlichen Teil des Tauernfensters. Für meinen quasi-Alleingang bestimmt mich die feldgeologische Beobachtung des Verbandes zwischen Dolomit- und Kalkmarmor, die Verknüpfung mit stratigraphisch unterlagernder Rauhwacke und permo-triadischem Quarzit, die Kenntnis analoger mitteltriadischer Kalkmarmore in der Briançonnais-Zone und schließlich das aus der Lithostratigraphie der Silbereckserie eindeutige jüngere Alter der gesamten Bündnerschiefer, die stratigraphisch stets dem Dolomit-Kalkmarmor-Komplex aufliegen. Die müßte man dann alle als unterkretazisch deuten, was mir in Anbetracht meiner eigenen, recht eingehenden Kenntnis der penninischen Zone der Alpen zwischen dem Col di Tenda bei Nizza und Katschberg in Österreich unwahrscheinlich, weil nirgends exakt realisiert, vorkommt. Die gute alte, auf viele Fossilfunde in den Westalpen beruhende, stratigraphische Einstufung der Bündnerschiefer, welche mit dem Lias dort nachweislich beginnt, möchte ich nicht so einfach negieren.

Die Bündnerschiefer bestehen aus den metamorphen Abkömmlingen sandiger Mergel (Kalkschiefer) und aus Tonen, reich an organischer Substanz (Schwarzschiefer). Sie führen Lagen von Kalk (Kalkmarmor), Sand (Karbonatquarzit, Quarzit), Dolomitbreccie, fraglichem Radiolarit und basischem vulkanischem Tuff (Grünschiefer). Die primäre Mächtigkeit der Bündnerschiefer der Silbereckserie betrug einige 100 m. Tektonisch sind sie bis 1.000 m dick angeschoppt (Lanisch), oder zu bloß m-dünnen Lagen reduziert (z. B. Loibspitze-SW-Wand).

Die Dolomitbreccie (61, „Lias“) bildet sehr charakteristische, mehrere deka-m mächtige Lagen im Bündnerschiefer. Sie findet sich vom Moritzental im N bis zum südlichen Blattrand (Loibspitze-W-Flanke). Zur Verdeutlichung haben wir die Vorkommen auf der geologischen Karte übertrieben dick hervorgehoben. Es handelt sich um eine eher monomikte Breccie (Dolomitbruchstücke in Matrix aus Karbonatquarzit und Kalkschiefer) wie sie für den Lias des Tauernfensters charakteristisch zu sein scheint (Pfundlscharte in der Glocknergruppe, Türkenkogel in den Radstädter Tauern).

Die groben Komponenten bestehen aus meist 5 bis 15 cm langen und 0,5 bis 1 cm dicken, parallel zur Lineation des Gesteines orientierten Linsen grauen feinkörnigen Dolomits, der hellgelb bis ockerbraun anwittert. Es kommen bis 1,5 m lange Dolomitblöcke vor. In der Matrix finden sich sehr dünne, mehrere m lange Dolomitlagen, die nach W. FRISCH aus Dolomitsand bestehen, also resedimentierten Dolomit darstellen, analog ähnlichen Bildungen im westlichen Tauernfenster (FRISCH 1980, p. 59–61).

Besonders im stratigraphisch unteren Bereich der Bündnerschiefer der Silbereckserie kommt viel Karbonatquarzit (60, „Lias – Dogger“) vor. Die Mächtigkeit beträgt mehrere deka-m. Nur besonders mächtige Vorkommen konnten in der vorliegenden Karte berücksichtigt werden. Das recht kompakte graugrüne oder farblose Gestein besteht aus Kalzit, Quarz und Hellglimmer. Charakteristisch ist die poröse Anwitterung. Stellenweise beobachtet man große Blasten von Granat, Plagioklas (Albit im Murtal; Oligoklas im Lieser- und Maltatal), Chlorit, Fuchsit, Ankerit, Magnetit und Pyrit.

Biotitführender Karbonatquarzit und Chänopoditschiefer. ? Radiolarit (59, „Malm“). Der eigenartige feinlagige und eng gefaltete Karbonatquarzit und teilweise karbonatfreie Quarzit bildet eine 30 m mächtige Lage am Salzkopf (N Silbereck) und dünne, auf der vorliegenden Karte nicht eingetragene Linsen im Moritzental. Diese Quarzite erinnern megaskopisch an die wahrscheinlichen Radiolaritquarzite in der peripheren Schieferhülle des Rauristales (G. FRASL & W. FRANK 1966, p. 43). Den Quarziten sind in der Silbereckserie Chänopoditschiefer (karbonatfreie, biotit- und epidotreiche Serizitquarzite mit Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende) zwischengelagert. Die ehemaligen Hornblendesäulen sind zur Gänze von neu kristallisiertem Biotit ersetzt, wobei die Enden der ehemaligen Hornblendesäulen gänsefußartig (Chänopodit) aufblättern.

Kalkschiefer, mit Kalkmarmorbänken und dünnen Quarzitlagen (58, „Jura“) baut die typischen, mit dem Bergschuh ablösbaren, sandig anwitternden Schiefergrate („Bratschen“) auf. Ihre primäre Mächtigkeit dürfte etwa 300 m betragen. Im Lanisch sind sie zusammen mit Schwarzschiefer 1 km dick tektonisch angeschoppt. Petrographisch handelt es sich um grauen Kalkphyllit und Kalkglimmerschiefer. Im Mur- und teilweise noch im Liesertal sind es Hellglimmer-Kalzit-Quarzschiefer mit und ohne Blasten von Albit. Im Liesertal stellen sich Biotit und Oligoklas ein und der Epidotgehalt nimmt zu. Kalkschiefer von diesem Typus herrschen im Maltatal. Große Blasten von Granat und Fuchsit kommen im N- wie im S-Teil der Silbereckserie in den Kalkschiefern vor. Epidotfels bildet Reaktionssäume zu Gneis.

In den nicht eigens kartierten, geringmächtigen Kalkmarmorbänken innerhalb des Kalkschiefers vermute ich das stratigraphische Äquivalent des Hochstegenkalkes der westlichen Tauern, also Malm. Dünne Quarzitlagen wurden bei der geologischen Kartierung nicht eigens ausgeschieden.

Der Schwarzschiefer (57, „Jura bis Unterkreide“) besteht aus dunklem, kalkarmem bis kalkfreiem Phyllit (N-Teil der Silbereckserie) bis Glimmerschiefer (S-Teil). Er führt mitunter dünne Quarzitbänke und seltene Linsen von Graphitschiefer und Graphitquarzit. Häufig beobachtet man einen allmählichen Übergang aus Kalkschiefer und eine Wechsellagerung mit diesem. Die primäre Mächtigkeit des Schwarzschiefers dürfte etwa 400 m betragen. Allgemein ist eindeutig, daß Schwarzschiefer in den obersten Teilen der Bündnerschiefer vorherrscht (Moritzen-, Rotgülden- und Liesertal), woraus abgeleitet werden kann, daß Schwarzschiefer auch stratigraphisch besonders dem höheren Teil der Bündnerschiefer angehört. Die Metamorphose des Schwarz-

schiefers nimmt von N (milder Serizit-Chlorit-Albit-Quarz-Phyllit) nach S zu (grob-schuppiger Granat-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Schiefer mit Oligoklas/Andesin, Epidot und grünem Amphibol). Manche Granatglimmerschiefer-Proben aus dem S-Teil der Silbereckserie gleichen mega- und mikroskopisch denen der zentralen Schieferhülle.

Die Bündnerschiefer der Silbereckserie sind arm an basischen Magmatiten. Ultrabasite fehlen. Grünschiefer (56, „Jura – Unterkreide“) bildet nur wenige und bloß einige m dicke Lagen im Gebiet der Silbereckserie vom Moritzen- bis zum Liesertal. Diese erweisen sich im Raume Silbereck und Lanisch als mittelkörniger Amphibol-Biotit-Chlorit-Prasinit und als Amphibol-Prasinit. Ob das Edukt basische Lava oder Tuff war, bleibt in Ermangelung diesbezüglicher Reliktstrukturen offen. Doch spricht die geringe Mächtigkeit eher für Tuff. Daneben kommen auch serizitführende Biotit-Chlorit-schiefer vor (wahrscheinliche Tuffite). Epidosit- und Ophikalzitfels bilden dm-dicke Reaktionssäume zwischen Grünschiefer und angrenzenden Karbonatgesteinen.

6.5. Periphere Schieferhülle der Hohen Tauern

Es handelt sich um die Schiefer, die an der Peripherie der kuppelförmigen Aufwölbung der östlichen Hohen Tauern eine kontinuierliche Hülle bilden. Die geologische Karte der Hafnergruppe bringt einen N- und einen E-Teil dieser Hülle zur Darstellung. Die Verbindung der beiden Teile befindet sich knapp östlich der Karte bei St. Michael im Lungau.

Umlaufendes Streichen kennzeichnet die periphere Schieferhülle. Der N-Teil (siehe Tektonische Übersicht: Marislwand) ist im Zuge tektonischer Anschoppung bis 3.000 m mächtig und zeigt Fallwinkel von 30–60° nach N und NE. Der E-Teil (E Kareck und E Reitereck) erweist sich tektonisch auf 500 m Mächtigkeit reduziert und fällt 20–40° nach SE.

Von unten nach oben lassen sich drei lithologische Serien deutlich erkennen:

- (1) Die Murtörlserie besteht hauptsächlich aus Schwarzschiefer. Name nach dem Murtörl, Paß zwischen Mur- und Großarlal (W-Rand der Karte).
- (2) Die Schrovinserie besteht aus Gneis und Permo-Trias. Ihr permo-skythischer Anteil entspricht der Wustkogelserie (G. FRASL 1958), ihr Karbonatgesteins-Anteil der Seidlwinkel-Trias. Name nach dem Schrovin Kopf (NE-Ecke von Teil 2 der geologischen Karte der Hafnergruppe).
- (3) Der Großteil der Bündnerschiefer. Er setzt in die Glocknerserie der Großglocknergruppe fort.

Die drei Serien sind jeweils gefaltet. Die Schrovinserie ist in drei Teilschuppen, die Glocknerserie in eine basale Schuppe (mit Resten der Brennkogelserie) und zwei darüber lagernde Teildecken tektonisch gegliedert.

Die großtektonische Interpretation der drei Serien hängt von der noch ungelösten stratigraphischen Einstufung der Murtörlserie ab.

Für Oberkarbon-Perm-Alter der Schwarzschiefer der Murtörlserie sprechen die unscharfe lithologische Grenze zur Kareckserie, die Seltenheit von Kalkschiefern und das Fehlen von Trias an der Basis.

Für das Vorhandensein auch von Bündnerschiefern in der Murtörlserie sprechen vor allem großtektonische Überlegungen. Es streicht nämlich W Murtörl die Murtörlserie auch in die Mittlere Schwarzphyllitzzone der geologischen Karte der Umgebung von Gastein hinein, für die Bündnerschiefer-Alter wahrscheinlich ist. In diesem Sinne kann man die auflagernde Schrovinserie mit den tektonischen Lamellen 3 und 4 (Rote Wand–Modereck–Decke) der geologischen Karte der Sonnblickgruppe parallelisie-

ren (R. STAUB 1924, p. 57; A. TOLLMANN 1980, p. 75–76).

Die Murtörlserie (55 bis 52) besteht vorwiegend aus dunklem, meist kalkfreiem Phyllit (Schwarzschiefer 55) mit Lagen von Albitblastenschiefer mit volumetrisch enormer Albitblastese, so daß örtlich ein Übergang zu Albitgneis beobachtbar ist. Derivate eines basischen Vulkanismus stellen Chlorit-Serizit-reiche Albitblastenschiefer, Prasinite, Chlorit- und Chlorit-Serizit-Schiefer wahrscheinlich hauptsächlich als Tuffe und Tuffite dar. Die primäre Mächtigkeit der Murtörlserie dürfte einige 100 m betragen. In den S-schauenden Hängen des Murtales erreicht ihre tektonische Anschoppung 1.400 m Mächtigkeit (Stirntektonik um Digitationen der N-einfallenden Kareck- und Storzserie). Am Tauern-E-Rand ist sie auf 50 bis 100 m Mächtigkeit tektonisch reduziert. Migmatite und Intrusionen des zentralgranitischen Magmas fehlen in der Murtörlserie. Die außergewöhnlich umfangreiche Albitblastese haben Kareck- und Murtörlserie gemeinsam. Die Erforschung der Genese der spätalpidischen Albitblastese (? vulkanogen, oder Stoffwanderung aus dem unterlagernden retromorphen Gneis?) wird zukünftig hier optimale feldgeologische Bedingungen vorfinden.

Mitunter beobachtet man sandige Lagen im Schwarzschiefer. Örtlich weisen sie gradierte Schichtung auf (z. B. bei Wasserfall des Lanschützbaches oberhalb Blasner Bauer im Murtal). Auch Quarzitlagen kommen vor. Graphitquarzit (54) erreicht 4 m Mächtigkeit.

Selten führt der Schwarzschiefer der Murtörlserie dünne Bänkchen braun anwitternder, schwach kalkhaltiger Lagen (z. B. Sternspitze-NNE-Kamm). Eine 4 m mächtige Lage tatsächlichen Kalkschiefers (53) befindet sich S Helm.

Der 10 m mächtige Amphibolit (52) S Dolzenberg ist ein recht massiges Gestein mit Relikten magmatogener Hornblende. Es dürfte sich um ursprünglichen Gabbro bis Diorit handeln. Er kann als subvulkanischer Körper in genetischem Zusammenhang mit dem basischen Vulkanismus der Murtörlserie gedeutet werden.

Die Schrovinserie (51 bis 45) bildet einen wichtigen Leithorizont in der peripheren Schieferhülle. Im Gebiet des Schrovin Kopfes erreicht die Serie im Zuge liegender Falten eine tektonisch bedingte Mächtigkeit von 300 m. Es folgen dort am Kamm: Zickenberg – Grandl Nasen – Schrovin Kopf drei Triaszüge vertikal übereinander. Mit verminderter Mächtigkeit setzt sie nach W bis Schmalzgrube (hinterstes Murtal) und nach S bis weit über den südlichen Kartenblattrand fort.

Arkosequarzit (51, „Perm“) stellt ein vorzügliches Leitgestein dar. Er ist analog beschaffen wie in den Lamellen 3 und 4 der Sonnblickgruppe. Es handelt sich um Mikroklin-Phengit-Quarzit, Mikroklin-Albit-Phengit-Quarz-Gneis und Albit-Phengit-Quarz-Schiefer von mehreren deka-m Mächtigkeit. Das Gestein dürfte aus Arkosesand und eventuell aus Liparit und dessen Tuffen hervorgegangen sein.

Derselben Signatur (51) wurden Albitblastenschiefer zugeordnet, die mit dem Arkosequarzit in engem geologischem Verbands vorkommen. Es handelt sich um Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer mit 6 mm großen Albitblasten. Mit ihnen sind auch Prasinite (Epidot-Albit-reiche Gesteine mit ebenfalls großen Albitblasten) enge verbunden. Zusammen könnten sie eventuell als eine vulkanogene permische Gesteinsgesellschaft gedeutet werden. Durch tektonische Verdopplung (Liegendfalte) erreichen die Albitblastenschiefer am Großeck und Brettereck 200 m und auf der Wandspitze 100 m Mächtigkeit. Auch bezüglich der Albitblastenschiefer besteht die Analogie mit den Gneislamellen 3 und 4 der Sonnblickgruppe (z. B. P. 2971 am Grat des Hinteren Moderecks).

Einen Zentralgneis-Schürfling stellt die 2 km lange und bis 50 m mächtige Augen-

granitgneis-Lamelle des Frischinghöhe-N-Grates dar (Schmalzgrube bis Zalußenkar). Sie wurde ebenfalls mit Signatur (51) in die geologische Karte eingetragen. Es dürfte sich um einen mitgerissenen Kristallinspan an der Basis der Schrovinserie handeln. Als tektonische Späne aus dem Alten Dach des Zentralgranits können biotitführende Albitgneise und Prasinite innerhalb der Albitblastenschiefer des Bretterecks gedeutet werden.

Mit dem Arkosequarzit stratigraphisch verbunden tritt Graphitquarzit (50, „Oberkarbon-Perm“) bis 1,5 m mächtig auf (Frischinghöhe-N-Kamm, Balonspitze). Darüber folgt Geröllquarzit (49, „Perm-Skyth“) bis 7 m mächtig, lithologisch übergehend in Lantschfeldquarzit (48, „Skyth“) mit 20 m Mächtigkeit. Die beiden zuletzt genannten stellen Phengitquarzite dar. Der Geröllquarzit führt 5 cm große Quarzgerölle, die linsenförmig ausgewalzt sind mit Orientierung der langen Achse parallel zur Lineation des Gesteines. Neben eindeutigen Geröllen gibt es auch Quarzknollen, die aus deformierten Quarzadern hervorgegangen sind (Quarzknauern, boudinierter Sekretionsquarz). Der Lantschfeldquarzit zeichnet sich durch meist Fehlen von Feldspat und sehr gleichmäßige Korngrößen (gute Sortierung) aus.

Die karbonatische Trias beginnt mit Rauhacke (47) und besteht darüber aus Dolomit und Dolomitmarmor (46) und Kalkmarmor (45), die meist so innig miteinander verknüpfet sind, daß die stratigraphische Reihenfolge nicht mehr rekonstruierbar ist. Die bis 5 m mächtige Rauhacke weist flächiges Parallelgefüge auf (metamorphe Rauhacke). Gelbliche, außen rotbraune Farbe und nesterförmig angereicherte Hellglimmertäfelchen (Tonbrocken der ehemaligen Lagune) sowie Neubildung farbloser, einiger mm großer Kalzitkristalle zeichnen sie aus.

Grauer, gering metamorpher Dolomit erreicht am Schrovin Kopf mehrere deka-m Mächtigkeit und ähnelt manchem Triasdolomit der Radstädter Tauern. Im übrigen Streifen, den die Schrovinserie in der Hafnergruppe einnimmt, herrscht geringerer mächtiger, im Bereich der „Dolomitspitze“ zwischen Stern- und Wandspitze jedoch noch 20 m mächtiger, farbloser, gelb anwitternder, feinkörniger Dolomitmarmor. Der graue Kalkmarmor wird etwa 30 m mächtig. Im Bereich des Schrovin Kopfes weist er dunkle, gröber kristalline Flecke auf, die fossilverdächtig sind (? Crinoiden).

In den Bündnerschiefern der peripheren Schieferhülle (44 bis 38) lassen sich infolge liegender Falten und schuppenförmiger Gleittektonik primäre Schichtfolgen und tektonische Pakete nur mehr errahnen und nicht exakt abgrenzen.

Über den drei tektonischen Trias-Wiederholungen des Gebietes um den Schrovin Kopf folgt andeutungsweise eine liassische Brennkogelserie (wie Stanzwurten in der Sonnblick- und Hochtorn-Brennkogel in der Glocknergruppe) mit Dolomitbreccie (44, Großbeck-, Waldhauserhütte), Karbonatquarzit, Schwarzschiefer, Kalkschiefer und Serpentin (Fallbach und Peitler auf Blatt Tamsweg, Goslitz-S).

Darüber folgen zwei Pakete von Bündnerschiefern, jeweils mit einem Trias-Schollenzug als Leitband an der Basis. Sie sind allerdings nur in der peripheren Schieferhülle nördlich der Mur erkennbar. Hier liegt über der genannten liassischen Brennkogelserie der Trias-Schollenzug: Griesenspitze, Brettereck- und Großbeck-NE-Kamm, welcher die Basis des Bündnerschiefer-Paketes der Marislwandschuppe bildet. Über dieser lagert der Trias-Schollenzug: Hiasbauer Alm – Plankowitzspitze – Pleißnitzkogel-N-Grat – Steinitzen, der die Basis des Bündnerschiefer-Paketes der Zederhausschuppe darstellt.

Karbonatquarzit (43, „Jura“) besteht zumeist aus löcherig anwitterndem, grün gebändertem Serizit-Chlorit-Kalzit-Quarzit und lagenweise auch kalkfreiem Serizit-Chlorit-Quarzit. Charakteristisch ist das Fehlen von Phengit. Die Mächtigkeit beträgt

bis 20 m. Kleingefaltete Bänderquarzite wurden als Dekorsteine abgebaut, und zwar in der Marislwandschuppe: Steinbruch Kraglerau; in der Zederhausschuppe: Steinbruch Veitbauer (bei Duller).

Kalkschiefer (42, „Jura“) mit im frischen Zustand grauer Farbe ist teils als Kalkphyllit, teils als Kalkglimmerschiefer ausgebildet. In angewittertem Zustand braun, bildet er weit ausgedehnte, häufig isoklinale Bratschenhänge im Gebirge. Er enthält glimmerreiche Kalkmarmorbänke und dünne Quarzitlagen. Der Kalkschieferzug S Nebelkareck – Marislwand – Brettstein ist mehrere 100 m mächtig. Am Tauern-Ende erreicht der Kalkschieferzug der Sternspitze 200 m Mächtigkeit.

Schwarzschiefer mit dünnen Quarzitlagen (41, „Jura–Unterkreide“) wechsellagert mit Kalkschiefer und geht häufig kontinuierlich in diesen über. Auf der Originalkarte 1 : 10.000 und in den Profilen (EXNER 1971, Tafel 4 bis 6) wurden die Schwarzschieferzüge gesondert eingetragen. In der vorliegenden Karte 1 : 25.000 wurden, um die Übersichtlichkeit zu gewährleisten, nur wenige große Schwarzschieferzüge (z. B. Kreuzhöhe, Wabenspitze) hervorgehoben und die übrigen zur Signatur Kalkschiefer (42) dazugeschlagen. Manches Detail ist dadurch verloren gegangen, so die interessante Tatsache, daß die Serpentinite meist von dünnen Schwarzschieferlagen umgeben sind.

Serpentin (40, „Jura–Unterkreide“) ist als Antigoritserpentin, bei der Pfeifenberger Alm (bei Stickler Hütte) auch als Bronzitserpentin entwickelt. Er ist in lang hinstreichende Schollenzüge (Boudins) tektonisch aufgelöst. Einzelne Serpentinischollen erreichen bis 70 m Mächtigkeit. Als Serpentinbegleitgesteine treten Asbest, Talkschiefer, Aktinolithfels, Chloritfels und Chloritschiefer mit Magnetitblästen auf. Kies-Vorkommen in Serpentin des oberen Mur- und Nahendfeldtales wurden bergmännisch abgebaut.

Zur Brennkogelserie im stratigraphisch Hangenden der Schrovinserie kann man, wie schon eingangs erwähnt, Aktinolithfels am Kareck-SE-Kamm und Serpentin mit Asbest und Talkschiefer am Stampatzspitze-NE-Kamm (südlich Goslitztal) sowie auf Blatt Tamsweg die Vorkommen im Fallbachtal und bei Peitler (20 m mächtiger Serpentin als Dekorstein früher in Steinbruch abgebaut, mit Asbest und Talkschiefer-Stollen) zählen.

Auch der in tektonisch basaler Lage der Marislwandschuppe auftretende und von Schwarzschiefer und Karbonatquarzit begleitete, 15 m mächtige Serpentinzug: NE Großbeck – Tafarn nimmt eine Brennkogel-artige stratigraphische Position ein.

Der im Grünschieferzug N Murtörl – Gosseneck befindliche Serpentinzug (SE Marislwand – Reinfrank Alm) erreicht 25 m Mächtigkeit und führt auch Talkschiefer und Strahlsteinfels.

Am mächtigsten (bis 70 m) erweisen sich die vier Serpentinzüge im Kalkschieferzug der Marislwand (Miasbauerstellen bis Marislwand). Sie werden meist von dünnen Schwarzschieferlagen begleitet. Hierher gehören die kiesführenden Partien sowie auch bis 8 m mächtigen Talkschiefer neben sämtlichen übrigen Serpentin-Begleitgesteinen.

Bezüglich der Serpentin-Vorkommen in der Tauernnordrahmen- und Katschbergzone siehe unten !

Ophikalzit (39) bildet im m-Bereich einen Reaktionssaum zwischen Serpentin und Kalkschiefer im Gebiete der Röhspitze.

Grünschiefer (38, „Jura – Unterkreide“) nimmt generell eine stratigraphisch höhere Position als der Serpentin ein. Es handelt sich häufig um gebänderte Amphibol-Biotit-Chlorit-, Biotit-Chlorit- und Chlorit-Prasinite. Hauptsächlich dürften sie aus ba-

saltischen Tuffen und nur untergeordnet aus Basaltlaven hervorgegangen sein. In ihrer Begleitung treten Serizit-Chlorit-Albit-Schiefer und Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer (Grünphyllite) als Abkömmlinge von Tuffiten auf. Auf Grund neuer petrographischer und geochemischer Untersuchung in der W-Fortsetzung unserer Grünschiefer im Großartal zeigen diese Grünschiefer geochemisch zwar noch Affinitäten zu den Ozeanbasalten des Großglocknerbereiches, aber daneben auch deutliche Anklänge an einen Ozeaninselvulkanismus vom Typus: Hawaii und Aseismische Rücken (F. FINGER & V. HÖCK 1982).

Die Grünschiefer im N-Bereich sind kiesführend (ehemaliger Bergbau im obersten Murtal und um die Jägerspitze). Der zur Marislwandschuppe gehörende Grünschieferzug: N Murtörl – Zoponitzen – Gosseneck erreicht beinahe 200 m Mächtigkeit. Der Zederhauser Grünschieferzug wird durch tektonische Komplikation im Bereich Nebelkareck – Jägerspitze 800 m mächtig. Am Tauern-E-Rand erreicht der Grünschieferzug der Sternspitze 100 m Mächtigkeit. Der 30 m dicke Grünschieferzug von P. 2415 bis S Wolfsbach bildet ein Leitband an der Hangendgrenze der Bündnerschiefer.

6.6 Nordrahmenzone des Tauernfensters

Im Hangenden der peripheren Schieferhülle folgt nördlich des Zederhauser Grünschieferzuges eine viele Km breite, N-fallende Schwarzschieferzone. Sie erstreckt sich auch noch weit nach N, jenseits des N-Randes der geologischen Karte der Hafnergruppe. Die Schwarzschiefer der Nordrahmenzone bilden die Fortsetzung der Oberen Schwarzphyllitzone der Umgebung von Gastein (= Fuscher oder Rauriser Phyllit).

Die Metamorphose des Schwarzschiefers nimmt in Richtung nach N ab. Häufig handelt es sich um einen milden dunklen Tonschiefer mit sandigen Lagen. Er dürfte in der Nordrahmenzone das marine Beckensediment in einem W-E verlaufenden, tektonisch unruhigen, unterkretazischen Trog darstellen. Seine paläogeographische Position befand sich zur Unterkreide zwischen dem Ablagerungsraum der peripheren Schieferhülle im N und dem des Unterostalpins (teilweise Schwellenzone) im S.

Eingeschaltet sind dem Schwarzschiefer der Nordrahmenzone Bündnerschiefer-Gesteinszüge (Kalkschiefer, Karbonatquarzit, Serpentin, Grünschiefer) und vier Trias-Züge (Lantschfeldquarzit, Rauhwacke, Dolomit, Kalkmarmor). Um Platz zu sparen, wurden in der Legende zur geologischen Karte der Hafnergruppe unser Schwarzschiefer der Nordrahmenzone und die soeben genannten Einschaltungen nicht eigens unter der Überschrift Nordrahmenzone wiederum aufgereiht und mit eigenen Nummern versehen.

Besonders typisch für die Nordrahmenzone ist die weite Verbreitung von Grünphyllit (36). Es handelt sich um Chlorit-Serizit-Quarz-Phyllit. Genetisch dürfte es sich größtenteils um unterkretazischen Tuffit des Basalt-Vulkanismus handeln. Es sind aber örtlich auch petrographische Konvergenzen zu diaphthoritischem paläozoischem Quarzphyllit und zu diaphthoritischem Twenger Kristallin (Unterostalpin) vorhanden.

Die polygene Breccie vom Großen Reicheschkogel (37, „Jura bis Unterkreide“) bildet einen 5 km langen und infolge lokaler tektonischer Anschoppung bis 90 m mächtigen Gesteinszug. Die groben Komponenten der Breccie weisen Durchmesser von cm bis 2 m auf, sind in Richtung der Lineation des Gesteines gestreckt und bestehen aus grauem Dolomit, farblosem Kalkmarmor und farblosem Quarzit. Die Matrix stellt sich als Karbonatquarzit dar. Im Gegensatz zu den Liasbreccien mit vorherrschend nur Dolomit als Grobkomponenten, haben wir es hier mit einer polygenen Breccie, ähnlich der unterostalpinen Schwarzeckbreccie zu tun.

Breccien vom petrographischen Typus des Großen Reicheskogels kommen auch im Verbands des Unterostalpins der Riedingspitze und des Tiefenbaches vor.

Es ist überhaupt nicht möglich, eine scharfe Grenze zwischen Nordrahmenzone und Unterostalpin anzugeben.

6.7. Unterostalpin nördlich der Mur

Eindeutig zum Unterostalpin der Radstädter Tauern gehören auf Grund ihres Gesteinsbestandes (Twenger Kristallin und fossilführende Permo-Trias) die Schollen des Weißecks, der Riedingspitze und des Tiefenbaches. Sie schwimmen walzenförmig als ursprüngliche Deckschollen im Schwarzschiefer und Begleitgesteinen der Nordrahmenzone. Die Weißeck-Scholle dünnt nach W im lamellierten Schollenzug Boarn Lacke – Haselloch aus. Die Riedingspitze – Tiefenbach-Scholle weist eine analoge tektonische Verdünnung nach W auf (Lamelle N Schiereck).

In Anlehnung an die Stratigraphie der Radstädter Tauern wird das unterostalpine vorpermische Kristallin im N-Bereich der geologischen Karte der Hafnergruppe als Twenger Kristallin (29 bis 26) bezeichnet.

Es besteht im Bereich der Riedingspitze–Tiefenbach-Scholle aus 120 m mächtigem Paragneis (29, Chlorit-Hellglimmer-Plagioklas-Quarz-Gneis mit und ohne Stilpnomelan) und 20 m mächtigem Orthogneis (27, Granitgneis mit und ohne Stilpnomelan). Es wirkte nur schwache alpidische Metamorphose. Beide Gneistypen sind diaphthoritisch, enthalten Relikte großer gequälter, anscheinend voralpidischer Hellglimmer und als alpidische Neubildungen Serizit, Chlorit, Albit, Quarz und Stilpnomelan. Dazu gesellt sich in der Riedingspitze–Tiefenbach-Scholle 20 m mächtiger Amphibolit (28, chloritreicher Epidotamphibolit). Er enthält voralpidische Amphibol-Relikte und ist ebenfalls diaphthoritisch ausgebildet.

Diaphthorit (26), dessen Edukt nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden konnte, umgibt die Weißeck-Scholle, baut deren nach W auskeilende Lamelle sowie die selbständige Lamelle S Großer Reicheskogel und Partien der Riedingspitze–Tiefenbach-Scholle auf. Als vorwiegend Chlorit-Serizit-Quarz-Phyllit zeigt das Gestein jeweils Strukturen, Glimmer- und Feldspatgehalte, die vermuten lassen, daß es sich hauptsächlich um Diaphthorite nach Glimmerschiefer, Amphibolit und Gneis handelt. Daneben mögen auch tuffitischer Grünphyllit und paläozoischer Quarzphyllit vertreten sein (petrographische Konvergenz).

Über dem Twenger Kristallin folgt die Permo-Trias (25 bis 20), die in den unterostalpinen Schollen des Weißecks, der Riedingspitze und des Tiefenbaches Analogien zur Stratigraphie der Radstädter Tauern aufweist.

Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit (25, „Perm – Skyth“) sind wenige deka-m mächtig und fehlen häufig (tektonisch reduziert). Unteranische Rauhwacke (24) bildet ein 20 m mächtiges Leitband. Es folgen anischer Bänderkalk, Dolomitschlierenkalk und Tonschiefer (23) nördlich des Riedingsees (F. THALMANN 1962, p. 43). 10 m mächtiger, mitunter rosa oder gelblichgrauer Kalk und Kalkmarmor (22) nehmen ebenfalls hauptsächlich die Position des Anis ein. Der beinahe 200 m mächtige, graue oder farblose, recht massige Dolomit (21) dürfte vorwiegend dem Wettersteindolomit (Ladin) entsprechen. Am Weißeck bildet er eine oben geschlossene, nach N tauchende Mulde. Die Raibler Schichten (20) des Muldenkernes sind in der Weißeck-E-Wand, im Ödenkar und am Rauchkopf aufgeschlossen. Es handelt sich um mehrere deka-m mächtige Ton- und Dolomitschiefer, welche im Ödenkar Kristalldolomit mit einer wahrscheinlich ladinisch-karnischen Lumachelle unbestimmbarer Bivalven führen

(nach freundlicher Beurteilung der Gesteinsproben durch Prof. A. TOLLMANN). Hauptdolomit und Kössener Schichten konnten nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Im Grenzbereich vom Wettersteindolomit zu den Raibler Schichten stellen sich dunkler bituminöser gebankter Dolomit und endogene Dolomitreccie ein.

Jura und Unterkreide des Unterostalpins wurden in der Legende zur geologischen Karte der Hafnergruppe nicht eigens vermerkt. Hierher zu rechnen sind im geologischen Verband der genannten unterostalpinen Schollen auftretende Kalkschiefer, polygene Breccie mit gradiertem Schichtung (S Riedingspitze, F. THALMANN 1963, p. 147) und fraglicher Radiolarit. Dieser bildet S Riedingspitze eine 5 m mächtige, auffallend feinkörnige und feinschichtige Bank aus Chlorit-Serizit-Quarzit, die jedoch im Dünnschliff keine Fossilspuren geliefert hat und auf der geologischen Karte der Hafnergruppe nicht eingetragen wurde.

6.8. Katschbergzone

Der Katschberg als Typlokalität befindet sich außerhalb der geologischen Karte der Hafnergruppe, und zwar E Kareck. Die Katschbergzone umfaßt über der peripheren Schieferhülle tektonisch reduzierte Schollen der Matreier Zone – Nordrahmenzone, der Permo-Trias der unterostalpinen Radstädter Tauern, einen zusammenhängenden Streifen des unterostalpinen altpaläozoischen Quarzphyllits der Radstädter Tauern und schließlich Kristallin-Diaphthorite. Die geologische Karte der Hafnergruppe bringt in ihrer SE-Ecke einen Abschnitt der Katschbergzone im Bereich: Torscharte und Wolfsbachtal zur Darstellung. Auf die kürzlich ausgearbeitete geologische Karte und Beschreibung der gesamten Katschbergzone zwischen Mur- und Drautal sei verwiesen (CH. EXNER 1980 a).

E und N Torscharte lagert über dem hangenden Grünschieferzug (P. 2415) der peripheren Schieferhülle ein im m-Bereich wild gefaltetes Paket der Randserie (Matreier Zone – Nordrahmenzone) aus Schwarzschiefer, Kalkschiefer, Grünphyllit, Serpentin (2 m mächtig), Quarzit, Kalkmarmor und Dolomit.

Weiter N folgt in ruhigerer Lagerung eine Deckscholle aus Triasdolomit und Lantschfeldquarzit des Unterostalpins der Radstädter Tauern. Sie bildet als 25 m mächtige Lage den SE-fallenden, 300 Höhenmeter einnehmenden Isoklinhang SE P. 2415. Wie am Tschaneck (Tschaneckschollenzone) im Katschberggebiet handelt es sich um eine stratigraphisch verkehrt liegende Serie: Dolomit unten, Lantschfeldquarzit oben. Darüber folgt der unmittelbar an der Torscharte aufgeschlossene unterostalpine altpaläozoische Quarzphyllit (Katschberg-Quarzphyllit).

Auch E Wolfsbach sind über der peripheren Schieferhülle Schollenzüge der Randserie mit Serpentin und Reste der unterostalpinen Permo-Trias der Radstädter Tauern (Dolomit, Kalkmarmor, Rauhacke, Lantschfeldquarzit) aufgeschlossen. Sie folgen der Basis des Katschberg-Quarzphyllits und sind mit diesem tektonisch verschuppt.

Der Katschberg-Quarzphyllit (34) ist ein dunkelgrauer, mitunter hellgrau-grünlicher Serizit-Chlorit-Quarz-Phyllit mit Kleinfaltung und Quarzknuern. Sein Pyrit-Gehalt erzeugt braune Verwitterungsfarben. Zwischen dem penninischen Tauernkörper und dem Ostalpinen Altkristallin des Nockgebietes bildet er eine spätalpidische Quetschzone mit sekundären N-S Faltenachsen, unregelmäßigem Einfallen der Schieferung (auch aberrant nach W !) und Myloniten. Seine Mächtigkeit beträgt im Gebiet: Torscharte, Wolfsbachtal 150 m. Auf Grund der in ihm enthaltenen Conodonten-führenden Karbonatgesteine kann sein Sedimentationsalter als altpaläozoisch angenommen werden

(Fortsetzung des unterostalpinen Quarzphyllits der Radstädter Tauern). Die Grenze dieses durch progressive Metamorphose aus Tonschiefer und Tuffit hervorgegangenen Katschberg-Quarzphyllits zu diaphthoritischem Quarzphyllit (siehe unten !) ist unscharf.

Der Katschberg-Quarzphyllit enthält lang hinstreichende Schollenzüge aus Quarzit und Karbonatgesteinen mit Mächtigkeiten von nur wenigen m (Fortsetzung der Lisabichlschollenzone des Katschberges). Man findet sie E Torscharte und in den rechten Wildbachrinnen des Wolfsbaches. Es handelt sich um Quarzit (33), Graphitquarzit (32), Graphitkalk und Bänderkalk (31) und um ein mittelkörniges dunkelgraues Ankeritgestein mit brauner Verwitterungsrinde (Eisendolomit, 30). Bänderkalk und Eisendolomit sind als silurisch einzustufen, da sie in ihrer streichenden NE-Fortsetzung in 3 bis 4 km Entfernung obersilurische Conodonten führen (H. P. SCHÖNLAUB et al. 1976).

Der diaphthoritische Quarzphyllit (35) des Wolfsbachtals geht durch regressive Metamorphose aus dem phyllitischen Glimmerschiefer und Paragneis der auflagernden Ostalpinen Decke hervor. Das Gestein zeichnet sich als eher ebenflächig plattiger, kompakter und hellgrauer Phyllit mit örtlich höherem Feldspatgehalt und 1 mm großen Hellglimmern aus. Allerdings ist die Grenze zum Katschberg-Quarzphyllit recht unscharf. Ebenso erweist sich der allmähliche Übergang zum darüber folgenden, meist Granat führenden, phyllitischen Glimmerschiefer als nicht scharf. Mylonite sind in der Zone des diaphthoritisches Quarzphyllits häufig.

6.9. Altkristallin des Nockgebietes

Im Gebiet um das Hirneck (SE-Ecke der geologischen Karte der Hafnergruppe) besteht das Altkristallin vorwiegend aus phyllitischem Glimmerschiefer (17). Das graue Gestein weist wellig-flächiges Parallelgefüge von quarzreichen und glimmerreichen Lagen auf. Seidige Überzüge auf den Schieferungsflächen bestehen aus Serizit, feinblättrigem Biotit und Chlorit. Man beobachtet größere Schuppen (1 mm) von Hellglimmer und Chlorit sowie häufig auch freisichtig erkennbare Granatkörner. Biotit und Albit sind meist nur mikroskopisch nachzuweisen, jedoch ebenfalls als Hauptgemengteile des Gesteines anzusprechen. Chloritisierung von Biotit und Granat weisen auf regressive Metamorphose, große Albitblasten mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile auf spätalpidische Albit-Blastese hin.

Die Zone der phyllitischen Glimmerschiefer bildet einen Randstreifen des Altkristallins des Nockgebietes. Außerhalb der geologischen Karte der Hafnergruppe streicht sie vom Lungauer Becken (Schloß Moosham) über Aineck und Stubeck bis nach Kreuzschlach bei Gmünd. Östlich dieser Zone schließen grobschuppige Granatglimmerschiefer, grobschuppige Paragneise und Staurolith-Granat-Glimmerschiefer an, welche geringere regressive Metamorphose erlitten haben (EXNER 1980 b).

W und N Hirneck ist dem phyllitischen Glimmerschiefer ein Zug klein- bis mittelkörnigen Amphibolits und Chloritschiefers (18) eingelagert. Der Paragneis (19) stellt sich als plagioklas- und quarzreicher, hornblendeführender Bändergneis dar, der mit dem Amphibolit verfault ist.

Im phyllitischen Glimmerschiefer SSE Hirneck steckt eine 200 m lange und 70 m breite Sedimentgesteinslinse mit Trias-Charakter der Schichtfolge (Quarzit 5 bis 10 m, Rauhacke 2 bis 3 m, farbloser feinkristalliner Dolomit 5 bis 8 m mächtig). Diaphthorit scheidet sie vom phyllitischen Glimmerschiefer. Es kann sich um einen tektonischen Sedimentkeil von oben (Stangalm-Trias), oder von unten (Unterostalpin) han-

deln. Geometrisch besitzt die zuletzt genannte Interpretation (Dr. J. PISTOTNIK, mündliche Mitteilung) mehr Wahrscheinlichkeit.

6.9.1. Quartär

Auf Grund der Höhenlage der erratischen Blöcke läßt sich ermitteln, daß die Oberfläche des Eisstromnetzes während der pleistozänen Hauptvereisungen eine Höhenlage über 2.000 m Seehöhe einnahm. Der Murgletscher überfloß den Katschberg. Die tieferen Teile der heutigen Haupttäler der Hafnergruppe waren von etwa 800 m bis 1.300 m dickem Eis überdeckt. An der Form der Trogtäler und der erhaltenen Schriffkehle (z. B. Lanisch Ochsenleiten) läßt sich die Oberfläche des Würm-Eisstromes örtlich rekonstruieren. Mit der Signatur Moräne (12) sind Geschiebemergel und fluvioglaziale Schotter und Sande der Hauptvereisungen, der Würm-Rückzugsstadien und der rezenten Gletscher zusammengefaßt.

Die Signatur: Moränenwall im allgemeinen (13) markiert Rückzugsstadien (bzw. Stillstände und Vorstöße) der Gletscher, welche post-Würm bis frührezent erfolgten. Das interstadiale Konglomerat (16, bei Wald im Zederhaustal) stellt wahrscheinlich ein See-Sediment dar, welches von Moräne eines jüngeren Gletschervorstoßes überlagert wird. Im Vorfeld der rezenten Gletscher sind die mächtigen Moränenwälle aus der Zeit um das Jahr 1850 (15) gut kenntlich. Bei der geologischen Untersuchung stellte sich heraus, daß ein Eisenbahndamm-ähnlicher vegetationsarmer Wall aus der Zeit um 1917 bis 1920 (14) das unmittelbare Vorfeld der größeren rezenten Gletscher ziert. Die Ausdehnung der rezenten Gletscher und ganzjährigen Firnfelder (3) bezieht sich auf den Zeitraum der geologischen Kartierung (1960 bis 1980). Als „ganzjährige“ Firnfelder wurden solche eingetragen, die bis Mitte September den Felsuntergrund bedecken, z. B. im breiten Hochkar rings um das in Auflösung begriffene Kölnbreinkees. Es mag sein, daß einige der „ganzjährigen“ Firnfelder zu guter Letzt im Spätherbst abschmelzen, doch hatte ich keine Zeit, während des Wintersemesters den Felsuntergrund solcher Firnflecke zu untersuchen und beließ sie auf der geologischen Karte als ganzjährig.

Bergsturz-Blockwerk (11) nimmt weite Areale in der Hafnergruppe ein. Ich habe mich bemüht, sie sorgfältig zu kartieren. Für jegliche Art von Baugeologie stellt ihre Kenntnis zunächst die wichtigste Information dar, welche die geologische Karte liefert. Die meisten Bergstürze wurden durch isoklinale Hangrutschungen ausgelöst, z. B. die Riesenareale S Fell, SW Muhr und E Girlitzspitze. Landschaftlich noch eindrucksvoller sind die antithetischen Bergeinstürze mit Steilgelände und gewaltigen Felswänden als Abrißnischen, z. B. Zaneischg (S Kareck) und Hammerleiten (Maltatal). Die Signatur: Unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen (10) wurde spärlich und nur dort verwendet, wo interessante Schichtfolgen trotz verrutschten Zustandes beobachtbar geblieben sind. Bergzerreißungs-Spalten (9) wurden sehr sorgfältig zur Voraussage zukünftiger Bergstürze kartiert. Für diesbezügliche baugeologische Detailfragen möge meine handkolorierte Originalkarte 1 : 10.000 herangezogen werden. Als Trümmergrat (8) wurde eckiges Bergsturzblockwerk, das einen Grat aufbaut, in die Karte eingetragen. Es handelt sich um Bergruinen, das heißt, um eingestürzte Berge, deren Blockwerk nicht vollends zu Tal gepurzelt ist, sondern hoch oben liegen blieb (z. B. die Gipfel des Marchkarecks und der Kesselspitze).

Ein alter Lauf des Maltaflusses ist als Trockental (7) S Unterer Veidlbauer Alm erhalten geblieben und hängt im Fels 15 m über dem heutigen Flußniveau. Grandios sind die Karstphänomene in Dolomit- und Kalkmarmor der Silbereckserie und im unterost-

alpinen Triasdolomit des Weißecks. Die Lokalitäten der zahlreichen Dolinen und Bach-Schlucklöcher (5) mußten dem Maßstab entsprechend generalisiert werden und sind im einzelnen der Originalkarte 1 : 10.000 entnehmbar. Zu den Karstquellen (6) gehören auch die prächtigen Bachaustritte („Tore“) des Torbaches im Lanisch und die romantischen Felsquellen des Lieser Ursprungs, des Mur Ursprungs und der Brünnwand (Brünndlwand NNE Weißeck). Kalktuff (4, Quellsinter) findet sich an Bergsturz-Entwässerungsquellen im Bereich der Bündnerschiefer (bei Ortschaft Zederhaus und Gries im Zederhaustal). Schuttkegel (2) beziehen sich sowohl auf ganzjährig fließende Bäche als auch auf Trockenschutt zeitweise fließender Gerinne. Eher gleichmäßig verteilter Gehängeschutt an den Gebirgsflanken und die Talalluvionen wurden in Signatur (1) zusammengefaßt.

7. Die übrigen Zeichen der Legende zur geologischen Karte

Es wurden nur Mittelwerte des Streichens und Fallens der hauptsächlich s-Flächen (Schichtung und Schieferung) eingetragen. Die Originalkarten 1 : 10.000 enthalten bedeutend mehr Detail. Die Zeichen im E-Teil der geologischen Karte der Hafnergruppe zeigen das regelmäßig flache Eintauchen der Hohen Tauern nach NE, E und SE. Auch im Inneren der Gebirgsgruppe rund um das Maltatal herrschen flache s-Flächen mit Ausnahme einiger tautozonarer vertikaler, NW streichender s-Flächen, die zur NW-streichenden Walze des Maltatales gehören. Steile s-Flächen (Fallwinkel um 60° und darüber) herrschen in der NE-vergerten Stirnzone der Hafnermigmatite (z. B. N-Wand des Großen Hafners) und im Gebiet der unterostalpinen Deckschollen (Weißeck, Riedingspitze).

Auch die auf der Karte eingezeichneten Lineationen (meist ident mit der Hauptfaltenachse) bringen nur Mittelwerte eines bedeutend dichteren Achsenplanes, der in den Originalkarten 1 : 10.000 einsehbar ist. Die wesentlichen Merkmale sind: (a) NE-Lineation im Hölltor-Gneiskern (z. B. Forellengneis). (b) Im übrigen Tauernkörper hauptsächlich NW- und untergeordnet W-E Lineation. (c) Schließlich jungalpidische Überprägungen (Querfalten) mit N-S und NE-Achsen. Sie sind im Bereich Hoçhalm spitze, Melnikkar, in Silbereck- und Storzserie rings um das Dorf Muhr (Muhrbögen) und im weiteren Bereich der Katschbergzone besonders intensiv ausgebildet. Mit eigenen Zeichen wurde zum Ausdruck gebracht, ob der Altersunterschied zweier am selben Gestein beobachtbarer Lineationen unkenntlich ist (selten !), oder ob die Lineation (Achse) der jüngeren Knitterung von der älteren Mineralelongation unterschieden werden kann.

Die Eintragung steiler spätektonischer Störungen beschränkt sich auf wenige und terrestrisch gut beobachtbare Beispiele, deren vermutete Fortsetzungen ebenfalls gekennzeichnet wurden. Die Vertikalversetzungen betragen maximal 30 m, die Horizontalversetzungen bloß wenige m. Klufthmylonite (Zerrüttungszonen) kennzeichnen die Störungen. Natürlich gibt es sehr viele Zerrüttungszonen, die sich besonders aus der Luft als langhinstreichende Störungen in unserer Gebirgsgruppe morphologisch zu erkennen geben. Sie mögen einer geologischen Luftbildinterpretation entnommen werden und bilden aus begrifflichen Gründen keinen Gegenstand der vorliegenden, terrestrisch aufgenommenen geologischen Karte. Hätte ich auch noch die vielen Luftbild-Störungen in Form eines recht engen, hauptsächlich NNE und WNW streichenden Störungsnetzes eingetragen, wäre die Karte praktisch unlesbar geworden. Einige eingetragene Störungen seien kurz erläutert:

Am bekanntesten sind die NNE streichenden, Flußspat führenden Klüfte im Trias-

dolomit des Weißecks (SW-Grat in SH. 2670 m) und NNW Riedingsee.

Eine markante, ENE streichende Zerrüttungszone befindet sich NE Stickler Hütte (in der topographischen Originalkarte ÖK 1 : 25.000 Blatt 156/1 als Abrahamgraben bezeichnet; heute steht das Wort Abrahamgraben weiter E).

Kleine meridionale Seitenverschiebungen verlaufen in der peripheren Schieferhülle des Murtales (S Stickler Hütte, E Roßfallgraben, am Zickenberg) und in der Silbereckserie bei Lieserfall.

Sehr markante meridionale Störungen durchsetzen das Gneisgebiet im Raume: Roßkar – Kölnbrein und Kesselwand – Seekar.

Die ESE bzw. W-E streichenden Störungen N Schober Eisig und N Torscharte zeigen Absenkung des S-Flügels um 10 bzw. 20 m. An der NW-streichenden Störung La-sörn – Poisneggspitze erweist sich der N-Flügel um 30 m abgesenkt.

Meridionale Störungen in der Kareckserie NE Kareck weisen Absenkung des E-Flügels jeweils um einige m auf (Untertage-Beobachtungen im Stüblbau von O. M. FRIEDRICH & K. B. MATZ 1939).

Die Hafnergruppe ist reich an Stollen, Schächten und Pingens des ehemaligen Bergbaues. Sie gruppieren sich um folgende Erzreviere:

1. Tauern-Goldquarzgänge im Zentralgneis: Kölnbreinkar, Lanisch Seekar und Waschgang.
2. Edelmetallhaltige Arsenkies-reiche Lagerstätten vom Typus Rotgülden: In der Silbereckserie vom Mur Ursprung bis Waschgang.
3. Goldquarz-Lagergänge mit edelmetallhaltigen Kiesen und mit Scheelit. Typus Schellgaden. In der Kareckserie und in Storzserie.
4. Kieslager, teilweise Silber-hältig, Typus Großarlal. In Grünschiefer und dessen unmittelbarem Nebengestein. In Bündnerschiefer der peripheren Schieferhülle des Mur- und Zederhaustales.
5. Kieslager in Serpentin der selben Bündnerschiefer-Zone. „Pfeifenberger Alm“ bei Stickler Hütte. An Magnetkies gebundene Nickellagerstätte (O. M. FRIEDRICH 1968, p. 66).
6. Magnetit dürfte lokal im Bergmassiv des Silberecks gewonnen worden sein: Stollen im Ochsenkarl NNW Eisenkopf.

Von den zahlreichen Stollen der Wasserkraftwerke in der Hafnergruppe wurden nur diejenigen in die geologische Karte eingetragen, die für die Geologie wesentliche Erkenntnisse gebracht haben. Vor allem erschloß der unter dem Hochalmkees verlaufende, 9,5 km lange Maltastollen den Deckenbau des Hochalmmassives und zeigte, daß die flachen Strukturen des Malta- und Gößtales in der Tiefe des Hochalmmassives fortsetzen und der Granitgneis der Hochalm spitze auf zentraler Schieferhülle und Tonalitgneis aufsitzt. Der 4 km lange, unter dem Waschgang verlaufende Lieserstollen erbrachte als überraschendes Ergebnis einen 200 bis 300 m mächtigen Sedimentkeil der Silbereckserie im Gneis, 700 m unter der Gebirgsoberfläche (SSW Großer Melniksee), wo er auf Grund der Obertage-Geologie nicht vermutet wurde. Beide Stollen gehören zu der in den Jahren 1971 bis 1977 erbauten Kraftwerksgruppe Malta, über deren technische Einrichtungen und Baugeologie (E. CLAR & W. DEMMER 1979) der Jahrgang 32 der österreichischen Zeitschrift für Elektrizitätswirtschaft Auskunft gibt. Ein interessantes petrographisches Profil durch die Bündnerschiefer der Silbereckserie und den auflagernden Phengit-Granitgneis der Mureckdecke lieferte der 0,8 km lange Stollen und Schrägschacht W Plölitzen (Ableitung der Mur zum Kraftwerk Rotgülden).

Im Jahre 1982 wurde im Rahmen des Kraftwerkbaues Hintermuhr ein rund 6 km langer Stollen vom Murtal bei der Sticklerhütte bis zum Rotgüldenensee durchgeschlagen. Da ich zu spät von diesem, ein interessantes geologisches Querprofil von der Murtörlserie bis zum Rotgülden-Migmatit liefernden Stollenbau erfuhr, konnte dieser Stollen in der geologischen Karte nicht eingetragen werden.

Während meiner geologischen Tätigkeit vor dem II. Weltkrieg war ich Zeuge des Baubeginnes des Reichsautobahnstollens zwischen Schellgaden (Murtal) und Abwerzg (Liesertal). Die Teilstrecken im N und S verlaufen in der Storzserie. Serpentin und Serpentin-Begleitgesteine der Storzserie wurden in der S-Strecke angefahren. Die Lage der heute verbrochenen Tunnelportale und zugehörigen Tunneldeponien ist der geologischen Karte zu entnehmen. Im Zuge der Kriegsereignisse wurde der Bau eingestellt. 35 Jahre später wurde dann etwa 1 km E des begonnenen alten Tunnels der neue Katschberg-Autobahntunnel vollendet. Er befindet sich auf Kartenblatt Tamsweg und durchörtert von N nach S: Storz-, Kareckserie und periphere Schieferhülle bis zu den Bündnerschiefern.

Die Bergsturzgebiete sind in der Regel trocken, da das Niederschlagswasser zwischen dem Blockwerk versiegt. Es tritt in Form starker Quellen am Fuß der Bergsturzgebiete aus. In einem Stollen durch das Bergsturzblockwerk wurde NE Girlitzspitze eine Metallrohrleitung für den Wasserbedarf der Almwirtschaft verlegt. Sie bezog das Wasser aus der Abrißnische des Bergsturzes, somit ein Paradebeispiel für den Wasserhaushalt in Bergsturzgebieten abgebend. Die großen Quellen treten am Fuß dieses Bergsturzes im Lassörn- und Liesertal aus.

Bergbauhalden und Tunneldeponien wurden fleißig eingetragen. Schüttdämme für den Kraftwerksbetrieb stellen der Staudamm am „Galgenbichl“ (Stausee NW Wastlbauer Alm im Maltatal) und die künstlich um ca. 10 m erhöhte Karschwelle des Unteren Rotgüldenensees dar, der vor 30 Jahren zum Speichersee ausgebaut wurde.

Von den auf der geologischen Karte der Hafnergruppe eingetragenen Steinbrüchen befindet sich zur Zeit keiner in ständigem Betrieb.

Im Zederhaustal SW Lanschütz wird zeitweise Arkosequarzit der Schrovinserie als Dekorstein gewonnen. Lantschfeldquarzit gibt es bei Essler. Im Serpentin bei Tafern befindet sich ein Jahrhunderte alter Steinbruch mit geschränten, von Hand bearbeiteten Wänden. Karbonatquarzit der Bündnerschiefer zu Dekorzwecken wurde bei Kraglau und Duller („Veitbauer“) gebrochen. Näheres darüber berichtet KIESLINGER (1964, p. 75–79). Wegen Einsturzgefahr mußte der Steinbruch Kraglau mittels mächtiger Betonmauern abgestützt werden.

Im Murtal gewähren die Steinbrüche Hemerach, W Mayerhof und Muhr guten Einblick in intermediäre Gneise (Epidot-Albit-Gneise), Amphibolite, Orthogneise und Migmatite der Storzserie. Die Steinbrüche bei Mandl Brand und E Brunner gewähren vorzüglichen Einblick in den Mureckgneis und seine phyllonitischen Scherzonen. Der Steinbruch S Rotgüldenensee-Hütte lieferte die Bruchsteine für den Schüttdamm am Ausfluß des Unteren Rotgüldenensees und erschließt den Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden.

Der große Steinbruch N Malta-Stausee erstreckt sich von der Mündung des Kölnbreinbaches bis 500 m nach NW. Er lieferte den Betonzuschlagstoff für den Bau der Kölnbreinsperre. Im E-Teil steht Migmatit der Hafnerserie, im W-Teil Metagranit (Granitgneis) des Hölltorkernes an. Ein absichtlich wegen Einsturzgefahr erzeugter künstlicher Bergsturz überdeckt heute große Teile der Steinbruchwände.

Eine Kies- und Sandgrube in den Alluvionen der Lieser befindet sich W Tendl Alm.

8. Druckfehlerberichtigung zur geologischen Karte

Teil 1

In die große, weiß gelassene Parzelle S Schlierer Alm und S Hasscherm gehört das Zeichen für Bergsturz-Blockwerk (11).

In die weiß gelassene Parzelle, 7 mm S „A“ des Wortes „Ilg A“ gehört das Zeichen für polygene Breccie (37).

Im Bergsturzareal, 6 mm S „a“ des Wortes „Tiefenbach“ ist der 2 mm lange, horizontale Strich zu löschen.

Die große linsenförmige Parzelle, 8 bis 10 mm N „Wald“ des Wortes „Zliem Wald“: Statt Dolomit ist Grünschiefer (38) einzutragen.

Die Parzelle unmittelbar an der S-Kante des Trigonometer-Dreiecks Pleißnitz Kg. hat irrtümlich einen blauen Farbstich. Es handelt sich jedoch um Graphitquarzit (54).

Parzelle in der Moräne, 20 mm N „r“ des Wortes „Roßkar Lacke“: Fälschlich Schwarzschiefer. Es handelt sich jedoch um Arkosequarzit (51).

Kleine längliche weiße Parzelle „98“ der Ziffer „1898“ Mur Ursprung soll die Farbe des Kalkschiefers (58) tragen.

In der dünnen, 25 mm langen, weißen linsenförmigen Parzelle, 13 mm S „F“ des Wortes „Frisching Höhe“ ist die Farbe des Graphitquarzites (67) einzutragen.

Die weiße Parzelle am S-Rande, 27 mm SE „e“ des Wortes „Frisching Höhe“ soll die Farbe des Kalkschiefers (58) tragen.

Teil 2

In der Linse mit roten Punkten ist der hellblaue Untergrund zu ergänzen. Es handelt sich um Dolomitbreccie (61): 10 mm SW Bettelwand.

Die 17 mm lange und 2 mm breite Parzelle, 20 mm NW Petereck ist irrtümlich weiß geblieben. Sie soll jedoch die Signatur: Granatglimmerschiefer (85) tragen.

In die weiße Parzelle, 15 mm S des ersten „r“ des Wortes „Lieser Ursprung“ ist die Farbe für Kalkschiefer (58) einzutragen.

Die grüne Linse, 2 mm SW Loib Spitze, soll Punktraster tragen. Es handelt sich um Serpentinbegleitgesteine (79).

9. Literatur

- ANGEL, F. & STABER, R., 1937: Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern). — Mineral. u. Petr. Mitt., 49, 117–167, Leipzig.
- , 1952: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. — Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 13, 112 S., Innsbruck.
- BECKE, F., 1908: Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. — Sitzber. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 117, Abt. I, 371–404, Wien.
- , 1909: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Hochalmkerns. — Sitzber. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 118, Abt. I, 1045–1072, Wien.
- CLAR, E. & DEMMER, W., 1979: Die Geologie der Kraftwerksgruppe Malta. — Österr. Zeitschr. f. Elektrizitätswirtschaft, Jg. 32, H. 1/2, 12–20, Springer-Verlag, Wien, New York.
- CLIFF, R. A. et al., 1971: Structural, Metamorphic und Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. — Jb. geol. B.-A., 114, 121–272, Wien.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E., 1939: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil).

- Abhandl. geol. B.-A., 25, H. 1, 306 S., Wien.
- EXNER, CH., 1939: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. I. Teil. – Jb. geol. B.-A., 89, 285–314, Wien.
- , 1971: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. geol. B.-A., 114, 1–119, Wien.
- , 1980 a: Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jb. geol. B.-A., 123, 343–410, Wien.
- , 1980 b: Das Kristallin östlich der Katschbergzone. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 167–189, Wien.
- , 1982: Geologie der zentralen Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. geol. B.-A., 125, 51–154, Wien.
- FINGER, F. & HÖCK, V., 1982: Die Grüngesteine von Karteis (Großarlal, Hohe Tauern). Ein Typusprofil des Grüngesteinszuges Zederhaustal-Großarlal-Rauristal. – Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15), 3, 39–54, Leoben.
- FRASL, G., 1958: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. geol. B.-A., 101, 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, Sonderheft 15, 30–58, Heidelberg.
- FRIEDRICH, O. M., 1934: Über den Vererzungstypus Rotgülden. – Sitzber. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 143, Abt. I, 95–108, Wien.
- , 1935: Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. – Berg- u. Hüttenm. Jb., 83, 1–19, Wien.
- , 1968: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Archiv f. Lagerstättenf. Ostalpen, 8, 136 S., Leoben.
- & MATZ, K. B., 1939: Der Stüblbau zu Schellgaden. – Berg- u. Hüttenm. Monatsh., 87, 34–39, Wien.
- FRISCH, W., 1980: Post-Hercynian formations of the western Tauern window: sedimentological features, depositional environment, and age. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 49–63, Wien.
- GÖD, R., 1981: Ein Beitrag zur Petrographie und Geochemie des Bergbaureviers Schellgaden. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 189–200, Wien.
- KIESLINGER, A., 1964: Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde, Ergänzungsband 4, 436 S., Salzburg, Stuttgart.
- KOBER, L., 1922: Das östliche Tauernfenster. – Denkschr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 98, 201–242, Wien.
- , 1926: Neue Beiträge zur Geologie der östlichen Tauern und des Salzkammergutes. – Anz. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 63, 46–48, Wien.
- KOLLMANN, H. A. (Redaktor) et al., 1982: Österreichs Boden im Wandel der Zeit. – 80 S., Verlag Braumüller, Wien.
- PREY, S., 1938: Aufnahmebericht über das Blatt St. Michael (5151). – Verh. geol. B.-A., Jg. 1938, 63–64, Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P., EXNER, CH. & NOWOTNY, A., 1976: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – Verh. geol. B.-A., Jg. 1976, 115–145, Wien.
- STAUB, R., 1924: Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. – Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F. 52, 272 S., Bern.

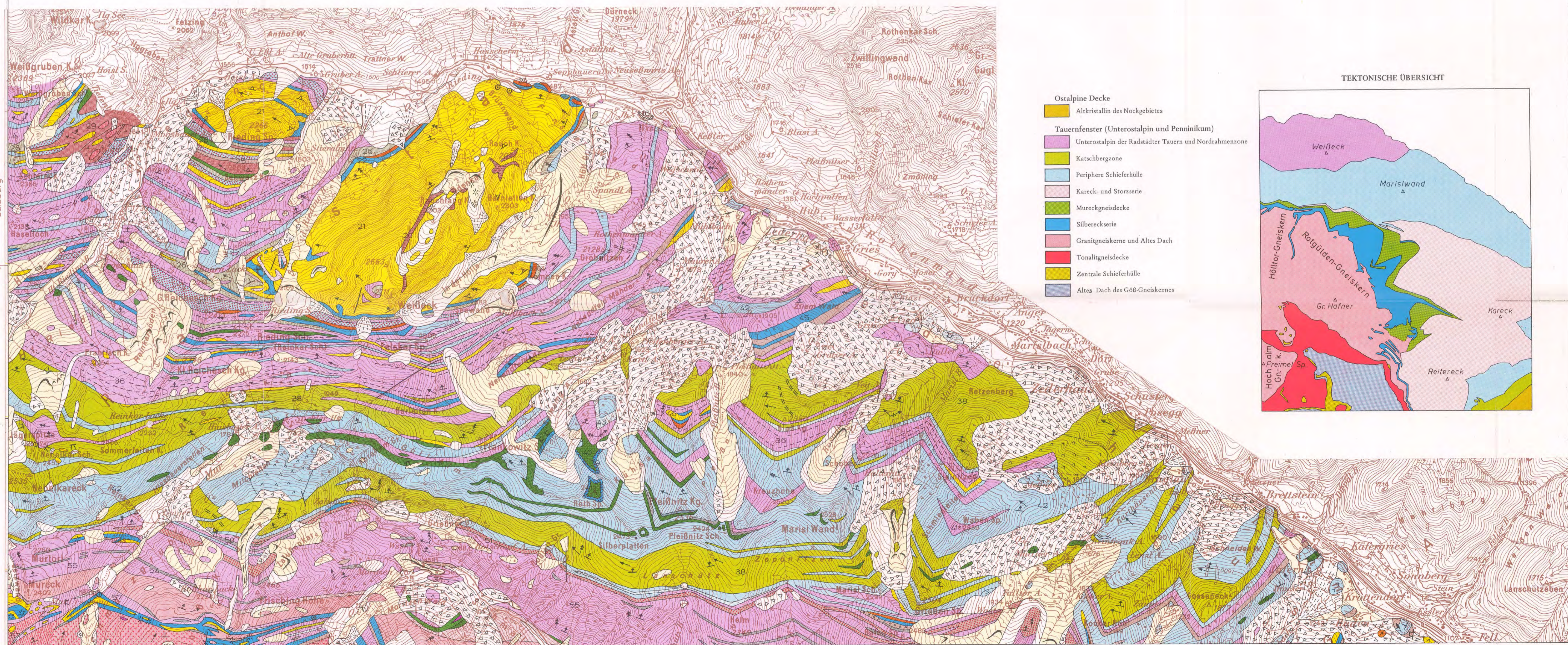
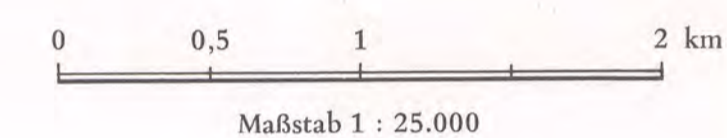
- TERMIER, P., 1904: Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. — Bull. Soc. géol. France, 3, 711–765, Paris.
- THALMANN, F., 1962: Geologische Neuaufnahme der Riedingspitze und des Weißecks (Blatt Mosermannl 156/1; südwestliche Radstädter Tauern). — Verh. geol. B.-A., Jg. 1962, 340–346, Wien.
- , 1963: Geologische Neuaufnahme des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaustal (Bereich der peripheren Tauernschieferhülle – Pennin). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 13, 121–188, Wien.
- THIELE, O., 1980: Das Tauernfenster. In: OBERHAUSER, R. (Redaktor): Der geologische Aufbau Österreichs. — S. 300–314, Springer Verlag, Wien, New York.
- TOLLMANN, A., 1977: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. 766 S., Verlag Deuticke, Wien.
- , 1980: Das östliche Tauernfenster. — Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 73–79, Wien.
- UHLIG, V., 1909: Der Deckenbau in den Ostalpen. — Mitt. geol. Ges. Wien, 2, 462–491, Wien.

- | | | |
|--|----|--|
| Quartär | 24 | Rauhucke |
| 1 Talalluvionen und Gehängeschutt | 25 | Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit. Perm–Skyth |
| 2 Schuttkegel | 26 | Diaphorit, Grünphyllit und Quarzphyllit, teilweise sekundär nach Glimmerschiefer, Amphibolit und Gneis |
| 3 Gletscher und ganzjährige Firnfelder | 27 | Orthogneis |
| 4 Kalktuff (Quellsinter) | 28 | Amphibolit |
| 5 Doline und Bach-Schluckloch | 29 | Paragneis |
| 6 Karstquelle | 30 | Eisendolomit, Silur |
| 7 Trockental (südlich Unterer Veidlbauer Alm) | 31 | Graphitkalk und Bänderkalk, Silur |
| 8 Trümmergrat | 32 | Graphitquarzit |
| 9 Bergzerstörungs-Spalte | 33 | Quarzit |
| 10 Unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen | 34 | Katschberg-Quarzphyllit, progressiv metamorph. Altpaläozoisch |
| 11 Bergsturz-Blockwerk | 35 | Diaphoritischer Quarzphyllit, regressiv metamorph nach Glimmerschiefer und Gneis |
| 12 Moräne | 36 | Grünphyllit, mit Chlorit, Serizit und Quarz. ? Tuffit. „Unterkreide“ |
| 13 Moränenwall im allgemeinen | 37 | Polygene Breccie, vom Typus: Großer Reischkogel. „Jura bis Unterkreide“ |
| 14 Moränenwall aus der Zeit um 1917–1920 | 38 | Grünschiefer. „Jura–Unterkreide“ |
| 15 Moränenwall aus der Zeit um das Jahr 1850 | 39 | Ophikalzit |
| 16 Interstadiales Konglomerat (bei Wald im Zederhaustal) | 40 | Serpentinit und Serpentinbegleitgesteine. „Jura–Unterkreide“ |
| | 41 | Schwarzschiefer, mit dünnen Quarzitlagen. „Jura–Unterkreide“ |
| Altkristallin des Nockgebietes | 42 | Kalkschiefer, mit Kalkmarmorbänken und dünnen Quarzitlagen. „Jura“ |
| 17 phyllitischer Glimmerschiefer | 43 | Karbonatquarzit. „Jura“ |
| 18 Amphibolit und Chloritschiefer | 44 | Dolomitbreccie. „Jura“ |
| 19 Paragneis | 45 | Kalkmarmor. „Trias“ |
| | 46 | Dolomit und Dolomitmarmor. „Trias“ |
| Unterostalpin, Nordrahmenzone des Tauernfensters und Katschbergzone | | |
| 20 Raibler Schichten, Tonschiefer, Dolomitschiefer und Lumachelle (Weiß-
eck), Ladin–Karn | | |
| 21 Dolomit | | |
| 22 Kalk und Kalkmarmor | | |
| 23 Kalk und dunkler Tonschiefer (nördlich Riedingsee). „Anis“ | | |

- | | |
|----|---|
| 47 | Rauhucke. „Trias“ |
| 48 | Lantschfeldquarzit. „Skyth“ |
| 49 | Geröllquarzit. „Perm–Skyth“ |
| 50 | Graphitquarzit. „Oberkarbon–Perm“ |
| 51 | Arkosequarzit, Gneis und Albitblastenschiefer. „Perm“ mit Schürflingen von Altem Dach und Zentralgneis |
| 52 | Amphibolit (südlich Dolzenberg) |
| 53 | Kalkschiefer (südlich Helm) |
| 54 | Graphitquarzit |
| 55 | Schwarzschiefer, örtlich mit gradierter Schichtung und mit Lagen von Albitblastenschiefer, Albitgneis, Prasinit und Chloritschiefer |
| | Silbereckschiefer |
| 56 | Grünschiefer und Ophikalzit. „Jura–Unterkreide“ |
| 57 | Schwarzschiefer, mit dünnen Quarzitlagen. „Jura–Unterkreide“ |
| 58 | Kalkschiefer, mit Kalkmarmorbänken und dünnen Quarzitlagen. „Jura“ |
| 59 | biotitführender Karbonatquarzit und Chänopoditschiefer. ? Radiolarit. „Malm“ |
| 60 | Karbonatquarzit. „Lias–Dogger“ |
| 61 | Dolomitbreccie. „Lias“ |
| 62 | Kalkmarmor (Silbereckmarmor). „Trias“ |
| 63 | Dolomit und Dolomitmarmor. „Trias“ |
| 64 | Rauhucke (südlich Mannsitz). „Trias“ |
| 65 | Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit. „Perm–Skyth“ |
| 66 | Geröllquarzit. „Perm“ |
| 67 | Graphitquarzit. „Oberkarbon–Perm“ |
| | Zentrale Schieferhülle. „Oberkarbon–Perm“. Teilweise: ? Bündnerschiefer |
| 68 | Graphitquarzit |
| 69 | Granatglimmerschiefer, stellenweise aplitisch intrudiert |

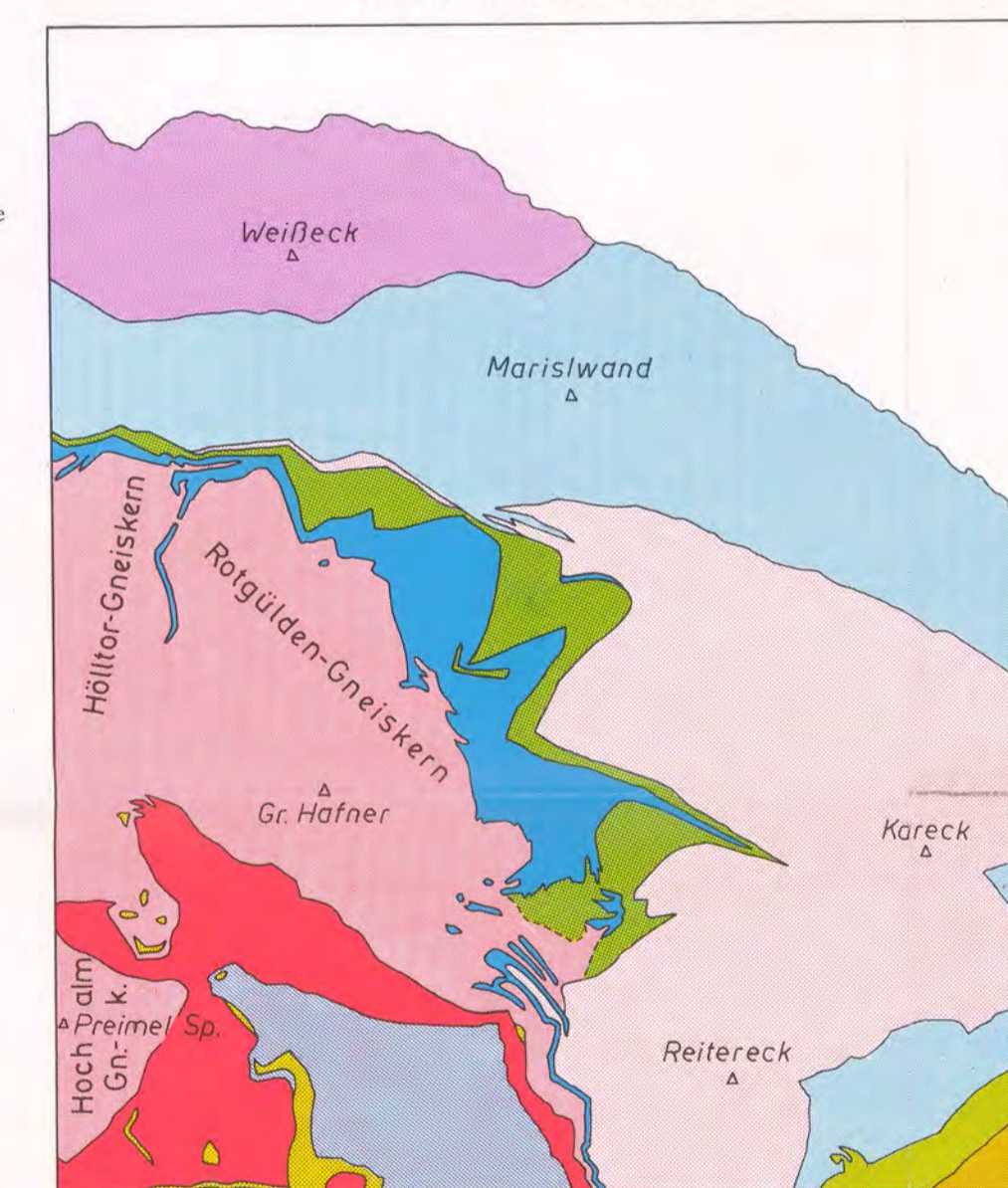
- | | |
|----|--|
| 70 | Zentralgneis. Variszischer Magmatit. Alpidisch metamorph undemobilisiert |
| 71 | metamorpher Lamprophy |
| 72 | Tonalitgneis |
| 73 | Schollengneis mit Typus Rotgülden |
| 74 | Forellengneis (Hölltor-Kern) |
| 75 | leukokrater mittelkörniger metamorpher Plagioklasgranit (Hölltor-Rotgülden-Kern) |
| 76 | mittelkörnige Randfazies des Hochalm-Granitgneises |
| 77 | grobkörniger Granitgneis des Hochalm-Kernes |
| 78 | Granitgneis im allgemeinen |
| | Reste des Altkristallins in den Hohen Tauern |
| 79 | Stark verschieferter und epimetamorpher Paragneis, Migmatit und Amphibolit. „Altpaläozoischer“ Schiefer und Prasinit |
| 80 | Serpentinit und Serpentinbegleitgesteine |
| 81 | Biotitblastenschiefer und biotitreicher Amphibolit (Moar Eisig, Schober Eisig, Perschitz). Teilweise: ? Zentrale Schieferhülle |
| 82 | Grobkornamphibolit |
| 83 | Amphibolit, mittel- bis feinkörnig |
| 84 | Orthogneis, teilweise Zentralgneis |
| 85 | Paragneis und Migmatit mit kleinen Orthogneis-Körpern |
| 86 | Granatglimmerschiefer im Verbände des Migmatitgneises der Hafner-Zone. Teilweise: ? Zentrale Schieferhülle |
| 87 | Ankerschiefer in Migmatitgneis der Hafner-Zone (bei Kölsbren-Talperre) |
| 88 | Biotitschiefer (in Hölltor-Kern, Hafner- und Findel-Zone) |
| 89 | Migmatitgneis der Hafner- und Findelzone. Altes Dach des Tonalitgneises, Hochalm- und Hölltor-Rotgülden-Kernes |
| 90 | Migmatitgneis des Alten Daches des G68-Kernes |

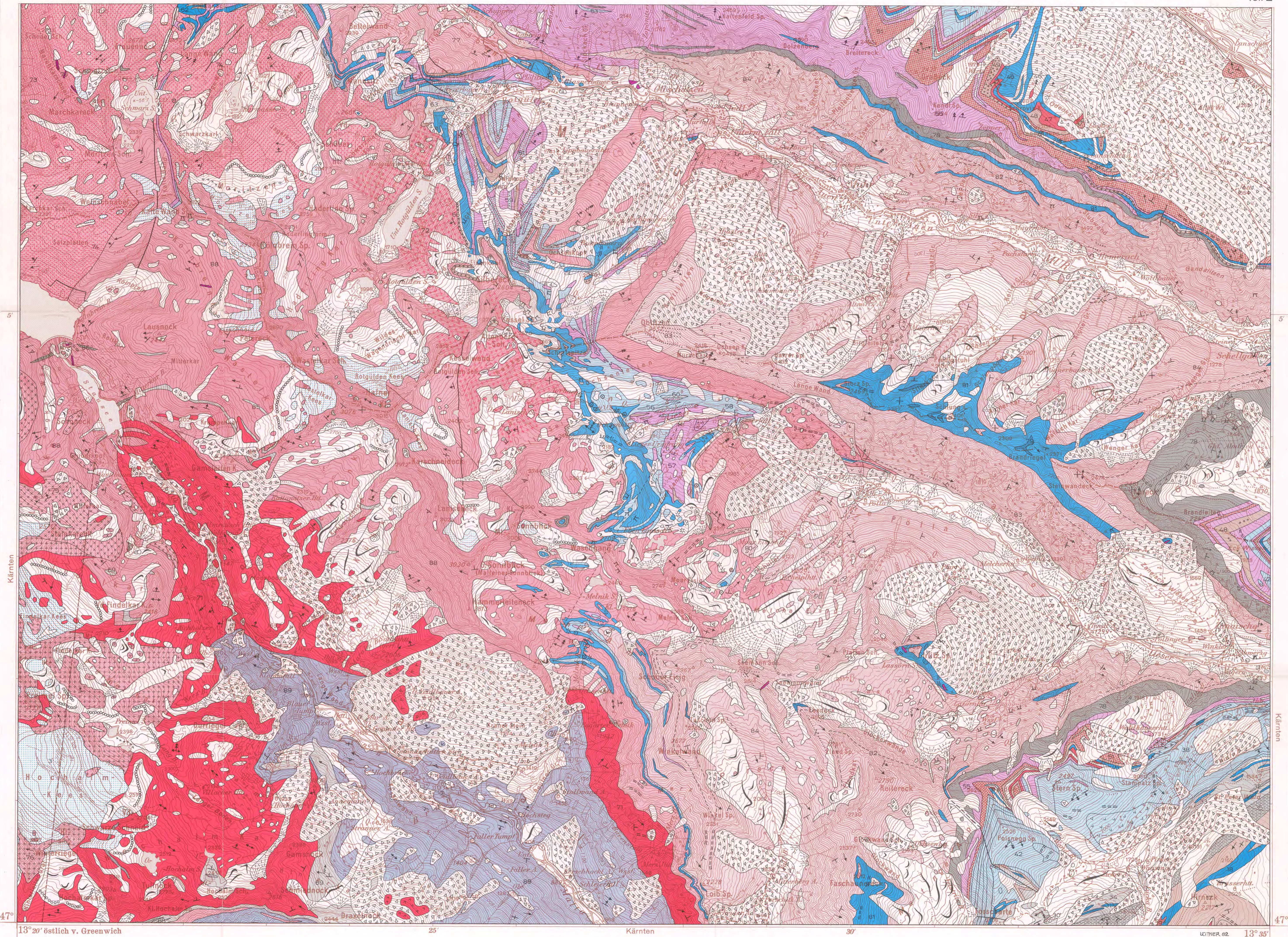
- Schichtung und Schieferung**
- + horizontale Lage
 - ⊥ Fallen 6–30°
 - ⊥ Fallen 31–60°
 - ⊥ Fallen 61–84°
 - + saigere Stellung
- Lineation (meist ident mit der Hauptfaltenachse):**
- ← horizontale Lage
 - Neigung 6–30°
 - ↗ Neigung 31–60°
 - ↘ Neigung 61–84°
 - ↔ Prägung zweier Lineationen ohne erkennbaren Altersunterschied
 - ↗ jung
 - ↘ alt
 - ↗ Überprägung einer jüngeren auf eine ältere Lineation:
- Störungsarten:**
- beobachtet
 - - - vermutet
 - steile spättektonische Störung:
- Stollen, Schächte und Pingen ehemaligen Bergbaues**
- ⊥ Stollen der Wasserkraftwerke (Auswahl einiger, für die geologische Forschung wichtiger Strecken)
 - ⊥ Tunnelportal des unvollendet gebliebenen Reichsautobahnstollens (Vorläufer des Autobahn-Katschbergtunnels)
 - ⊥ Trinkwasserstollen für Almbetrieb (nordöstlich Grlitz Spitze)
 - ⊙ Bergbauhalle, Tunneldeponie, Schütt-Damm
 - ⊥ Steinbruch
 - ⊥ Kies- und Sandgrube



- Ostalpine Decke**
- Altkristallin des Nockgebietes
 - Tauernfenster (Unterostalpin und Penninikum)
 - Unterostalpin der Radstädter Tauern und Nordrahmenzone
 - Katschbergzone
 - Periphere Schieferhülle
 - Kareck- und Storzserie
 - Mureckgneisdecke
 - Silbereckschiefer
 - Granitgneiskerne und Altes Dach
 - Tonalitgneisdecke
 - Zentrale Schieferhülle
 - Altes Dach des G68-Gneiskernes

TEKTONISCHE ÜBERSICHT





13° 20' östlich v. Greenwich 25' Kärnten 30' LEITNER 62 13° 35'

GEOLOGISCHE KARTE DER HAFNERGRUPPE

Blatt MUHR, Ö.K. 156 - Südteil

Neu aufgenommen von CH. EXNER in den Jahren 1960 bis 1980.

Mit Berücksichtigung älterer Aufnahmen von F. BECKE (1909), CH. EXNER (1940), F. ANGEL & R. STABER (1942) und F. THALMANN (1963).

**Geochemische Variabilität von Biotit- und Chloritschiefern
aus Ultrabasiten der Habachformation (Tauernfenster)**

von

F. KOLLER, G. GRUNDMANN, H. H. WEINKE und F. KLUGER

mit

7 Abbildungen und 9 Tabellen

Anschrift der Verfasser:

Dr. F. Koller, Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger Ring 1,
A-1010 Wien.

Dr. G. Grundmann, Institut für Angew. Geophysik, Petrologie und Lagerstätten-
forschung, Fachgebiet Petrologie EB 311, TU Berlin, Straße des 17. Juni 135,
D-1000 Berlin 12.

Dr. H. H. Weinke, F. Kluger, Institut für Analytische Chemie, Universität Wien, Wäh-
ringer Straße 38, A-1090 Wien.

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	29	S. 75–98	Wien, Nov. 1983
---------------------------------------	----	----------	-----------------

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	76
1. Problemstellung	76
2. Geologie	77
3. Gesteinsbeschreibung	79
4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen	81
5. Schlußbemerkungen	90
6. Literatur	90

Zusammenfassung

Untersucht wurden Biotit- und Chloritschiefer aus drei unterschiedlichen metasomatischen Zonierungen zwischen Ultrabasiten und ihren Randgesteinen in der Habachformation (Tauernfenster). Die bearbeiteten Gesteine umfassen eine Zonierung zwischen einem Rodingitgang und dem angrenzenden Serpentin sowie die Phenakit führenden Phlogopit-Chlorit-Schiefer aus einem Talkschiefer und die Smaragd führenden Biotitschiefer. Im Profil Rodingit-Serpentin lassen sich die Spurenelementverteilungen nur durch lokale mineralspezifische Anreicherungen verbunden mit einer teilweisen Zufuhr von Alkalien erklären. Die Phenakit führenden Phlogopit-Chlorit-Schiefer besitzen sehr homogene Spurenelementgehalte, die sich nicht ohne unterschiedliche Anreicherungen auf ihren ursprünglichen Mineralbestand zurückführen lassen; dies wird durch akzessorische Mineralphasen kontrolliert. Die Smaragd führenden Biotitschiefer am Rande des Talkkörpers zeigen sehr variable Spurenelementgehalte und lassen auf einen stufenweisen Abbau der Elementgradienten in Verbindung mit den auftretenden Mineralphasen schließen.

Summary

Biotite and chlorite schists of three different metasomatic zones between ultrabasites and their marginal rocks in the Habach formation (Tauernfenster) were investigated. The examined rocks include a zone between a rodingite vein and the neighbouring serpentinite as well as the phenakite-bearing phlogopite-chlorite schists from a talc schist and the emerald-bearing biotite schists. Over the profile from rodingite to serpentinite the trace element distribution is explained only by local mineral-specific enrichments combined with a partially feeding of alkalis. The phenakite-bearing phlogopite-chlorite schists hold highly homogeneous trace element contents, which are not traceable back to their original mineral content without varying enrichments, controlled by accessory mineral phases. The emerald-bearing biotite schists at the border of the talc body present variable trace element contents and point to a gradually reduction of the element gradients in connection with the present mineral phases.

1. Problemstellung

In der Habachformation (HÖCK et al., 1982), vormalig als Habachserie (FRASL, 1958) des penninischen Tauernfensters bezeichnet, findet man im Inneren und am Rand von Ultrabasiten eine Vielzahl von Biotit- und Chloritschiefern, die sich vor allem durch ihre Nebengemengteile und Akzessorien unterscheiden, Biotit- und Chloritschiefer sowie deren begleitende Mineralabfolgen sind in niedriggradigen regional-metamorphen Gebieten oft Hauptbestandteile metasomatischer Zonierungen zwischen ultrabasischen Körpern und deren Nebengesteinen (PHILLIPS & HESS, 1936; CURTIS & BROWN, 1971; BRADY, 1977). Insbesondere die Vorkommen im Be-

reich der Smaragd führenden Gesteinsserien im Habachtal (Land Salzburg) bieten sich für genetische Betrachtungen sowie Untersuchungen von Stoffverschiebungen als geeignete Beispiele an, da hier auf engem Raum mehrere geochemisch charakterisierbare Biotit- und Chloritschieferarten auftreten. Im Zusammenhang mit deren Bildung und Variabilität soll das Problem der Erkennung und Festlegung ursprünglicher Gesteinsgrenzen und der damit verbundenen Konsequenzen für eine Stoffbilanz am Beispiel dreier ausgewählter Gesteinsgruppen, soweit möglich, diskutiert und aufgezeigt werden. Es wurden untersucht:

- Gruppe 1: Biotit- und Chloritschiefer zwischen einem Rodingitgang und dem Antigorit-Serpentinit des unteren Leckbachgrabens.
- Gruppe 2: Phlogopit-Chlorit-Schiefer (Phenakit führend) innerhalb von Talkschieferkörpern (unterhalb der Leckbachscharte)
- Gruppe 3: Biotitschiefer aus den Beryll bzw. Smaragd führenden Gesteinsserien des oberen Leckbachgrabens.

Die Gesteinsserien im Raum des Leckbachgrabens zeigen lokal angereicherte Be- und W-Mineralisation in Form von Beryll bzw. Smaragd, Phenakit, Chrysoberyll und Scheelit (NIEDERMAYR & KONTRUS, 1973; HÖLL, 1975).

2. Geologie

Das Untersuchungsgebiet umfaßt den tektonischen Grenzbereich zwischen den Augen- und Flasergneisen der Habachzunge und den Amphiboliten der Habachserie im Leckbachgraben, Habachtal. Die ENE-WSW-streichenden penninischen Gesteinsserien von Habachserie und Habachzunge sind der großtektonischen Einheit der Venedigerdecke des Tauernfensters zuzuordnen. Die Internstrukturen der Venedigerdecke bildeten sich im wesentlichen während altpaläozoischer Einengungstektonik aus (FRISCH, 1977). Eine lithologische Gliederung der Habachserie wurde von FRASL (1958), FRASL & FRANK (1966) und HÖLL (1975) vorgenommen.

HÖCK et al. (1982) haben den Inhalt der als altpaläozoisch eingestuften Gesteinsabfolge neu gegliedert und entsprechend HEDBERG (1976) als Habachformation bezeichnet.

Für die Orthogneise der Habachzunge ist zumindest eine, für die Gesteine der Habachformation im Untersuchungsgebiet sind mindestens zwei metamorphe Überprägungen zu postulieren (JÄGER et al., 1969; GRUNDMANN, 1980). KOLLER & RICHTER (1983) geben für die ältere Metamorphose, die nach GRUNDMANN (1979) innerhalb der Andalusitstabilität bleiben muß, Temperaturen um 420°C an. Für die jüngere Tauernkristallisation sind Bildungsbedingungen um 500–550°C bei 4–6 Kb zu erwarten (KOLLER & RICHTER, 1983; GRUNDMANN, 1979 und HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1974). GRUNDMANN & MORTEANI (1982) gliedern die Habachformation im Bereich des Leckbachgrabens in eine Bändergneisserie, eine Serpentinit-Talkschieferserie, eine Granatglimmerschieferserie sowie eine Amphiboliterie. Die Serpentinit-Talkschieferserie wird an ihrer NW-Flanke im wesentlichen von Amphibolgneisen, Biotit-Plagioklas-Gneisen und Amphiboliten der Bändergneisserie begrenzt. Im SE schließen vorwiegend die Gesteine der Granatglimmerschieferserie sowie die Biotit-Plagioklas-Gneise und Amphibolite der Amphiboliterie an.

Die hier untersuchten Gesteine gehören der Serpentinit-Talkschieferserie an. Die Lage des Probengebietes ist in Abb. 1, einer vereinfachten Skizze, eingetragen, die einzelnen Probenpunkte in Abb. 2.

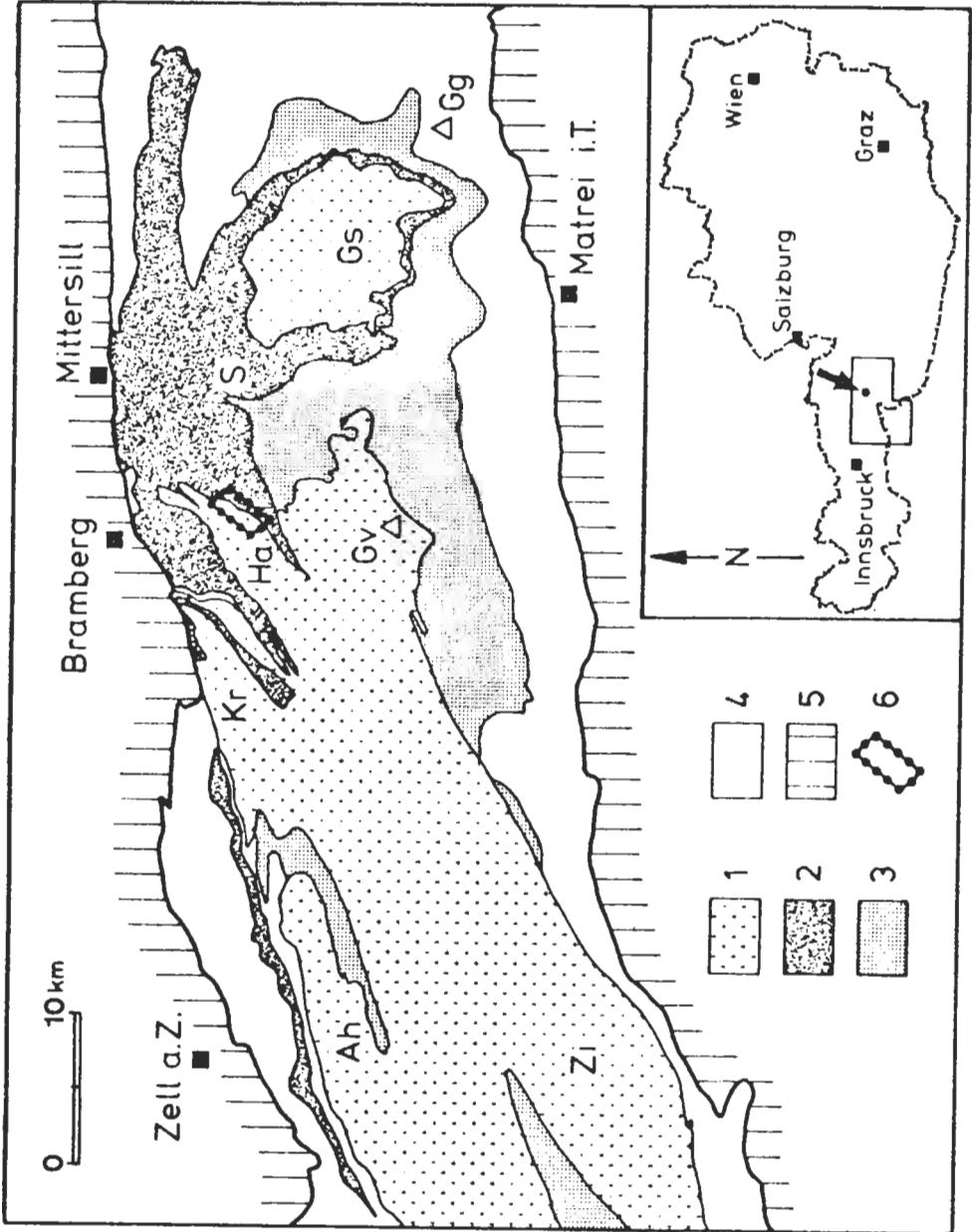


Abb. 1: Vereinfachte geologische Karte des mittleren Tauernfensters (GRUNDMANN und MORTEANI, 1982) mit der Lage des Untersuchungsgebietes.

1 = Zentrale granitische und tonalitische Gesteine; 2 = Habachformation; 3 = Untere Schieferhülle (ungegliedert); 4 = Obere Schieferhülle (ungegliedert); 5 = Austroalpine Serien (ungegliedert); 6 = Untersuchungsgebiet (Umgebung Leckbachscharte, Habachtal); Ah = Ahornkern, Gg = Großglockner, Gs = Granatspitzkern, Gv = Großvenediger; Ha = Habachzunge; Kr = Krimmler Gneiswalze; S = Scheelitlagerstätte Felbertal; Zi = Zillertalerkern.

3. Gesteinsbeschreibung

Gruppe 1: Biotitschiefer und Chloritschiefer zwischen einem Rodingitgang und einem Antigorit-Serpentinit.

In dem Serpentinikörper (Abb. 2) des unteren Leckbachgrabens findet man bis 1 m mächtige Rodingitgänge mit dem Mineralbestand Granat (Andradit/Grossular) + Diopsid + Epidot/Klinozoisit ± Calcit ± Chlorit (KOLLER & RICHTER, 1980, 1983). Sowohl der Granat als auch der Pyroxen treten in zwei Generationen auf. Die ältere umfaßt Andradit reichen Granat und große idiomorphe Diopside, die jüngere Generation besteht aus Grossular reichem Granat und xenomorphen kleineren Pyroxen-Aggregaten (KOLLER & RICHTER, 1980). Als jüngste Bildung sind Kluftfüllungen mit gut ausgebildeten Mineralphasen anzusehen; zusätzlich zu den oben genannten tritt noch vereinzelt Scheelit in hypidiomorphen Kristallen auf.

Die Biotitschiefer zeigen den Mineralbestand Phlogopit + Pargasit ± Leuchtenbergit ± Epidot. Akzessorien sind Magnetit, Pyrit, selten Chalcopyrit, Bornit, Covellin. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 20 und 40 cm. Eine Einregelung der Gemengteile ist nicht feststellbar.

Hauptgemengteile der Chloritschiefer sind Leuchtenbergit + Epidot. Lokal finden sich diffuse Imprägnationen von Scheelit mit Korngrößen zwischen 1 und 5 mm. Das Chlorit-Epidot-Korngefüge ist regellos.

Die Serpentinite zeigen ein monomineralisches Antigorit-Gefüge mit der typischen Gitterstruktur.

Die folgende Tab. 1 zeigt die Biotitschiefer und Chloritschiefer als Reaktionsprodukte zwischen den Serpentiniten und den Rodingitgängen in Form eines "blackwall zoning" (BRADY, 1977).

Tabelle 1: Mineralzonierung zwischen Rodingitgängen und angrenzendem Serpentin in der Habachformation nach KOLLER & RICHTER (1983). Die zweite Zonierungsfolge entspricht der hier beschriebenen.

Rodingit	"Blackwall"		Serpentin
HS 113A/77	113B/77	113C/77	155/78
Gro-And	Chl	Ta	
Di	Ep-Klz	Chl	Ant
Ep-Klz	Di	Cc	
Cc	Cc		
HS 115/77	118/77	117/77	155/78
Gro-And	Chl	Bio	
Di	Ep-Klz	Chl	Ant
Ep-Klz	Scheelit	Pargasit	
Cc	± Di	Ep-Klz	
	± Cc		

Gruppe 2: Phlogopit-Chlorit-Schiefer (Phenakit-führend) innerhalb von Talkschieferkörpern.

Diese dunkelgrünen, mittel-grobkörnigen Gesteine bilden bis 1 m mächtige Linsen innerhalb des großen Talkstockes der oberen Leckbachrinne (Abb. 2). Ihr Mineralbestand umfaßt variierende Mengen von grünem Phlogopit und Leuchtenbergit. Zum Talkschiefer hin tritt noch Talk in untergeordneten Mengen hinzu. Zu erwähnen ist

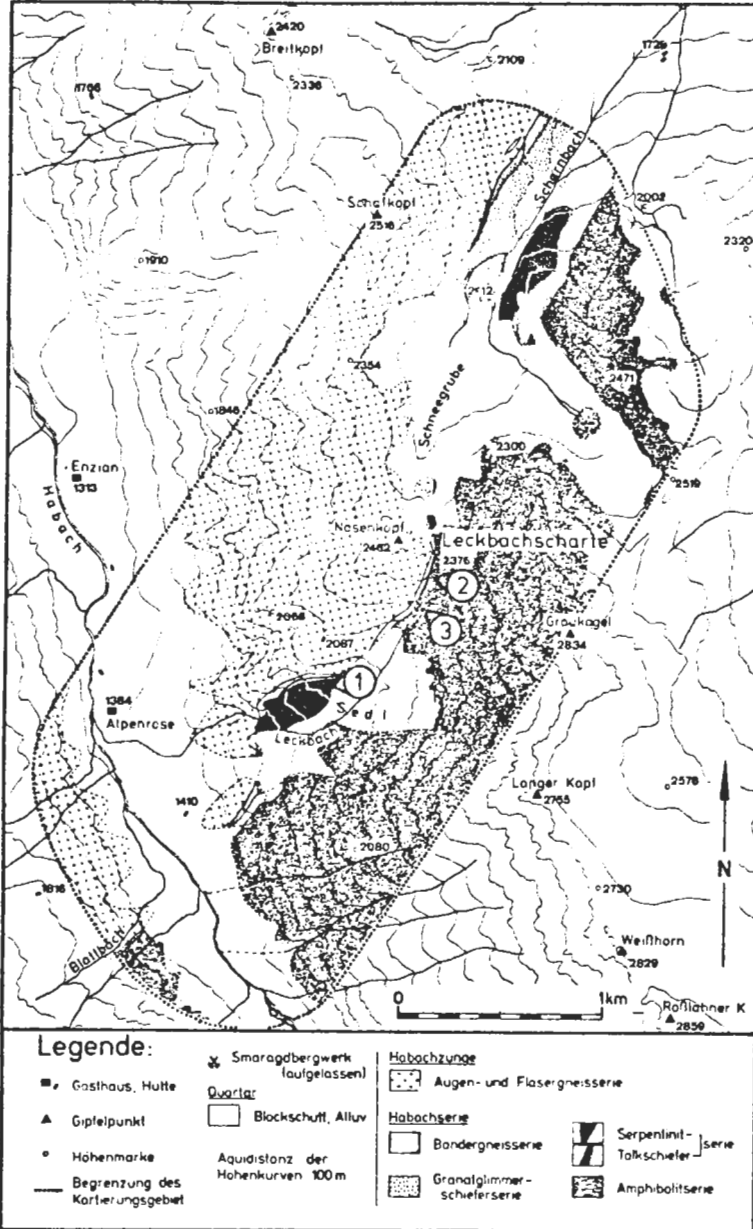


Abb. 2: Geologisch-petrographische Umgebungskarte des Smaragdorkommens im Habachtal (Land Salzburg, Österreich) nach GRUNDMANN und MORTEANI (1982). Die Probenpunkte der metasomatischen Zonierung sind entsprechend der Textreihenfolge (Gruppe 1–3) mit 1, 2, 3 beschriftet.

das Auftreten von großen Phenakit-Porphyroblasten und folgenden akzessorischen Gemengteilen: Aeschynit, Aeschynit-(Y), Chrysoberyll, Monazit, Scheelit, Zirkon, Kasserit, Apatit, Magnetit, Ilmenit, Ce-Gadolinit, Xenotim, Dolomit.

Im Kernbereich der Phlogopit-Chloritschieferlinsen können fast monomineralische Phlogopitfelsen (95 Vol. % Phlog.) vorkommen, zum Rand hin wird der Phlogopit von Chlorit verdrängt. Im Grenzbereich zum Talkschiefer tritt noch untergeordnet Talk auf. Die Phlogopit- und Chlorit-Aggregate treten teilweise in Form von Rosetten auf, eine Einregelung dieser Gemengteile ist nicht zu erkennen.

Aus dem Geländebefund ist zu vermuten, daß diese Linsen tektonisch eingeschuppte Nebengesteine darstellen. Im Vergleich zu den Diffusionsmodellen von CURTIS & BROWN (1971) und BRADY (1977) ist zu bemerken, daß nur ein kleiner Ausschnitt der Metasomatose-Zonierung – Biotit- und Chloritzone – vorhanden ist, wobei Phlogopit auch nur noch im Kernbereich der Linsen erhalten geblieben ist. Folgende Mineralabfolge wurde anstehend im Gelände gefunden.

Phl	Phl	Chl	Chl	Ta
	Chl	Phl	Ta	

Die Grenze zum Talkschiefer kann sowohl tektonisch ungestört als auch durch Schieferungsdiskordanzen scharf begrenzt sein.

Gruppe 3: Biotitschiefer aus Beryll bzw. Smaragd führenden Gesteinsserien des oberen Leckbachgrabens.

Am südlichen Rand des Talkstockes (Abb. 2) sind dunkelbraune, teilweise auch grünliche bis schwarze Biotitschiefer aufgeschlossen. Diese Gesteinsserie ist durch eine sporadische Beryll- bzw. Smaragdführung ausgezeichnet. Charakteristische Metasomatoseprofile beschreiben GRUNDMANN (1979) und GRUNDMANN (1983).

Aus der Vielfalt dieser Gesteine wurden drei Beryll bzw. Smaragd führende Biotitschiefer mit folgenden Mineralparagenesen ausgewählt (angeführt in Richtung zum Talkschiefer):

Ep-Klz	Bio	Bio
Bio	Ep-Klz	Chl
Plg	± Ab	± Ta

Die im Metasomatoseprofil in Richtung der Talkschiefer auftretenden Aktinolithschiefer wurden nicht berücksichtigt. Der Mineralbestand der Biotitschiefer umfaßt meist braunen Biotit, Epidot (zonar gebaut), und grünen Chlorit. Der Plagioklas weist Oligoklas und Albitkerne auf. Mit abnehmendem Feldspatgehalt in den Biotitschiefern dominiert Albit. Mit Annäherung an die Talkschiefer verschwinden die Plagioklase vollständig, es tritt verstärkt Talk auf. Als Akzessorien werden Apatit, Zirkon, Rutil und Titanit gefunden. Das Korngefüge kann sowohl straff geschiefert als auch weitgehend regellos sein.

4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

Methodik

Die Pauschalanalysen der untersuchten Gesteinsproben wurden mit Hilfe der RFA und AAS hergestellt. Für die RFA wurden $Li_2B_4O_7$ -Schmelzpillen, für die AAS HF/HClO₄-Silikataufschlüsse verwendet. Die W-Bestimmung mittels RFA erfolgte an Pulverpreßlingen. Alle übrigen Spurenelemente wurden mittels instrumenteller Neutronenaktivierungsanalyse bestimmt (KLUGER et al., 1978; KIESL et al., 1980). Sehr geringe SEE-Gehalte mußten radiochemisch aufgearbeitet werden.

Der Chemismus der gesteinsbildenden Mineralphasen wurde mit Hilfe einer Elektronenstrahlmikrosonde des Typs ARL-SEMQ untersucht. Die Anregung des Elektro-

nenstrahls erfolgte bei einer Spannung von 15 kV und einem Strahlstrom von 500 nA sowie einem Probenstrom von 15–20 nA. Gemessen wurde gegen Mineralstandards, neben einer Totzeit- und Driftkorrektur wurden die Meßergebnisse für Absorption und Fluoreszenz nach BENCE & ALBEE (1968) korrigiert.

Gruppe 1: Biotitschiefer und Chloritschiefer zwischen einem Rodingitgang und einem Antigoritserpentinit.

In Tab. 1 sind zwei Zonierungsabfolgen dargestellt. Während die erste Sequenz einen kontinuierlichen Abbau und Ausgleich zweier extremer chemischer Zusammensetzungen – hohe Ca-Al-Gehalte des Rodingits auf der einen Seite und hohe Mg-Gehalte des Serpentinites auf der anderen Seite (Tab. 2) – etwa nach dem Modell von BRADY (1977) erkennen läßt, zeigt die zweite Sequenz Ähnlichkeiten in der chemischen Zusammensetzung des Biotitschiefers (HS 117/77) zu den Biotitschiefern der oberen Leckbachscharte. Daher wird in der Folge diese zweite Mineralzonierung diskutiert. Der Verlauf der Änderung im Chemismus in den beiden Profilen ist im ACF-Diagramm (Abb. 3) dargestellt und verläuft für beide in Tab. 1 angegebenen Zonierungen analog. Aus dem ACF-Diagramm ist abzuleiten, daß Epidot/Klinozoisit und Klinopyroxen im Verlauf eines Reaktionsprofils relativ lange stabile Mineralphasen sind und erst ab sehr geringen Ca-Gehalten verschwinden. Das Auftreten von Biotit mit einer Zusammensetzung nahe beim Phlogopit ($Mg/(Mg+Fe) = 0,79$) sowie von Pargasit ($Mg/(Mg+Fe) = 0,81$) ist im Gegensatz zu der im zweiten Profil in vergleichbarer Position befindlichen Probe HS 113C/77 nur durch den Gehalt an Alkalien in der Probe HS 117/77 erklärbar. Aus der Gesteinsanalyse (Tab. 2) und der Mineralzusammensetzung (Tab. 3) lassen sich Gehalte von 58,1 Gew. % Biotit und 8,6 Gew. % Pargasit errechnen. Der hohe Anteil an Biotit und ein instabiler, nur noch reliktsch erhaltener Epidot, erlaubt dieses Gestein mit den Smaragd führenden Biotitschiefern der oberen Leckbachscharte zu vergleichen.

Vergleicht man die SSE*-Verteilungsmuster der drei analysierten Rodingit-Proben, so erhält man ein einheitliches Bild. Unter der Voraussetzung, daß keine wesentliche Veränderung in der Ausgangsverteilung der SEE während der Rodingitisierung erfolgte, kann man für diese Gesteine eine basaltische Ausgangszusammensetzung annehmen. Dies steht durchaus im Einklang mit der Rodingit-Genese (COLEMAN, 1977). KOLLER & RICHTER (1983) haben gezeigt, daß als Ausgangsmaterial für die Metarodingite der Habachformation nur gabbroide Gesteine anzusehen sind, eine Aussage, die mit den Spurenelementgehalten im Einklang steht. Außerdem zeigen die flachen SEE-Verteilungsmuster der Rodingite keine ausreichende Deckung mit den Metabasen der Habachformation (Abb. 4).

In Abb. 4 ist die Änderung der SEE-Verteilung des Reaktionsprofils Rodingit-Serpentinit dargestellt. Der Chlorit-Epidot-Schiefer (HS 118/77), der als erste Mineralzone auftritt, zeigt gegenüber den Rodingiten eine deutliche Anreicherung der LSEE und eine beginnende Abreicherung der SSEE. Die Form der Verteilungsmuster wird auf den guten Einbau der LSEE im Epidot zurückgeführt. Die zweite Mineralzone, der Biotit-Pargasitschiefer (HS 117/77) zeigt eine starke Abreicherung der SEE. Während die Cr-Gehalte vom Rodingit zu den beiden Reaktionszonen nur geringfügig steigen, erreichen die Werte für Rb, Cs und Ba in dieser Zone sehr hohe Werte. Abgesehen von einer positiven Eu-Anomalie nähert sich das SEE-Verteilungsmuster des Biotit-Pargasitschiefers jenen, die für metamorphe Peridotite typisch sind (COLEMAN, 1977). Die SEE-Gehalte eines zu Vergleichszwecken untersuchten, aus dem

* SEE für Seltene Erdelemente, LSEE für leichte SEE, SSEE für schwere SEE.

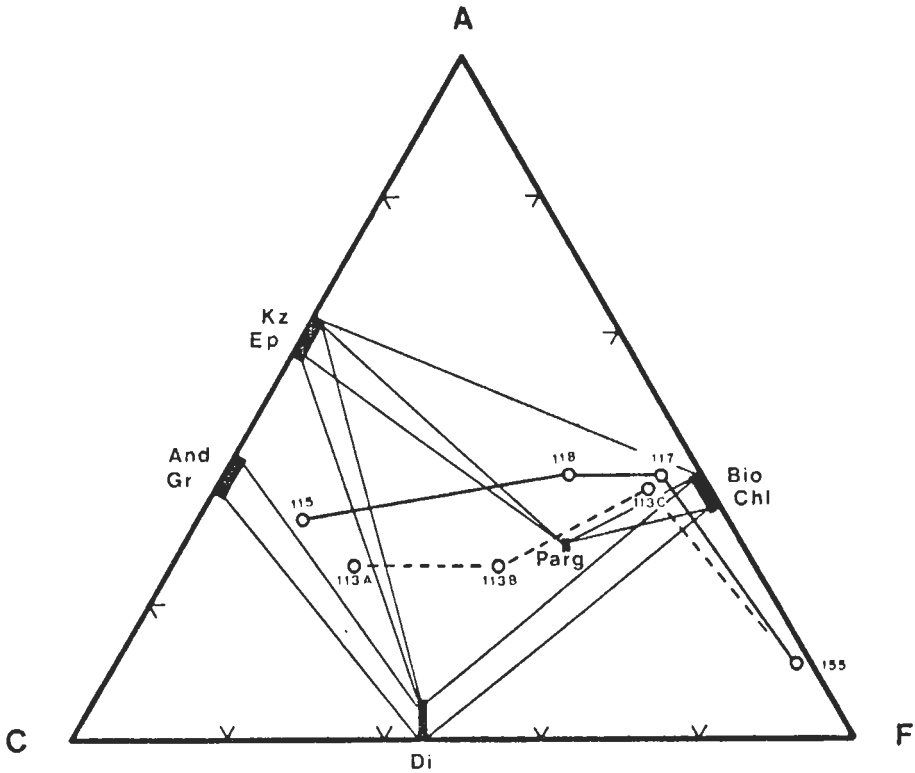


Abb. 3: ACF-Diagramm mit eingetragenen Projektionspunkten der metasomatischen Zonierungsprofile und der auftretenden Mineralphasen, Daten aus Tab. 2 und 3 sowie von KOLLER und RICHTER (1983).

Profil stammenden Serpentinits weichen jedoch deutlich zu höheren Werten ab. Eine Veränderung des Ultramafitits im Verlauf der Metasomatose oder eine Bindung der SEE an akzessorische Mineralphasen wie Calcit und Magnetit kommen als Ursache für dieses ungewöhnliche Verteilungsmuster in Frage.

Die dargestellte Mineralzonierung zwischen einem Metarodingit und einem Serpentinit läßt sich jedoch nur dann widerspruchsflos als Metasomatoseprofil erklären, wenn das Verteilungsmuster des Serpentinits dem metamorpher Ultramafitite entspricht. In diesem Fall ist eine Anreicherung der LSEE in der Chlorit-Epidot-Zone zu beobachten, die auf den Einbau der LSEE in Minerale der Epidotzone zurückzuführen ist. Die starke Abnahme der SEE in der zweiten Zone kann als Zeichen für die Annäherung an die Grenze des Ultramafitits gedeutet werden. Gegen eine derart vereinfachte Ableitung sprechen aber die sehr ungleichmäßig verteilten hohen Gehalte an W in der Chlorit-Zone und die auffallenden Konzentrationen von K, Rb und Cs in der Biotit-

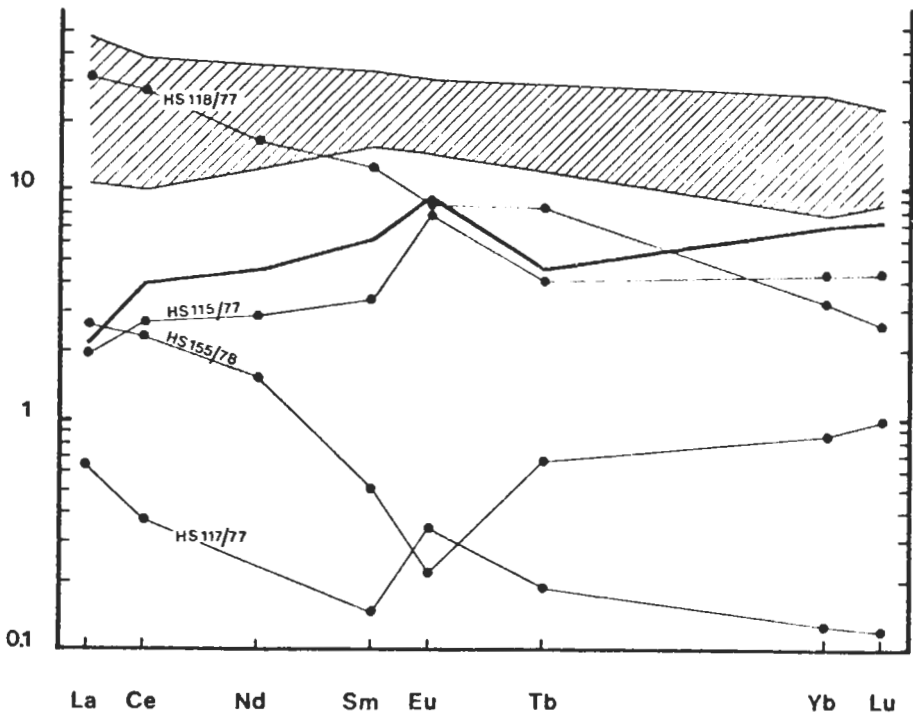


Abb. 4: Chondriten-normierte SEE-Verteilungsmuster der metasomatischen Zonierung zwischen einem Rodingitgang und umgebendem Serpentin (Gruppe 1, Tab. 1 und 2); die stark ausgeogene Linie stellt den Mittelwert der Rodingite nach KOLLER und RICHTER (1983) dar, das schraffierte Feld den Bereich der Amphibolite aus der Leckbachscharte nach GRUNDMANN (1983).

Pargasit-Zone. Da in den ursprünglich basischen und ultrabasischen Gesteinen derartige Elementgehalte nicht wahrscheinlich sind, kann ein Transport über die fluide Phase während der Metamorphoseereignisse nicht ausgeschlossen werden. In diesem Zusammenhang scheint es wichtig zu sein, daß in den Zerrklüften der weitgehend W-freien Rodingitgänge (KOLLER & RICHTER, 1983) Scheelit durchaus häufiger zu finden ist und somit wohl während der alpidischen Metamorphose in diese Klüfte mobilisiert wurde.

Als Erklärung für diese ungewöhnliche Mineralzonierung sind folgende Bildungsmöglichkeiten zu diskutieren:

1. Primäre Gesteinsverbandverhältnisse weitgehend verwischt durch eine mehrphasige Stoffwanderung im Verlauf polymetamorpher Entwicklungsgeschichte bei einer Zufuhr von K und W von außen, also ein weitgehend offenes System.
2. Primärer Gesteinsverband und Abfolge Ultramafitit alkalireicher Magmatit basischer Zusammensetzung polymetamorph überprägt unter Ausbildung einer in situ Metasomatosezonierung mit ursprünglich hohen W-Gehalten.
3. Sekundärer Gesteinsverband mit überwiegend tektonischen Grenzen im Ultramafitit und spätere Metasomatosezonierung.

Von diesen drei Möglichkeiten scheint die erstere am leichtesten verwirklichbar. In diesem Fall stellt der Biotit-Pargasit-Schiefer ein Metasomatoseprodukt nahe der ursprünglichen Gesteinsgrenze dar. Die geringen Cr-Gehalte sprechen aber dafür, daß die Grenze zum Ultramafitit noch nicht überschritten ist.

Gruppe 2: Phlogopit-Chloritschiefer (Phenakit-führend) innerhalb von Talkschieferkörpern unterhalb der Leckbachscharte.

Die geochemischen Untersuchungsergebnisse der Phenakit führenden Gesteinskör-

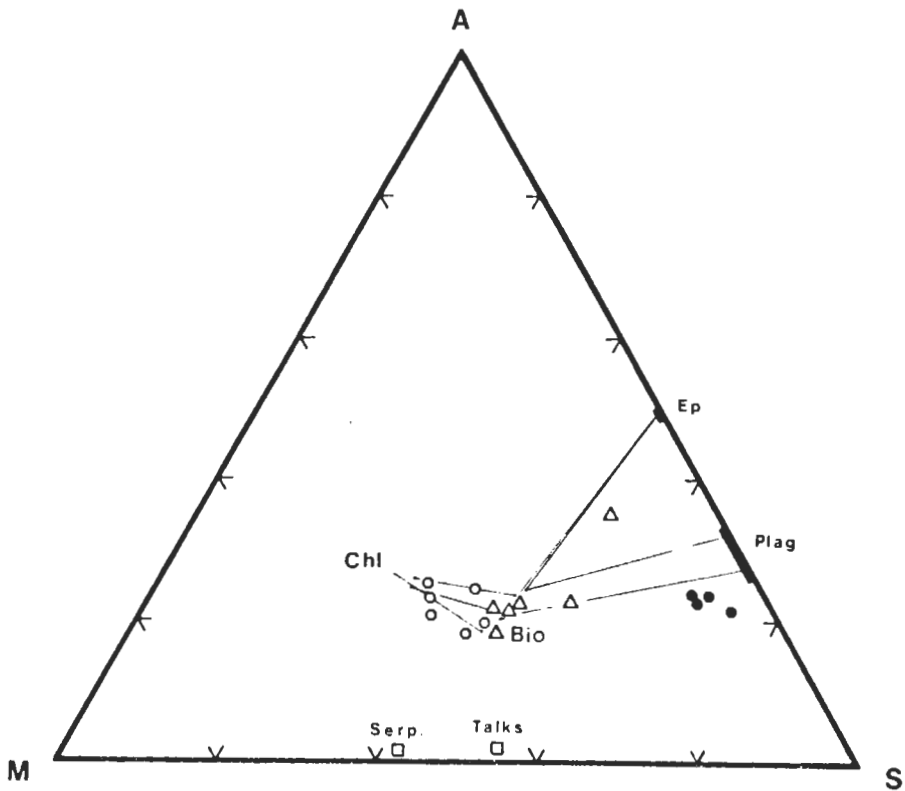
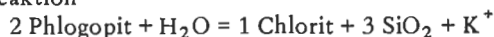


Abb. 5: AMS-Diagramm mit den Projektionspunkten der Phlogopit-Chlorit-Schiefer und der Smaragd führenden Biotitschiefer sowie der auftretenden Mineralphasen; koexistierende Paragenesen wurden mit dünnen Linien verbunden, teilweise ergänzt aus GRUNDMANN (1983).

Symbole: Habachphyllite und Granatglimmerschiefer, Smaragd führende Biotitschiefer, Phlogopit-Chlorit-Schiefer, Serpentin (Serp.) und Talkschiefer (Talks.), Chl für Chlorit, Bio für Biotit, Ep für Epidot und Plag für Oligoklas bis Albit.

per ist in Tab. 4 zusammengestellt. Aus den Analysendaten, insbesondere aus den K_2O -Werten der Gesteine, bezogen auf den K-Gehalt der Mineralphasen (Tab. 5), läßt sich sehr leicht der Phlogopitanteil im Gestein berechnen. Die Proben Be 14, Be 13 und Be 12 stellen ein Profil durch eine größere Linse dar, Be 11 und HS 199/78 sind Proben aus anderen Phlogopit-Chlorit-Linsen. Die Probe Be 46 stellt einen Milarit führenden Biotit-Chlorit-Fels dar, der ebenfalls aus dem Talkkörper stammt. Die Variationsbreite dieser Phlogopit-Chloritschiefer ist in Abb. 5 in Form eines AMS-Diagramms dargestellt. Gleichzeitig sind auch die Projektionspunkte der Phlogopit- und Chlorit-Zusammensetzung eingetragen und zusammengehörende Mineralpaare wurden mit dem entsprechenden Projektionspunkt des Gesteins verbunden. Das $Mg/(Mg + Fe_{tot})$ -Verhältnis der untersuchten Proben liegt im Durchschnitt bei Werten zwischen 0,85 und 0,90. Der $Mg/(Mg + Fe)$ -Quotient der Mineralphasen steigt vom Phlogopit zu dem ihn verdrängenden Chlorit geringfügig an. Daraus kann man bei annähernd konstantem Mg-Fe-Quotient der Mineralphasen unter Berücksichtigung der oxydischen Mineralphasen ableiten, daß ein abnehmender Phlogopitanteil eine fortschreitende metasomatische Angleichung an die Talkschiefer darstellt. Aus der Mineralzusammensetzung von Phlogopit und Chlorit (Tab. 5) läßt sich errechnen, daß die schematische Reaktion



bei annähernd ausgewogener Al-Bilanz auch einen geringen Überschuß von Mg und Fe ergibt. Daraus kann geschlossen werden, daß der Abbau von Phlogopit zu Chlorit neben K auch für Si, Mg und Fe nicht als rein stöchiometrischer Prozeß angesehen werden kann. Nur teilweise werden aber diese freiwerdenden Elemente für andere Reaktionen, wie eventuell die Ersetzung des Chrysoberylls durch Phenakit (NIEDER-MAYR & KONTRUS, 1973), oder für die Aeschynitanwachssäume (GRUNDMANN & KOLLER, 1979) verwendet.

Im Vergleich zum Diffusionsmodell von BRADY (1977) fällt auf, daß nur ein kleiner Ausschnitt aus einem Metasomatoseprofil zwischen einem Ultramafitit und einem vermutlich tektonisch eingeschuppten Nebengestein vorhanden ist. Als Partner für diese metasomatische Zonierung kommen nach Grundmann (1979) und GRUNDMANN & MORTEANI (1982) nur Gesteine der Bändergneisserie, der Granatglimmerschieferserie oder die Gneise der Amphibolitserie in Frage. Dies würde bedeuten, daß im Verlauf der Ausbildung von Metasomatosezonierungen der einstige Nebengesteins-einschluß nicht nur vollständig aufgebraucht wurde, sondern daß auch die einzelnen Mineralzonen bereits wieder abgebaut werden. Dies läßt sich vor allem aus der einheitlichen Zusammensetzung der Gesteine, unabhängig ob reine Phlogopit- oder Chloritfelse auftreten, herleiten (Tab. 4). Auch die SEE-Verteilungsmuster dieser Gesteine sind sehr ähnlich (Abb. 6), es besteht kein wesentlicher Unterschied zwischen Phlogopit- und Chloritschiefer.

Zu beobachten ist im Profil Be 14–12 eine geringfügige Abnahme der LSEE und eine deutlichere Abreicherung bei den SSEE. Nur im unmittelbaren Randbereich zum Talkschiefer konnte eine deutliche Abnahme von La und Ce gefunden werden, bei der gleichzeitigen Ausbildung einer sehr starken negativen Eu-Anomalie (Abb. 5, Be 12). Beim Übergang von der Phlogopit- zur Chloritzone erfolgte daher hinsichtlich der Spurenelemente (SEE, Sc, Cr, Co, Ni, Nb, Ta, U, Th) in den untersuchten Gesteinen keine wesentliche Veränderung. Dies betrifft vor allem jene Elemente, die in weitgehend stabilen akzessorischen Gemengteilen eingebaut sind und damit gegen einen Abtransport geschützt sind. Dies steht im Gegensatz zu jenen Elementen, die z. B. im

Phlogopit eingebaut sind (K, Rb, Cs, Ba) und mit fortschreitender Metasomatose deutlich abgereichert werden. Daraus läßt sich ableiten, daß auch die heute erkennbare Grenze dieser Gesteine weitgehend identisch mit der ursprünglichen Gesteinsgrenze sein muß. Dies wird auch durch relativ konstante Cr-Gehalte von durchschnittlich 140 ppm bestätigt. Von der Tatsache ausgehend, daß für eine Anzahl von Spurenelementen keine oder nur unbedeutende Konzentrationsänderungen festgestellt wurden, ist der Versuch gestattet, aufgrund geochemischer Überlegungen auf das Ausgangsgestein dieser Phlogopit-Chloritschiefer zu schließen.

In Tab. 6 sind die Mittelwerte einiger Spurenelemente der untersuchten Phlogopit-Chloritschiefer, von charakteristischen Bändergneisen, von Habachphylliten und vom Durchschnitt der paläozoischen Tonschiefer Europas und ihre Normierungswerte (Tab. 7) auf den Mittelwert der Phlogopit-Chloritschiefer angegeben. Gleichgültig ob man nun die pelitischen Gesteine, oder die als Metavulkanite (GRUNDMANN &

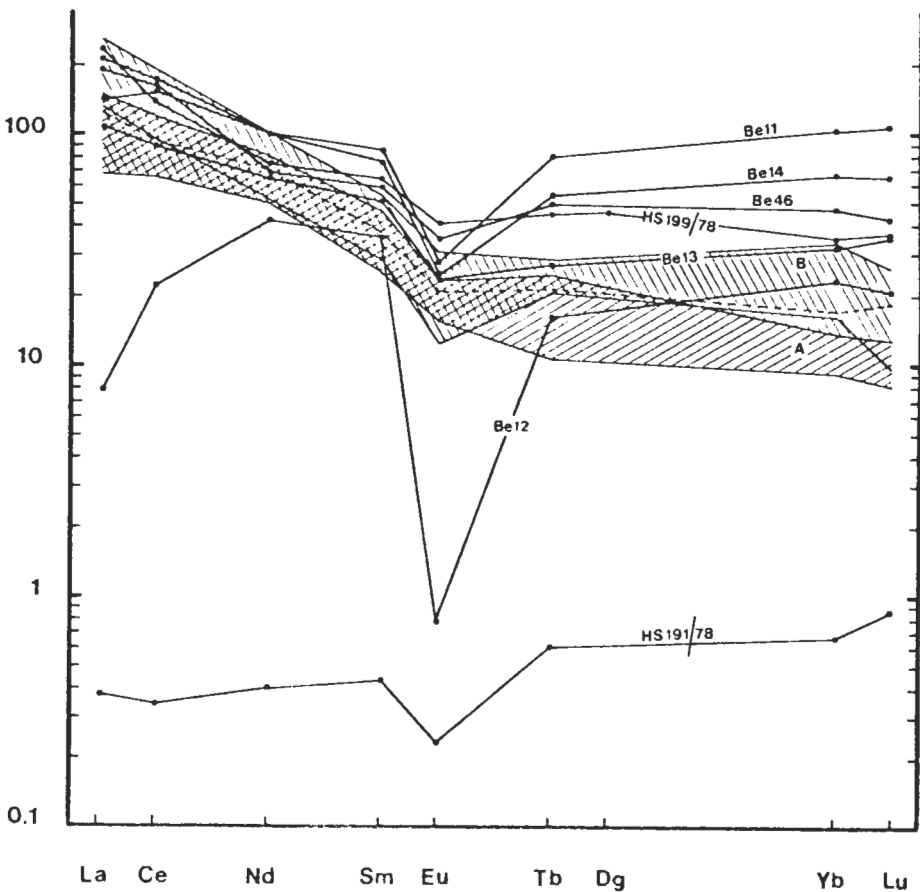


Abb. 6: Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster der Phlogopit-Chlorit-Schiefer (Gruppe 2, Tab. 4) sowie eines Talkschiefers HS 191/78; das schraffierte Feld A stellt den Bereich der Habachphyllite, die strichlierte Linie den Mittelwert der paläozoischen Tonschiefer und das Feld B den Bereich der Bändergneise aus Tab. 6 dar.

MORTEANI, 1982) gedeuteten Bändergneise als Ausgangsmaterial dieser metasomatischen Gesteine ansieht, kann man eine unterschiedliche Anreicherung der leichten und schweren SEE ableiten. Die stärkere Anreicherung der SSEE steht im Einklang mit der Mineralzonierung der Aeschynite (GRUNDMANN & KOLLER, 1979) und scheint für den Bildungsprozeß dieser Gesteine charakteristisch zu sein. Einzelne Elemente, wie U und Th werden in stabile Mineralphasen eingebaut und auf diese Weise überdurchschnittlich angereichert. Die Frage ob nun die pelitischen Gesteine oder die Metavulkanite als ursprüngliche Einschaltungen im Talkschiefer vorliegen, läßt sich nicht eindeutig klären. Die in Tab. 7 zusammengestellten Verteilungsquotienten zeigen, daß generell gleiche Trendentwicklungen vorliegen. Gegenüber den Metapeliten lassen die als Metavulkanite eingestufteten Bändergneise bei den SEE-Verteilungskoeffizienten geringere Anreicherungsraten ableiten und liegen für die LSEE bei 0,9–1,4 und für die SSEE bei 2,0–2,7. Dies würde für eine bessere Koizidenz der Phlogopit-Chloritschiefer mit den Bändergneisen als mit den Habachphylliten sprechen.

Deutlich abweichend verhält sich Ta mit Anreicherungsfaktoren von 33 gegenüber den Habachphylliten und 27 gegenüber der Bändergneisserie. Auch GRUNDMANN (1983) gibt keine vergleichbaren Ta-Werte, jedoch zeigt bereits Tab. 4, daß diese Werte möglicherweise schon von der Metasomatose relativ unterschiedlich waren. Da keine erkennbaren Reste des ursprünglichen Gesteins vorhanden sind und auch nur eine eng begrenzte Auswahl eines Metasomatoseprofils (BRADY, 1977) vorhanden ist, darf wohl angenommen werden, daß die in den Ultramafitit eingeschuppten Gesteine nur gering mächtig waren und im Zuge der Ausbildung der Zonierungen vollständig abgebaut wurden. Es stellt dies dann den Fall zweier ineinandergreifender Metasomatosezonierungen dar.

Die Frage nach den teilweise hohen Be- und W-Gehalten in diesen Gesteinen läßt sich auf Grund des porphyroblastischen Wachstums von Phenakit und Scheelit oft nur schwer geochemisch erfassen und wird bei GRUNDMANN (1983) ausführlich diskutiert.

Gruppe 3: Biotitschiefer aus den Beryll- bzw. Smaragd führenden Gesteinsserien des oberen Leckbachgrabens.

Die chemische Zusammensetzung der ausgewählten Biotitschiefer ist im AMS-Diagramm (Abb. 5) dargestellt und zusätzlich sind die zusammengehörenden Biotit-Epidot-Plagioklas-Paragenesen eingetragen. Die $Mg/(Mg + Fe)$ -Gehalte der Gesteine (Tab. 8) und ihrer Gemengteile weisen deutlich geringere Werte als die der Gruppe 2 auf. Auch die Unterschiede in den $Mg/(Mg + Fe)$ -Quotienten von Biotit und Chlorit (Tab. 9) sind deutlich größer. Die untersuchten Gesteine sind bezüglich ihrer Spurenelementgehalte sehr unterschiedlich und weisen bei vielen Elementen eine große Variationsbreite auf (Tab. 6). Vergleicht man die SEE-Verteilungsmuster (Abb. 7), so kann man mit dem reichlichen Auftreten von Chlorit und Talk eine Annäherung an die SEE-Gehalte des Talkschiefers feststellen. Hohe Cr-Gehalte bei zugleich sehr niedrigen Werten für Hf, Th, U und den SSEE sprechen dafür, daß in derartigen Gesteinen die prämetasomatische Grenze des Ultramafitits bereits überschritten ist.

Bei dieser metasomatischen Zonierung, die hier nur in ausgewählten Proben biotitreicher Gesteine, also ein eng begrenzter Ausschnitt einer komplexen Blackwallbildung, untersucht wurde, kann davon ausgegangen werden, daß die ursprünglichen Ausgangsgesteine (Ultramafitit und angrenzende Nebengesteine) in der heutigen Form

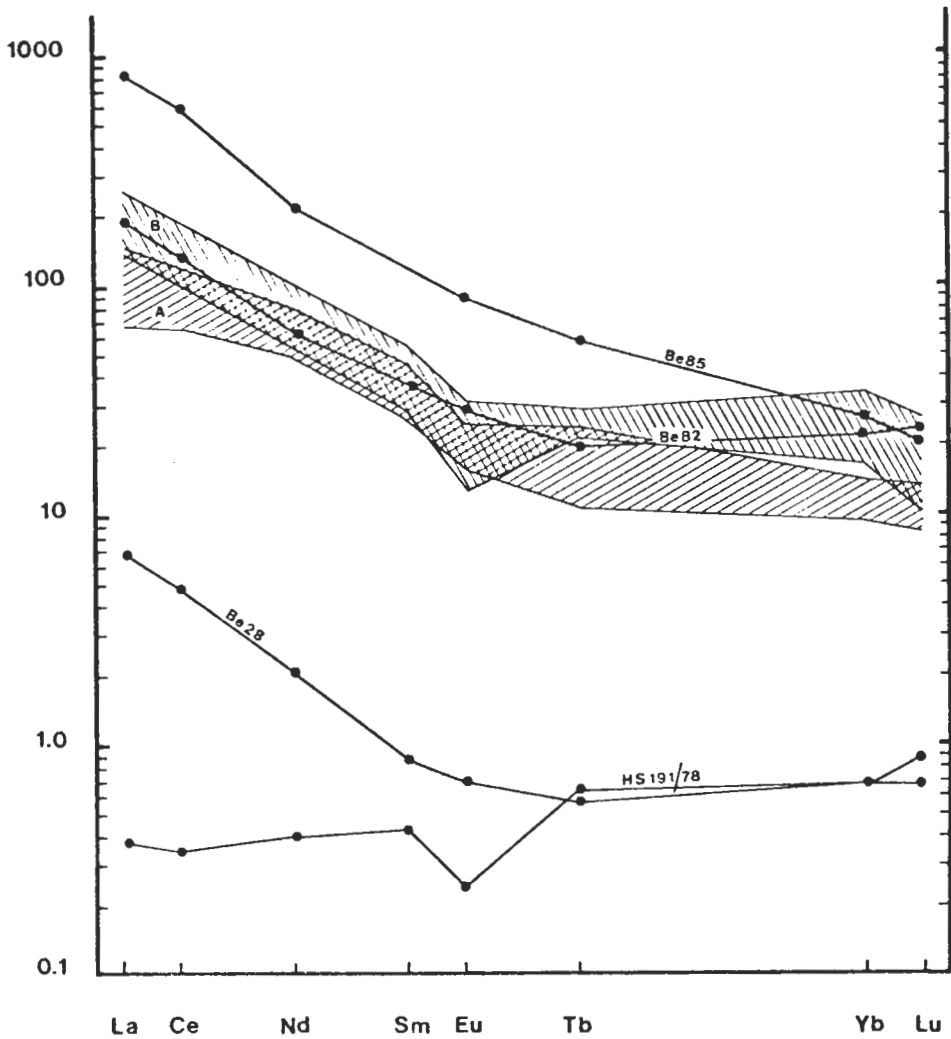


Abb. 7: Chondriten-normierte SEE-Verteilungsmuster von Smaragd führenden Biotitschiefern (Gruppe 3, Tab. 8) sowie eines Talkschiefers; das schraffierte Feld A stellt den Bereich der Habachphyllite, das Feld B den der Bändergneise aus Tab. 6 dar.

von Talkschiefen und den angrenzenden Gneisen und Granatglimmerschiefern teilweise erhalten geblieben sind. In einem soweit offenen System tritt keine Homogenisierung der Spurenelemente auf, vielmehr ist ein stufenweiser Abbau des Elementgradienten in Verbindung mit den auftretenden Mineralphasen anzunehmen. Grundsätzlich werden auch hier schwer mobile Spurenelemente in stabilen Mineralphasen gespeichert. Im reichlichen Epidot der Probe Be 85 (Tab. 8) sind die enormen SEE-Gehalte enthalten und konnten dort auch nachgewiesen werden. Die hohen U- und Th-Konzentrationen führten zur Bildung von akzessorischem Thorianit und Uraninit.

5. Schlußbemerkungen

1. Anomale hohe Elementkonzentrationen in den untersuchten Metasomatoseprofilen werden nicht nur für die Hauptelemente sondern auch für Spurenelemente durch den Einbau bzw. durch Neubildung von entsprechenden Mineralphasen gespeichert und auf diese Weise angereichert.
2. Bei nicht einbaubaren Elementen bzw. bei Mineralverdrängungen kommt es zum Abtransport.
3. Kontinuierliche Elementgradienten treten nur dann auf, wenn die Ausgangspotentiale für die Diffusionsvorgänge und für die Ausbildung der Mineralzonierungen groß genug sind.
4. Der ursprüngliche Mineralbestand geringmächtiger Einlagerungen wird bei Metasomatosevorgängen völlig aufgebraucht, es finden sich jene Zonierungen, die dem verbleibenden Gestein näher stehen. In diesem Fall überkreuzen sich zwei Metasomatosefronten unterschiedlicher Richtung.
5. Eine zeitliche Korrelation der metasomatischen Zonierung mit der polymetamorphen Entwicklungsgeschichte ist derzeit nicht möglich.
6. Mit der Annäherung an die vermutete, ehemalige Gesteinsgrenze des Ultramafitits kommt es zu sehr starken oft sprunghaften Änderungen im Gehalt immobilier Elemente. Wie die drei Beispiele jedoch zeigen, nicht immer im gleichen Maß für jedes der untersuchten Elemente. Dies ist bedingt durch unterschiedliche Speicherfähigkeiten der auftretenden Mineralphasen.

Danksagung

Herrn Dr. G. Niedermayr (NHM Wien) sei für die Bereitstellung von Untersuchungsmaterial und dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung sei für die Bereitstellung der Elektronenstrahl-Mikrosonde (Projekt Nr. 1939) gedankt.

6. Literatur

- BENCE, A. E., ALBEE, A. L., 1968: Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. – *J. Geol.* 76, 382–403.
- BRADY, J. B., 1977: Metasomatic zones in metamorphic rocks. – *Geochim. Cosmochim. Acta* 41, 113–125.
- COLEMAN, R. G., 1977: *Ophiolites*. – Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- CURTIS, C. D., BROWN, P. E., 1971: Trace element behavior in the zoned metasomatic bodies of Unst, Shetland. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 31, 87–93.
- FRASL, G., 1958: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Hohen Tauern. – *Jb. Geol. Bundesanst. Wien*, 101, 323–472.
- FRASL, G., FRANK, W., 1966: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. – *Der Aufschluß, Sdbd.* 15, 30–58.
- FRISCH, W., 1977: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1977, 675–696.
- GRUNDMANN, G., 1979: Geologisch-petrologische Untersuchungen der Smaragd-führenden Gesteinsserien der Leckbachscharte, Habachtal (Land Salzburg, Österreich). – Unveröff. Dipl. Arbeit, TU Berlin.
- , 1980: Polymetamorphose und Abschätzung der Bildungsbedingungen der Smaragd-führenden Gesteinsserien der Leckbachscharte, Habachtal, Österreich. –

- Fortschr. Miner. 58, Beiheft 1, 39–41.
- , 1983: Die Genese der regionalmetamorphen metasomatisch-horizontgebundenen Beryll-Mineralisation des Habachtals, Land Salzburg, Österreich. – Unveröff. Diss.. TU Berlin.
- , KOLLER, F., 1979: Die Aeschnynite und ihr Zonarbau aus Beryllium-Mineralparagenesen des Smaragdorkommens an der Leckbachscharte im Habachtal, Land Salzburg (Österreich). – N. Jb. Miner. Abh. 135, 36–47.
- , MORTEANI, G., 1982: Die Geologie des Smaragdorkommens im Habachtal (Land Salzburg, Österreich). – Archiv. f. Lagerst.-forsch. Geol. Bundesanst. Wien 2, 71–107.
- HEDBERG, H. D., 1976: International stratigraphic guide. – New York (Wiley & Sons).
- HERRMANN, A. G., 1970: Yttrium and Lanthanides 39, 57–71. Handbook of Geochemistry II-5, 39, 57–71, Berlin, Heidelberg New York (Springer).
- HÖCK, V., STEYRER, H. P., KOLLER, F., PESTAL, G., 1982: Stratigraphic correlation form (SCF) of the Habach Formation, Hohe Tauern, Austria (Geotraverse B). – IGCP Nr. 5, Newsletter 4, 44–46.
- HÖLL, R., 1975: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitorkommen in den Ostalpen. – Bayr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh. N. F. 157, 1–157.
- HOERNES, S., FRIEDRICHSEN, H., 1974: Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area (Austria). – Schweiz. Min. Petr. Mitt. 54, 769–788.
- JÄGER, E., KARL, F., SCHMIDEGG, O., 1969: Rubidium–Strontium-Altersbestimmungen an Biotit-Muskovit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenediger-Bereich. – Tschermaks min. petr. Mitt. 13, 251–272.
- KIESL, W., KLUGER, F., LINDBAUER, R., 1980: Die zerstörungsfreie Bestimmung der Seltenen Erdelemente nach der Neutronenaktivierung. – Monatsh. Chemie 111, 681–691.
- KLUGER, F., WEINKE, H. H., KIESL, W., 1978: G-2, GSP-1, AGV-1 und BCR-1: Methode und Ergebnisse der Bestimmung von Spurenelementen durch zerstörungsfreie Aktivierung mit Reaktorneutronen. – Anzeiger Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 96–104.
- KOLLER, F., RICHTER, W., 1980: Rodingites in ultramafic rocks of the Eastern Alps. – Ophioliti 5, 73–78.
- , RICHTER, W., 1983: Die Metarodingite der Habachformation, Hohe Tauern (Österreich). – Tschermaks min. petr. Mitt., im Druck.
- NIEDERMAYR, G., KONTRUS, K., 1973: Neue Funde von Phenakit, Bertrandit und Chrysoberyll aus Salzburg, Österreich, und über die Verbreitung von Be-Mineralfundstellen in den Ostalpen. – Ann. Naturhist. Mus. Wien 77, 7–13.
- PHILLIPS, A. H., HESS, H. H., 1936: Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks. – Amer. Min. 21, 333–362.

Tabelle 2

Gesteinschemismus der metasomatischen Zonierung zwischen einem Rodingitgang und angrenzendem Serpentin (GV. für Glühverlust, mit * sind die radiochemisch bestimmten SEE-Gehalte bezeichnet).

HS	115/77	118/77	117/77	155/78
SiO ₂	43,20	32,30	39,30	41,50
TiO ₂	0,52	1,53	1,29	0,02
Al ₂ O ₃	13,80	14,50	15,40	1,12
Fe ₂ O ₃	4,12	7,63	3,62	4,06
FeO	1,32	6,38	9,09	3,36
MnO	0,13	0,27	0,19	0,09
MgO	4,75	18,50	18,90	36,98
CaO	29,90	9,90	2,37	0,03
Na ₂ O	0,025	0,033	0,255	—
K ₂ O	0,005	0,035	5,90	—
GV.	2,47	7,49	3,88	12,12
	100,240	97,758	100,195	99,28
WO ₃	52	27600	43	n. b.
Sc	26		40	13
Cr	130	155	181	3270
Ni	182			
Co	23		78	99
Rb	2	12	1510	10
Cs	0,54	1,7	275	0
Ba	23	12	940	
Ta	0,2		0,14	
Hf	0,56			
Th	0,02		4	0,05
U	0,06		2	0,29
La	0,61	9,8	0,20*	0,830*
Ce	2,35	25	0,33*	2,130*
Nd	1,66	9,0	—	0,900*
Sm	0,65	2,44	0,029*	0,099*
Eu	0,57	0,64	0,025*	0,0157*
Tb	0,20	0,41	0,009*	0,033*
Yb	0,85	0,64	0,025*	0,167*
Lu	0,134	0,078	0,004*	0,031*

Tabelle 3

Ausgewählte Mikrosondenanalysen des Biotit-Pargasit-Schiefers; Formelverrechnung für Biotit (Bio) auf 11 0, für den Pargasit (Parg) auf 23 0 mit einer Fe^{IV}/Fe^{VI}-Verteilung aus einer Ladungsbilanz bei 13 Kationen, Epi für Epidot.

HS 117/77

	Bio		Epi		Parg
SiO ₂	38,00	36,40	36,90	36,90	42,10
TiO ₂	0,43	0,14	–	–	0,11
Al ₂ O ₃	15,50	25,00	24,80	24,80	14,30
FeO	9,84	11,20	12,30	12,30	11,90
MnO	0,18	0,15	0,11	0,11	0,28
MgO	21,17	–	0,04	0,04	14,30
CaO	–	22,80	23,00	23,00	12,20
Na ₂ O	0,09	–	0,03	0,03	2,62
K ₂ O	10,00	0,04	0,05	0,05	1,02
Cr ₂ O ₃	0,13	0,06	–	–	–
	95,34	95,79	97,23	97,23	98,83
Si	2,7526				6,0555
Al ^{IV}	1,2474				1,9445
Al ^{VI}	0,0759				0,4797
Ti	0,0234				0,0119
Fe ^{IV}					0,7165
Fe ^{VI}	0,5961				0,7145
Mn	0,0110				0,0341
Mg	2,2861				3,0664
Cr	0,0074				
Ca	–				1,8802
Na	0,0127				0,7307
K	0,9317				0,1872
Mg/Mg + Fe ^{VI}	0,7932				0,8110

Tabelle 5

Mikrosondenanalysen der Schichtsilikate in den Phlogopit-Chlorit-Schiefern (Formelverrechnung für Phlogopit (Phl) und Biotit (Bio) auf 11 0, für Chlorit (Chl) auf 14 0).

	Be 14		Be 12		Be 46		
	Phl	Phl	Chl	Bio	Chl	Chl	Chl
SiO ₂	41,12	41,68	29,56	39,46	30,02	28,08	29,54
TiO ₂	0,03	0,05	–	0,86	0,13	0,06	0,02
Al ₂ O ₃	15,44	14,72	22,64	17,18	19,81	21,65	21,11
FeO	6,28	6,25	7,68	11,75	13,64	12,54	12,82
MnO	0,10	0,09	0,16	0,15	0,23	0,24	0,24
MgO	23,14	24,00	30,27	17,54	24,45	25,05	25,80
CaO	0,01	0,05	–	0,07	0,03	0,01	0,03
Na ₂ O	0,04	0,05	–	0,06	0,03	–	–
K ₂ O	9,89	9,88	–	9,77	0,71	0,07	–
Cr ₂ O ₃	0,01	–	–	–	0,01	0,02	–
NiO	–	0,05	–	–	0,02	0,03	–
CoO	–	0,03	–	0,01	–	0,03	0,02
	96,06	96,85	90,31	96,85	89,08	87,78	89,58
Si	2,9021	2,9114	2,7434	2,8634	2,9216	2,7551	2,8352
Al ^{IV}	1,0979	1,0886	1,2562	1,1366	1,0784	1,2449	1,1648
Al ^{VI}	0,1865	0,1232	1,2205	0,3327	1,1936	1,2587	1,2232
Ti	0,0016	0,0026	–	0,0469	0,0095	0,0044	0,0014
Fe	0,3707	0,3651	0,5962	0,7131	1,1102	1,0290	1,0290
Mn	0,0060	0,0053	0,0126	0,0092	0,0190	0,0199	0,0195
Mg	2,4347	2,4992	4,1886	1,8975	3,5474	3,6641	3,6916
Cr	0,0006	–	–	–	0,0008	0,0016	–
Ni	–	0,0028	–	–	0,0016	0,0024	–
Co	–	0,0017	–	0,0006	–	0,0024	0,0015
Ca	0,0007	0,0036	–	0,0054	0,0031	0,0011	0,0031
Na	0,0053	0,0065	–	0,0084	0,0057	–	–
K	0,8560	0,8487	–	0,8957	0,0881	0,0088	–
Mg/							
Mg+Fe	0,8679	0,8725	0,8754	0,7268	0,7616	0,7807	0,7820

Tabelle 6

Mittelwerte der untersuchten Spurenelemente der Phlogopit-Chlorit-Schiefer, der Smaragd führenden Biotitschiefer, der Habachphyllite, der paläozoischen Tonschiefer (HERRMANN, 1970) und der Bändergneise (GRUNDMANN, 1983).

	Phlogopit-Chlorit-Fels	Biotit-Schiefer	Habach-Phyllit	Paläozoische Tonschiefer	Bändergneise
Sc	20	32	25		16
Cr	140	80–1500	95		10–230
Ni	390	n. b.	23		23–200
Co	60	60	20		9
Rb	360	900	190		180
Cs	40	160	15		16
Ba	250	1000	920		200–3000
Ta	40	1,0	1,2		1,5
Hf	17	27–0,1	5,4		7,6
Th	40	170–1,0	13		30
U	40	70–0,4	3,5		
La	50	260–0,3	35	41,1	57
Ce	110	530–4,0	80	85,9	110
Nd	44	125–1,15	33	41,7	–
Sm	12	22–0,1	6	7,3	8,3
Eu	1,8	6–0,01	2,2	1,52	1,7
Tb	2,2	3–0,01	0,9	1,05	1,1
Yb	10	5–0,02	2,6	3,29	4,8
Lu	1,6	0,7–0,004	0,4	0,58	0,6

Tabelle 7

Normierung der Phlogopit-Chlorit-Schiefermittelwerte auf die Mittelwerte der Habachphyllite, paläozoischen Tonschiefer und der Bändergneise aus Tabelle 6.

	Habach-Phyllite	Paläozoische Tonschiefer	Bändergneise
Sc	~1		~1
Co	3		7
Rb	2		2
Cs	3		3
Ba	0,3		
Ta	33		27
Hf	3		2
Th	3		~1
U	11		
La	1,4	1,2	0,9
Ce	1,4	1,3	1,0
Nd	1,3	1,1	
Sm	2,0	1,6	1,4
Eu	0,8	1,2	1,1
Tb	2,4	2,1	2,0
Yb	3,8	3,0	2,1
Lu	4,0	2,8	2,7

Tabelle 8

Gesteinschemismen von Smaragd führenden Biotitschiefern aus der Leckbachscharte (einschließlich des Talkschiefers HS191/78, Abkürzung wie in Tab. 2).

	Be 85	Be 82	Be 28	HS191/78
SiO ₂	40,28	39,64	38,60	52,90
TiO ₂	0,73	0,67	1,01	0,03
Al ₂ O ₃	16,44	22,84	16,21	1,64
Fe ₂ O ₃	10,55	9,12	10,37	7,43
MnO	0,13	0,21	0,12	0,07
MgO	17,71	6,83	20,75	28,82
CaO	2,86	13,52	0,21	1,49
Na ₂ O	0,84	0,45	0,05	—
K ₂ O	7,41	3,03	8,98	—
GV.	3,67	3,05	3,74	8,14
	100,62	99,36	100,01	100,52
Sc	34	28	27	7,9
Cr	93	79	1480	1860
Ni			900	—
Co	68	18	73	89
Rb	890	326	820	39
Cs	193	46	144	4,6
Ba	1360	370	1315	—
Ta			1,86	0,25
Hf	27	7,8	2,2	—
Th	169	21,6	1,3	0,36
U	74	28	0,4	0,05
La	260	59	2,18*	0,120*
Ce	527	119	4,33*	0,310*
Nd	125	36	1,15*	0,240*
Sm	21,8	7,2	0,175*	0,084*
Eu	6,36	2,1	0,049*	0,017*
Tb	2,8	0,98	0,028*	0,030*
Yb	5,0	4,2	0,132*	0,130*
Lu	0,65	0,67	0,021*	0,027*

Tabelle 9

Mikrosondenanalysen der gesteinsbildenden Mineralphasen aus den untersuchten Smaragd führenden Biotitschiefern (Abkürzungen und Formelverrechnung wie in Tab. 3 und 5).

	Be 85		Be 82			Be 28	
	Bio	Epi	Bio	Epi	Epi	Bio	Chl
SiO ₂	40,48	37,21	39,63	37,96	38,83	40,65	30,44
TiO ₂	0,77	0,07	1,19	0,09	0,10	0,98	0,14
Al ₂ O ₃	15,20	25,03	17,05	26,48	27,46	15,85	19,28
FeO	10,39	10,04	11,70	9,18	7,98	10,27	11,56
MnO	0,15	0,33	0,16	0,25	0,26	0,10	0,23
MgO	20,02	0,33	17,23	0,06	0,10	20,28	27,14
CaO	0,03	22,07	0,03	22,62	22,99	—	0,07
Na ₂ O	0,21	—	0,15	—	—	0,07	0,07
K ₂ O	9,22	—	9,10	—	—	9,58	0,56
Cr ₂ O ₃	0,01	—	—	—	—	0,24	0,43
NiO	0,06	—	0,01	—	—	0,11	0,11
CoO	0,03	—	0,05	—	—	0,01	—
Si	2,8998		2,8814			2,8669	2,9070
Al ^{IV}	1,1002		1,1186			1,1331	1,0930
Al ^{VI}	0,1832		0,3425			0,1844	1,0771
Ti	0,0415		0,0651			0,0520	0,0101
Fe	0,6225		0,7114			0,6057	0,9233
Mn	0,0091		0,0099			0,0060	0,0186
Mg	2,1380		1,8676			2,1323	3,8639
Cr	0,0006		0,0000			0,0134	0,0325
Ni	0,0035		0,0006			0,0057	0,0084
Co	0,0017		0,0029			0,0006	0,0000
Ca	0,0023		0,0023			0,0000	0,0072
Na	0,0291		0,0209			0,0096	0,0130
K	0,8409		0,8355			0,8603	0,0682
Mg/							
Mg + Fe	0,7745		0,7242			0,7788	0,8071

Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1 : 50.000
der Naturraumpotentialkarte „Mittleres Murtal“

Von

Fritz EBNER

mit einem Beitrag von Leander Peter BECKER

- Beilagen: – Geologische Karte des Mittleren Murtales (2 Blätter, 1 : 50 000)
– Stratigraphische Tabelle des Grazer Paläozoikums (Tab. 1)

Anschriften der Verfasser:

Univ. Doz. Dr. Fritz Ebner, Landesmuseum Joanneum,
Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau,
Raubergasse 10, A-8010 Graz, Österreich.

Univ. Prof. Dr. Leander Peter BECKER, Universität Graz,
Institut für Geologie und Paläontologie,
Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich.

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	29	S. 99–131	Wien, Nov. 1983
---------------------------------------	----	-----------	-----------------

Inhalt

1. Einleitung und Vorbemerkungen	100
2. Die geologischen Großeinheiten im „Mittleren Murtal“	102
2.1. Das Mittelostalpine Kristallin	102
2.1.1. Kristallin des Gleinalpen-Rennfeldzuges (L. P. BECKER)	102
2.1.2. Kristallin von St. Radegund	104
2.1.3. Lithologische Charakteristik und Verbreitung der kristallinen Gesteine (L. P. BECKER)	104
2.2. Grauwackenzone (Veitscher Decke)	106
2.3. Paläozoikum von Graz	107
2.3.1. Rannach-Fazies	108
2.3.2. Hochlantsch-Fazies	111
2.3.3. Pelagische Fazies (Laufnitzdorf/Breitenau)	112
2.3.4. Tonschiefer-(Schöckelkalk-)Fazies	113
2.3.5. Hochschlag-Fazies	114
2.3.6. Kalkschiefer-Folge	114
2.4. Oberkreide-(Gosau-)Vorkommen	115
2.5. Tertiär	116
2.6. Quartär	120
3. Der tektonische Großbau	121
4. Nutzbare Gesteine und mineralische Rohstoffe	123
5. Literaturnachweis	124
6. Druckfehlerberichtigung zur geologischen Karte	131

1. Einleitung und Vorbemerkungen

Die vorgelegte geologische Karte stellt ein Teilergebnis des Projektes „Naturraumpotentialkarten komplexer Landschaftstypen – Mittleres Murtal“ dar, welches im Rahmen der Bund-Bundesländerkooperation auf dem Gebiet der Rohstoffforschung im Jahre 1979 in Angriff genommen wurde. Projektträger ist die Forschungsgesellschaft Joanneum Graz, die Projektleitung liegt bei W. GRÄF. Die Finanzierung erfolgt durch das Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung und das Land Steiermark (Projekt St C 8 a); zusätzliche Mittel stellte der Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung zur Verfügung (Projekt 3626).

Fertiggestellt sind bereits folgende Karten (1 : 50.000):

- Lagerstättenkarte oberflächennaher Rohstoffe
- Lagerstättenkarte im Tiefbau gewinnbarer Rohstoffe
- Hydrogeologisch-hydrologische Karten (Wasserhöffigkeit, Grundwasserüberdeckung, Grundwasserschichtlinien)
- Bodenkundliche Karten (Standortkarte, Bodenkarte).

Noch in Arbeit stehen folgende Themenbereiche:

- Vegetation
- Klima (Besonnung, Kaltluftgefährdung, frostfreie Periode, Nebelgefährdung, Schneebedeckung, Niederschlag, Wind, mittl. Temperaturen etc.)
- Schon- und Schutzgebiete, Naturdenkmäler etc.

Die Karten und Erläuterungen der bereits abgeschlossenen Teilprojekte liegen an der Fachabteilung Ib der Fachabteilungsgruppe Landesbaudirektion (Regionalplanung und örtliche Raumplanung) des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung

und an der Geologischen Bundesanstalt Wien zur Einsicht auf.

Die geologische Karte des „Mittleren Murtales“ stellt den „Ist-Zustand“ der geologischen Kartierung dieses Raumes dar. Sie ist eine größtenteils auf Kompilatorik aufgebaute Karte, die notwendig wurde, da für das Naturraumpotentialkartenwerk „Mittleres Murtal“ kein dem Maßstab entsprechendes flächendeckendes geologisches Kartenwerk vorlag. Die Größe des darzustellenden Raumes (ca. 1.500 km²) und der bis zur Fertigstellung der Karte zur Verfügung stehende beschränkte Zeitrahmen (ca. 2 Jahre) ließ an eine Realisierung des Kartenwerkes nur dann denken, wenn Geländeuntersuchungen und Kontrollbegehungen auf ein Minimum beschränkt werden und alle irgendwie verfügbaren Kartenunterlagen dabei Berücksichtigung finden. Neben sämtlichen veröffentlichten Detailaufnahmen waren dies ältere Dissertationskarten, geologische Gutachten und Karten, die beim Amt der Stmk. Landesregierung aufliegen und teilweise unveröffentlichtes Archivmaterial, das von der Bleiberger Bergwerksunion bzw. der Rohöl-Aufsuchungs-Gesellschaft, wofür herzlichst gedankt sei, zur Verfügung gestellt wurde. Darüber hinaus fanden auch eine Reihe unveröffentlichter Manuskriptkarten von H. HÜBL und A. NEPPEL aus dem Tertiär der Umgebung von Graz Berücksichtigung, die mir freundlicherweise von Herrn Prof. Dr. H. W. FLÜGEL zur weiteren Verwendung überlassen wurden.

Die Darstellung der Kristallinanteile des Gleinalpen-Rennfeldzuges wurde durch Prof. Dr. L. P. BECKER (westlich der Mur) und Dr. F. NEUBAUER (östlich der Mur) durchgeführt. Eine Reihe biostratigraphisch/fazieller Untersuchungen, die in den letzten Jahren im Rahmen des IGCP-Projektes Nr. 5 im Grazer Paläozoikum durchgeführt wurden, fanden mit ihren Kartierungsergebnissen ebenfalls in der Karte Berücksichtigung.

Der Bereich „Mittleres Murtal“ im Sinne des eingangs genannten Projektes umfaßt die politischen Bezirke Graz, Graz-Umgebung und die südlichen Anteile des Bezirkes Bruck a. d. Mur.

Am Beginn der Arbeit für diese Karte stand zunächst die Überlegung, welche Ausscheidungen in einer geologischen Basiskarte für eine Naturraumpotentialkarte überhaupt durchzuführen sind. Ich habe den Auftrag derart verstanden, daß unter den gegebenen Umständen versucht werden muß, eine möglichst detaillierte geologische Karte zu erstellen, die später als Basis für weitere Themenbearbeitungen (hydrogeologische Karten, Baugüte- und Risikokarten, Rohstoffkarten etc.) herangezogen werden kann. Das bedeutet in der Praxis aber die Übernahme aller im Maßstab 1 : 50.000 darstellbarer Details, deren Bedeutung zu bestimmten Themendarstellungen von vornherein nur schwer abzuschätzen ist. Auf der anderen Seite sollen die einzelnen Themenbearbeitungen aber auch ein Instrument der Landesplanung darstellen, in der nur in den wenigsten Fällen ausgebildete Geologen beschäftigt sind. Das bedeutet, daß einzelne Einheiten in großzügiger Art und Weise und optisch leicht erfassbar zusammengefaßt werden sollen, ohne daß dabei Details das Kartenbild zu sehr verwirren.

Vorteilhaft für derartige Darstellungen ist die Kombinationsmöglichkeit von Farben und Signaturen. Dadurch können größere Einheiten in einer Farbe zusammengefaßt werden, innerhalb welcher mit Signaturen den Geologen ansprechende Details herausgeholt werden können. Vorteilhaft ist dies auch, wenn innerhalb größerer Einheiten unterschiedlicher Bearbeitungsstand vorliegt.

Problematisch ist bei einer derartigen Karte auch die Legende. Der Nichtgeologe fängt mit Lokalnamen beinhaltenden Formationsbegriffen und stratigraphischen Be-

zeichnungen nichts an. Günstiger sind für ihn rein lithologische Bezeichnungen, die wiederum dem Geologen zu wenig an Aussagekraft bieten. Es wurde daher in der vorliegenden Legende der doppelte Weg gewählt. Ein Schönheitsfehler ist, daß für einige ausgeschiedene Einheiten kein der Norm entsprechender Formationsbegriff zur Verfügung steht. Von der Schaffung neuer Formationsbegriffe bzw. der Revision bestehender wurde mangels detaillierter Untersuchungsmöglichkeiten bewußt Abstand genommen.

Der Anteil der Blattschnittkarten der ÖK 50 am „Mittleren MurtaI“ geht aus der Karte hervor. Dabei zeigt sich, daß mit Ausnahme des kleinen auf Blatt Köflach liegenden Teiles kein Teilbereich auf Blättern der Österreichischen Geologischen Karte 1 : 50.000 der Geologischen Bundesanstalt dargestellt ist. Die beste Übersichtsinformation über einen Großteil des „Mittleren MurtaI“ bietet die geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes 1 : 100.000 von FLÜGEL 1960 mit den dazugehörigen Erläuterungen (FLÜGEL 1961, 1975 a).

2. Die geologischen Großeinheiten

Die nördlichsten Anteile der Karte werden von der oberostalpinen Grauwackenzone (Veitscher Decke) eingenommen. Südlich schließt im Gleinalpen-Rennfeldzug das mittelostalpine Kristallin an, das auch im Kristallin von St. Radegund zutage tritt. Darüber lagert das Oberostalpin des Grazer Paläozoikums, dem in seinen westlichen Teilen die Oberkreideentwicklung der Kainacher Gosau transgressiv auflagert. Weitere teilweise problematische Gosauvorkommen finden sich bei Gams/Rothleiten und am Ausgang der Bärenschützklamm.

In zahlreichen Teilbuchten greift von SE her das steirische Tertiärbecken tief in das aus paläozoischen, oberkretazischen und kristallinen Gesteinen bestehende Grundgebirge des Steirischen Randgebirges ein. Isolierte Tertiärvorkommen sind im Becken von Semriach und Passail zu finden. Das Tertiär am Ausgang des Utschtales westlich von Bruck a. d. Mur ist noch den Inneralpinen Tertiärbecken entlang der Norischen Linie zuzuordnen.

Weiters besitzt als geologische Großeinheit noch das Quartär Bedeutung, das speziell mit seinen pleistozänen Terrassensedimenten im MurtaI große Verbreitung besitzt.

2.1. Das Mittelostalpine Kristallin

2.1.1. Kristallin des Gleinalpen-Rennfeldzuges (L. P. BECKER)

Das Kristallin im Nordbereich des „Mittleren Murtales“ wurde z. T. aus älteren Arbeiten (wie ANGEL 1923, STINI & CZERMAK 1932) und neueren Aufnahmen wie von BÄK 1978 und eigenen Aufnahmen 1980–1982 zusammengestellt. Dazwischenliegende noch unkartierte Bereiche wurden im Zuge von Aufnahmsarbeiten im Auftrage der geologischen Bundesanstalt Wien mitkartierte und ergänzt. Der Teil östlich der Mur wurde zur Gänze von F. NEUBAUER in den Jahren 1978 bis 1982 neu aufgenommen. Zum Teil wurden aber auch Ergebnisse der Kartierungsübungen, die im Sommersemester 1981 vom Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz durchgeführt wurden, mitverwendet.

Noch genauer zu bearbeiten und zum Teil zu ergänzen wären besonders die zentralen Bereiche des Gleinalmzuges. Es sind dies die Gebiete E und S der Hochalm, das Gebiet E des Trasattels bis zu den Drei Pfarren, dann weiter gegen Osten hin und die

Westgehänge des Murtales zwischen dem Pfaffenwald und Tragöß.

Die höher metamorphe Einheit im N des „Mittleren Murtales“ gehört regionalgeologisch zum Gleinalm-/Rennfeldkristallin. Dieser NE/SW-gerichtete Gebirgsstrang bildet den östlichen Ausläufer des Altkristallins der mittelostalpinen Decke. Im Norden (im oberen Utschgraben bis südlich Bruck) wird das Kristallin von permomesozoischen Schichten der „Rannach-Serie“ und darüber von Gesteinen der Grauwackenzone überlagert. Im E und S liegt über dem Kristallinzug das Grazer Paläozoikum und nach W hin setzt sich die metamorphe Einheit in die Stubalpenkörper fort.

Der nördliche Kristallinanteil wird von Gesteinen des „Seckauer Kristallinzuges“ aufgebaut, und zwar Gneisen in verschiedener Ausbildung und Zusammensetzung. Verschiedene hornblendereiche Gesteine wie diverse Amphibolite und Hornblendegneise können unregelmäßig, meist als geringmächtige Linsen bzw. Lagen, seltener als stärkere Körper, den Gneiskomplex durchziehen.

Ab der Linie Herrenkogel–Pernegg–Eiweggsattel folgt gegen S hin ein Kristallin, das dem Stub-/Gleinalmzug zugeordnet wird. Der N-Bereich besteht dabei aus einer recht intensiven Wechsellagerung von gemeinen Amphiboliten und Bänderamphiboliten mit Hornblendegneisen. ANGEL hat diese gesamte zentrale Abfolge des Gleinalmzuges als „Kerngesteine“ zusammengefaßt. Heute wird sie als metavulkanogener Komplex angesehen. Dieser lagige Komplex aus sauren und basischen Metavulkaniten (ehemals Dazite und Basalte) zeigt in diesem Bereich einen intensiven Faltenbau mit NE-SW streichenden B-Achsen.

Dieser Baseinheit folgt nach SE, d. h. zum Hangenden, hin der Amphibolitkomplex, eingeleitet durch einen bis mehrere hundert Meter mächtigen, hier aber auch mehrmals auskeilenden Augengneiszug (nach TEICH 1978 ein ehemaliger Quarzporphyr). Diesen können wir auf der Karte vom Gleinalmsattel im W über den Neuhofgraben, den Kleintalgraben bis über den Thomaskogel hinaus nach E verfolgen. Ein schmaler Zug ist dann wieder NE des Gamsgraben beim Lärchkogel anstehend und E der Mur nach Pernegg ist er nur noch in Form einzelner Schuppen erkennbar. Häufig ist er mit normalen Paragneisen eng verbunden.

Darüber folgt der für diesen Komplex namensgebende Amphibolit, der bereichsweise auch in Bänderamphibolite wie auch Granatamphibolite übergehen kann. Ganz charakteristisch für diesen Komplex sind weiterhin kleinere Linsen bis gröbere Körper (wie S Kirchdorf) von Serpentin.

Diesem Komplex folgt nun eine recht bunte Serie, die ANGEL zusammenfassend als Hüllschiefer bezeichnet hat, die er aber in sich nochmals in die „unteren kalkarmen“ und „oberen kalkreichen Schiefer“ untergliederte. Ihr Einfallen ist generell mittelsteil bis steil, gelegentlich auch flach gegen SE hin gerichtet. An ihrer Basis liegen helle Granatglimmerschiefer, denen zum Hangenden hin Zweiglimmerschiefer, dunkle quarzitisches Glimmerschiefer und dunkle Quarzite bis Quarzitschiefer folgen. Zahlreiche verschiedenmächtige Marmor- und Pegmatitlagen, aber auch helle Quarzite und Amphibolitlagen durchziehen den Schieferkomplex. Weiter nach S hin folgt diesem höchsten Kristallinkomplex, getrennt durch eine flache und deutlich ausgeprägte Überschiebungsbahn, das Grazer Paläozoikum.

Das Hauptstreichen der Schieferungsflächen ist, wie schon vorher kurz angedeutet, NE-SW gerichtet. Lediglich der Nordteil, also die Gneise des Seckauer Kristallinzuges, ziehen mit einem E/W-Streichen in das Kartenbild hinein, scharen sich dann aber mit dem Glein- bzw. Rennfeldkristallin in die NE/SW-Streichrichtung ein. Auch hier er-

kennen wir in diesem Nordteil einen sehr intensiven Faltenbau, der vom mm bis in den mehrere hundert Meter Bereich ausgebildet sein kann.

2.1.2. Kristallin von St. Radegund

Mittelostalpinnes Kristallin tritt auch NE von Graz um St. Radegund zutage. Dieses erfuh durch ROBITSCH 1949 eine Detailkartierung, die auch in die Karte übernommen wurde. Gesteinsmäßig setzt es sich in den liegenden Anteilen aus Schiefer (Injektions)-Gneisen zusammen, die analog der Gliederung der Korallengesteine durch HERITSCH & CZERMAK 1923, durch KUNTSCHNIG 1927 und ROBITSCH 1949 eine Typisierung erfuhren. Innerhalb der Gneise wie auch den höheren Glimmerschiefern treten weit verbreitete pegmatitische Stöcke, Linsen und Schlieren auf. Ohne scharfe Grenze folgen über den Gneisen Granatglimmerschiefer bis Granatphyllite mit Einschaltung von Amphiboliten und Kalksilikatschiefern, die nach NEUWIRTH 1951 Paragesteine darstellen.

2.1.3. Lithologische Charakteristik und Verbreitung der im Kristallin ausgeschiedenen Gesteine (L. P. BECKER)

Bänderamphibolit, Aplitamphibolit

Fein- bis mittelkörniges, dunkelgrünes, hellgebändertes Hornblendegestein, wobei die hellen Aplitlagen im mm–cm-Bereich (Bänderamphibolit) bis zu mehrere dm- bis m-Bereich (Aplitamphibolit) liegen können. Das Verhältnis der dunklen zu den hellen Lagen im Aplitamphibolit beträgt etwa 1,5 : 1 – 2 : 1. Intensive Faltenstrukturen mit überwiegend quer zur Hauptschieferung verlaufenden Spitzfalten sind häufig zu beobachten.

Hauptverbreitung: Zentrale Gleinalpe, vom Speikkogel bzw. Gleinalmsattel über Dammkogel bis Gamsgraben. Kleinere Vorkommen auch in den Gneisarealen beiderseits der Mur.

Hornblendegneis

Hellgraues, z. T. feingesprenkeltes, selten hellgebändertes, teils schwach augiges, feingeschieferes bis massiges, mittel- bis feinkörniges Gestein. Es ist als hornblendeführender Gneis anzusprechen, dem untergeordnet geringmächtige Amphibolite eingeschaltet sein können.

Hauptverbreitung: Wie Bänder- bzw. Aplitamphibolit im zentralen Kernbereich der Gleinalpe als liegendste Einheit.

Metablastischer Amphibolit

Grobkörniges, dunkelgrünes, weißesprenkeltes Gestein von dioritischem-granodioritischem Habitus. Die hellen, rundlichen Feldspatflecken sind im Querbruch richtungslos grobkörnig, im Längsbruch etwas in den Schieferungsebenen eingelängt. Grobe, fast idiomorphe Hornblende wie auch Biotitminerale sind gut erkennbar. Eine Schieferung ist kaum bis undeutlich erkennbar. Unregelmäßig begrenzte Amphibolitlagen können das Gestein durchziehen.

Hauptverbreitung: Südlich Rennfeld, westlich des Buchbecksattels und der Hofalm.

Hornblende-Granat-Glimmerschiefer

Gut geschiefertes, dunkelgraues bis schwach grünliches granatführendes Gestein, das nur durch die Hornblendeführung von den übrigen Glimmerschiefern unterschieden werden kann. Biotit kann mit wechselndem Anteil vorkommen.

Hauptverbreitung: In den Amphiboliten S des Eisenpasses bei den „3 Pfarren“.

Amphibolit, Granatamphibolit

Dunkelgrünes bis graugrünes, meist feingeschieferes, z. T. intensiv verfaltetes Gestein mit feinsten weißen bis hellgrünen, langgestreckten Lagen und Flecken. Die Menge und Größe (maximal \varnothing um 1 cm) der Granate schwankt sehr stark. Die Bruchflächen sind eben, die Verwitterungsfarbe ist dunkelbraun bis schmutzig rotbraun.

Hauptverbreitung: Hauptsächlich im Hangenden des Augengneisuzuges aber auch als Linsen und Lagen unregelmäßig in allen anderen Komplexen verteilt. Besonders größere Körper liegen im oberen Laufnitz- und Utschgraben vor.

Serpentinit

Hell- bis dunkelgrünes, z. T. feinschiefriges bis blättriges Gestein mit seidig glänzenden Oberflächen. Daneben kann es auch ein massiges Gefüge mit muscheligen Bruchflächen besitzen. Unter dem Mikroskop ist ein feinkörniges Blätter- und Maschenwerk von Antigorit neben Erz, Calcit, Hornblende, Aktinolith und Tremolit zu beobachten.

Hauptverbreitung: Südlich Kirchdorf, aber auch als zahlreiche kleine, linsige Einschaltungen in den Amphiboliten.

Granitgneis

Hellgraues bis graubräunliches, mittel- bis feinkörniges, schwach geschiefertes Gestein. Sehr spröder, massiger Gneis mit ebenen bis leicht muscheligen Bruchflächen. Die weiße, aus Quarz und Feldspat bestehende Hauptmasse des Gesteins wird von Biotit und Hellglimmer durchschwärmt.

Hauptverbreitung: Im mittleren Humpelgraben.

Gneis i. allg., Plagioklasgneis/Injizierte Gneise

Mittel- bis schwach hellgraues, mittelkörniges, feingeschieftes, granatführendes (bis max. 2 mm \varnothing) Gestein mit feinsten, bis mm breiten hellen, aplitischen Lagen. Die dunklen Gemengteile (Biotit) sind streng in der Schieferung eingeregelt. Lokal können diese Gesteine bänderige Textur annehmen, wobei dunkelgraue, biotitreiche Lagen mit hellgrauen abwechseln. Die Stärke der einzelnen Bänder schwankt dabei im mm- bis cm-Bereich. Das Verteilungsverhältnis der hellen zu den dunklen Bändern liegt dabei etwa zwischen 1 : 2 bis 1 : 3.

Die injizierten Gneise sind dünn-schiefrige, linsig-lagige Gesteine mit langgestreckten, dünnen Lagen aus Quarz und Feldspat. Diese sauren Lagen geben dem Gestein häufig einen gebänderten Habitus. Granatkörner erreichen einen \varnothing bis 1 cm.

Hauptverbreitung: Die Gneise i. allg. und die Plagioklasgneise finden wir im Nordteil des Kartenblattes, S Bruck a. d. Mur und dem Trasattel, wie auch im zentralen Bereich des Rennfeldes. Die injizierten Gneise treten im Radegunder Kristallin auf.

Feldspatreicher Gneis

Hellgrauer bis weißer, fein- bis mittelkörniger, feldspatreicher (bis 70 % Plagioklas) Gneis.

Hauptverbreitung: Mehrere geringmächtige Züge südlich der Möschlmoaralm, N Kirchdorf zur Bezirksgrenze.

Augengneise

Hell- bis mittelgraues, teils streng parallel, teils weniger gut geschiefertes Gestein, wobei die Schieferung gelegentlich besonders gut durch die im mm-Bereich und darunter liegende Feinstbänderung, d. h. Wechsel von hellen (glimmerarmen) und mittelgrauen (glimmerreichen) Lagen und Flasern zum Ausdruck kommt. Die Feinstruktur wird jedoch von bis um 2 cm großen hellen Alkalifeldspatporphyroblasten mit deutlicher schieferungsparalleler Streckung unterbrochen. Lokal können die Augen bis auf wenige mm im Durchmesser zurückgehen, es besitzt dann ein mittelkörniges massiges Aussehen.

Hauptverbreitung: Mächtiger Zug vom Gleinalmsattel gegen NE ziehend über den Neuhof- und hinteren Kleintalgraben, über den Zöllerkogel und vor dem Pöllagraben auskeilend.

Hellglimmerschiefer/Glimmerquarzite

Die Glimmerschiefer sind hellgraue bis teilweise mittelgraue und leicht bräunliche, glimmerreiche Gesteine mit seidig glänzender Oberfläche. Feinblättrige Muskovitlagen umhüllen langgestreckte Quarznester und -linsen. Gut ausgebildete, rotbraune Granate, deren Durchmesser mehrere mm bis maximal 1 cm erreichen können, liegen in einem glimmerreichen Grundgewebe. Die oft nur bis cm starke Verwitterungsrinde ist von hellbrauner bis rostbrauner Farbe, der Bruch ist blättrig. Die Glimmerquarzite sind mittelkörnige, graue bis graubraune, plattige oder plattig-wellige Gesteine mit wechselndem Hellglimmeranteil. Sie können bei zunehmendem Muskovitgehalt in die Hellglimmerschiefer übergehen.

Hauptverbreitung: Beidseitig des Neuhofgrabens bis zum Meißlgraben wie auch im Radegunder Kristallin.

Zweiglimmerschiefer

Dieser Glimmerschiefer unterscheidet sich vom Hellglimmerschiefer deutlich durch einen höheren Biotitgehalt, wobei dieser Glimmer teils mm breite flaserige Lagen bildet, daneben aber

auch in Form von feinsten Blättchen in den helleren Partien anzutreffen ist. Die s-Flächen besitzen eine wellige bis schwach feinverfältelte Ausbildung. Besonders feinkörnige Partien zeigen häufig einen gneisigen Habitus.

Hauptverbreitung: Vom Kalkkreuz im SW über den Kleintalgraben bis zum Meißlgraben.

Dunkle, quarzitische Glimmerschiefer

Dunkelgraues bis dunkelbraunes, feinschiefriges z. T. plattiges, überwiegend feinkörniges Gestein mit wechselndem Quarzgehalt. Die Verwitterungsrinde ist von schmutzigbrauner Farbe. Einzelne mm- bis m-mächtige dunkle Quarzitlagen treten häufig in Erscheinung.

Hauptverbreitung: Vom Walzkogel bzw. Krautwasch gegen NE ziehend bis zur Blattgrenze.

(Heller) Quarzit

Sehr zahlreich liegen helle Quarziteinschaltungen im Glimmerschieferkomplex. Es sind dies meist reine, weiß bis hellbraune, zuckerkörnige Gesteine mit plattigem Habitus. Die Bruchflächen sind eben. Beim Aufschlagen entstehen, je nach der Plattenstärke, kleinere oder dickere, fast würfelige Stücke.

Feine glimmerreiche (Hellglimmer) Lagen durchziehen das Gestein. Die schieferungsparallelen Hauptbruchflächen sind von einer feinen Glimmerhaut überzogen. Bei höherem Muskovitgehalt können Glimmerquarzite vorliegen.

Hauptverbreitung: In den Glimmerschieferarealen.

Marmor i. allg.

Sehr groß ist die Variationsbreite der Marmore. Reine, weiße, grobkristalline Calcitmarmorbänke sind in starkem Wechsel mit ehemals unreinen Kalkgesteinen. Dunkel- bis hellgraue, eher feinkörnige, vielfach gebänderte Arten sind ebenso häufig zu beobachten wie glimmerreiche bis Hellglimmermarmore. Auch feinkörniger, weißer bis grauer Dolomitmarmor konnte lokal nachgewiesen werden.

Hauptverbreitung: Vom Kalkkreuz/Walzkogel bis Kleintalgraben und weiter bis zur Blattgrenze.

Pegmatit

Die Gesteine zeigen eine helle weiße Farbe bei grobkörnigem typisch „pegmatitischem Gefüge“. Bis im cm-Bereich können die einzelnen Mineralkomponenten, hauptsächlich Feldspat (Plagioklas und Alkalifeldspat), Quarz, Muskovit und Turmalinstengel vorliegen. Fast häufiger als die groben Formen kommen auch mittelkörnige Typen mit z. T. recht deutlicher Schieferung vor, die dann von gneisigem bis granitgneisigem Aussehen sind.

Hauptverbreitung: Stets in Verbindung oder in Nähe der Marmorzüge, aber auch im Kristallin von Radegund.

Kalksilikatschiefer

Mittel- bis dunkelgraues, grünliches, teilweise hellgrün geflecktes oder leicht gebändertes, massiges und recht schweres Gestein.

Hauptverbreitung: Feine, geringmächtige Züge (bis wenige Meter) im Bockstallgraben.

2.2. Grauwackenzone (Veitscher Decke)

Gesteine der Norischen Decke der Grauwackenzone treten am Nordabfall der Gleinalpe zwischen Bruck a. d. Mur und Leoben über einem dem mittelostalpinen Kristallin auflagernden Streifen permomesozoischer quarzitischer Gesteine (Ranach-Serie) auf. Lithologisch sind dunkle, teilweise sandige und örtlich graphitische Schiefer mit Einschaltung dünnplattiger Kalke anzutreffen. Mächtigere Karbonatentwicklungen vom Typus der Triebensteinkalke oder Magnesitvorkommen fehlen. Fossilien treten ebenfalls nicht auf. Aus lithologischen Vergleichen kann diese Abfolge jedoch in das höchste Unterkarbon bis ? tiefste Oberkarbon gestellt werden. Von Bedeutung sind weitere Einschaltungen von im Vergleich zu den zuvor angeführten Gesteinen höher metamorphen Phylliten und Grünschiefern und im Utschgraben Schuppen von Marmoren und Amphiboliten.

Als Unterlagen für diesen Kartenabschnitt dienten die geologische Spezialkarte 1 : 75.000 Blatt Bruck/Mur (STINI & CZERMAK 1932) und eine Dissertation von

BÄK 1978, in der ein Profilstreifen entlang des Utschtales dargestellt wurde. Ein Vergleich beider Arbeiten zeigte, daß im Maßstab 1 : 50.000 – zumindest im vergleichbaren Gebiet – nicht mehr und wesentlich detaillierter auszuscheiden ist, als dies bei STINI & CZERMAK 1932 bereits geschah.

2.3. Paläozoikum von Graz

Über dem mittelostalpinen Kristallin des Gleinalpen-Rennfeldzuges liegt die große oberostalpine Schubmasse des Grazer Paläozoikums, das im Raum von St. Radegund unter Zwischenschaltung der Grenzzone des Schöckels auch dem Radegunder Kristallin auflagert. Zur Klärung der Problematik – Paläozoikum oder zentralalpines Mesozoikum – dieser Grenzzone, die sich aus einer Wechselfolge von Serizitschiefern, Kalkschiefern, Rauhwacken, Dolomiten und Sandsteinen aufbaut, kann mangels eigener Untersuchungen kein Beitrag geleistet werden. Es wurden diese Gesteine entsprechend der Kartierung des Schöckels durch CLAR 1933 zu einer einzigen Ausscheidung zusammengezogen, wobei er unter dieser Grenzzone einen Reibungsteppich altpaläozoischer Gesteine verstand. Später wurde als Alter für diese Einheit im Zuge deckentheoretischer Überlegungen und lithologischer Vergleiche zur Raasbergserie auch mesozoisches Alter in Erwägung gezogen (MAURIN 1959, FLÜGEL 1960), während FLÜGEL 1980 a aufgrund der auffälligen Bindung dieser Gesteine an den Schöckelkalk und ähnlichen Durchbewegungs- wie auch Metamorphosegrad und lithologischer Kriterien diese Frage als nicht geklärt bewertet.

Die Masse des Grazer Paläozoikums wird nach FLÜGEL 1972, TOLLMANN 1977 und GOLLNER et al. 1982 in 5 große Faziesbereiche gegliedert, die auch im Bereich des „Mittleren Murtales“ vorhanden sind.

- Rannachfazies
- Hochlantschfazies
- Tonschiefer (Schöckelkalk)-Fazies
- Hochschlagfazies
- Pelagische Fazies (Raum Laufnitzdorf/Breitenau)

Letztgenannte Faziesentwicklung tritt im Raum Laufnitzdorf/Breitenau auf. Aufgrund jüngster Untersuchungen (GOLLNER et al. 1982, THALHAMMER 1982) gehört ein Großteil der hier auftretenden Schichten zur Laufnitzdorf-Gruppe, die eine pelagische Faziesentwicklung des Zeitraumes Llandovery bis Givet darstellt. Auch die Dornerkogel-Gruppe, die bislang meist als Karbon eingestuft wurde (vgl. FLÜGEL 1975 a), wird nun dem Altpaläozoikum zugeordnet (THALHAMMER & TSCHELAUT 1983).

Eine weitere faziell und für die tektonische Auflösung des Grazer Paläozoikums bedeutende Entwicklung sind jene als Kalkschiefer-Folge bezeichneten Schichten, die vielfach als fazielles Bindeglied zwischen Rannach- und Hochlantsch-Fazies bezeichnet wurden (vgl. FLÜGEL 1975 a).

Ein grober lithologischer Vergleich sämtlicher Faziesbereiche zeigt, daß die Faziesdifferenzierung im Unter-Mitteldevon stattfand und sich die liegenden, vorwiegend vulkanoklastisch ausgebildeten Anteile weitgehend gleichen. Das war der Grund, diese Liegendeinheiten aller Faziesbereiche mit Ausnahme der Laufnitzdorf-Gruppe zu einer Farbausscheidung zusammenzufassen. Lediglich an einigen Stellen wurde durch Buchstabensymbole ihre Fazieszugehörigkeit angedeutet. Wo detaillierte Aufnahmen, meist im Zusammenhang mit Blei-Zink-Prospektionsarbeiten (WEBER 1974–1982) vorlagen, wurden innerhalb dieser Bereiche noch Detailausscheidungen durchgeführt.

Generell nimmt der Metamorphosegrad innerhalb dieser vulkanoklastischen Einheiten von W nach E zu.

In der Rannach-Fazies werden diese einige 100 m mächtigen Basiseinheiten als Schichten von Kehr (Silur – unteres Unterdevon) zusammengefaßt (Verbreitung Raum Stiwill, Kehr, Thal bei Graz).

In der Tonschiefer-Fazies reicht die vulkanoklastische Basisabfolge mindestens bis in das höhere Unterdevon bzw. ins Mitteldevon. Ihre Verbreitung kommt im Bereich Semriach – Taschen – Schrems – Peggau – Übelbach zu liegen, wobei aufgrund einer komplizierten Überfaltungstektonik aufrecht und invers gelagerte idente Schieferfolgen (= untere und obere Schiefer) eine Position unter bzw. über isoklinal verfalltem Schöckelkalk einnehmen.

Die tiefen Anteile der Hochschlag-Fazies, die im Bereich des „Mittleren Murtales“ lediglich im Bereich östlich Hochschlag auftreten, bilden die Heilbrunner Phyllite.

Über den o. g. vulkanoklastischen Basiseinheiten sind nun in allen Faziesbereichen vorwiegend karbonatische Schichtglieder entwickelt.

Die stratigraphische Zuordnung der einzelnen Schichtglieder ist aus Tab. 1 zu entnehmen.

2.3.1. Rannach-Fazies

Der gegenwärtige Kenntnisstand der stratigraphischen Gliederung der Rannach-Fazies ist bei EBNER et al. 1980 dargestellt. Bei der biostratigraphischen Einstufung der einzelnen Schichtglieder ergeben sich nicht nur in den vulkanoklastischen Basisanteilen, sondern auch in den unter- und mitteldevonen Anteilen Probleme, wo hauptsächlich mikrofossillere bzw. mikrofossilarne Flachwassergesteine vorliegen (vgl. EBNER 1980 a).

Die vulkanoklastisch ausgebildeten Basisabfolgen (Schichten von Kehr) können entsprechend FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1971 in einen tieferen, vorwiegend vulkanogenen (untere Schichten von Kehr) und einen sandig-kalkigen höheren Anteil (obere Schichten von Kehr) gegliedert werden. Chronostratigraphische Anhaltspunkte (Ludlow – Lochkov) wurden nur durch Conodonten aus Flaserkalk einschaltungen der oberen Schichten von Kehr erzielt. Die im Raum um Stiwill auftretenden mürben, gelben Sandsteine, die ursprünglich (FLÜGEL 1961) als Schichten von Stiwill von den Schichten von Kehr abgetrennt wurden, werden nun als lokale fazielle Entwicklung innerhalb der oberen Schichten von Kehr angesehen (FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1971).

Problematisch ist auch die Abgrenzung und Eigenständigkeit der Crinoiden-Schichten von den unterlagernden, in ihren hangenden Anteilen karbonatisch dominierten oberen Schichten von Kehr. Eine Klärung dieser Frage bringen evtl. zwei derzeit laufende Dissertationen (POLTNIG, FRITZ).

Eine ungeklärte fazielle Position nehmen aber auch die Brachiopoden führenden Crinoidendolomite von Eggenfeld ein, die mit tuffitischen Schiefen wechsellagern. Diese Schichten zwischen den Diabasen von Eggenfeld und Dolomiten der Dolomit-Sandstein-Folge repräsentieren nach Conodontenfunden ein Alter Ludlow (*Siluricus*-Zone) bis tiefstes Unterdevon (*woschmidt*-Zone) (EBNER 1976). In der Karte wurden diese Schichten gemeinsam mit den Crinoidenschichten ausgeschieden.

Die als periditale Küstenentwicklung erkannte Dolomit-Sandstein-Folge ist im engeren Raum um Graz gut in liegende Dolomit-Sandsteine (Dolomit-Sandstein-

Bank), Diabastuffe und Dolomite zu gliedern (FENNINGER & HOLZER 1978, EBNER et al. 1980 b). Im weiteren Rahmen um Graz ist eine derartige Dreigliederung nicht durchzuführen. Am Treffenberg bei Rein finden sich in ihr als Bildungen der Gezeitebene Dolomitmergel und -schiefer mit Flaserschichten, welliger Wechsellagerung und Linsenschichtung mit örtlicher Bioturbation (FENNINGER & HOLZER 1978, EBNER et al. 1980 a). Weiter im NW, Raum Plesch-Großstübing, verzahnt dann die Dolomit-Sandsteinfohle mit einer Wechselfolge von Plattenkalken, Flaserkalken, Kalkschiefern, Dolomiten, Silt-Sandsteinen und Tonschiefern (Kalkschiefer-Folge). Im Hangenden dieser Entwicklung tritt im Raum St. Pankrazen-Platzkogel wiederum eine Entwicklung auf, die weitgehend Anklänge an die Rannach-Fazies der näheren Umgebung von Graz zeigt (EBNER et al. 1979).

Über den Flachwasserbildungen der Kanzelkalke und deren Äquivalenten (Kalke des Platzkogel) setzt heterochron eine pelagische Flaserkalkentwicklung ein, die in den östlichen Bereichen von einer in ihrem stratigraphischen Umfang zunehmenden Schichtlücke im Bereich der Devon/Karbon-Grenze unterbrochen wird und örtlich bis in das Namur A andauert (KODSI 1967, EBNER 1975, 1977 a, 1978, 1980 a, b, EBNER et al. 1980). Die geringe Mächtigkeit (Meter-Dekameter-Bereich) dieser Flaserkalkeneinheiten und ihre nur durch mikropaläontologische Methoden (Conodonten) mögliche stratigraphische Zuordnung bringt für eine Kartendarstellung im Maßstab von 1 : 50.000 Schwierigkeiten mit sich. Es wurden daher sämtliche Flaserkalkentwicklungen zu einer Farbausscheidung zusammengefaßt, die durch Übersignaturen weiter zugeordnet werden können. Es sind dies:

- Sanzenkogelschichten (cu I – Namur A)
- Steinbergkalke inkl. Goniatitenbank (ob. Givet – do VI)
- Flaserkalke des Höllerkogels (Givet)
- Flaserkalke des Hahngrabens (? Givet)

Im Raum um Graz reicht in manchen Profilen (EBNER 1977 b, 1980 a, b) die Flachwasserentwicklung bis ins tiefste do I. Im Bereich des Platzkogel tritt in einer Kalk-Schiefer-Wechselfolge ebenfalls eine tiefst oberdevone Flachwasserentwicklung auf (EBNER et al. 1979).

Das hangendste Schichtglied der Rannach-Fazies stellen die Schichten der Dult (Namur B – ? Westfal A) dar. Wichtig ist, daß der Kontakt Sanzenkogelschichten – Schichten der Dult und die damit verbundene zeitlich geringe Schichtlücke nur erosionsbedingt ist (EBNER 1978).

Schichten von Kehr

Einige 100 m mächtige Einheit, die sich aus einer Wechsellagerung von gelblich-grünen, mergelig-tonigen Schiefern, Siltsteinen, Tuffiten, Tuffen und Diabasen zusammensetzt. In den hangenden Anteilen schalten sich Zehnermeter mächtige, gelbbraune Flaserkalke ein. Verbreitung im Raum Stiwoll, Kehr und Thalwinkel bei Graz.

Crinoiden-Schichten (incl. der Brachiopoden/Crinoiden-Dolomite von Eggenfeld)

Plattige, teilweise Crinoiden führende dunkle Kalke und Dolomite, gelbbraune Flaserkalke, Kalkschiefer und Tonschiefer mit einer Mächtigkeit bis zu 150 m. Größte Verbreitung im Raum Gösting-Thal, N von Stiwoll-Kehr, Basis der Rannach-Decke am Scharnkogel und beiderseits des Rötischgrabens.

Dolomitsandstein-Folge

Im Raum um Graz ca. 500 m mächtig, dreigeteilt in gelbbraune bis graue Sandsteine, Dolomitsandsteine (Dolomitsandsteinbank), buntgefärbte (rötlichviolette-grünliche) Aschentuffe bzw. -tuffite oder Lapillituffe.

Nach NW Raum Plesch, wo diese Gliederung nicht durchzuführen ist, bis auf ca. 1000 m Mächtigkeit anschwellend. Hier erfolgt eine fazielle Verzahnung mit der Kalkschiefer-Folge.

In der Hochlantschfazies ist die Dolomit-Sandsteinfolge als 500 m mächtige Abfolge von massigen bis gebankten dunklen, gut gebankten hellen und fein laminierten Dolomiten entwickelt, in denen Einschaltungen von 10 – 15 m mächtigen Dolomitsandsteinen und 10 – 20 m mächtigen fossilreichen Kalken vorliegen.

S des Buchkogels treten in der Rannach-Fazies über der Dolomitsandstein-Folge gelbbraun anwitternde Kalke, Dolomite und Rauchwacken („Braungesteine“) auf.

Barrandei-Schichten

Meist um 100 m mächtige, dunkelgraublaue, dickbankige Kalke mit örtlich reicher Korallen- und Brachiopodenführung (früher Dekorgestein !) mit charakteristischen ziegelroten Tonlagen auf den Schichtflächen. Lokal schalten sich in m-Mächtigkeit graue bis rote Ton-, Silt- und Kalkschiefer (Chonetenschiefer) oder Illitschiefertone ein.

Größte Verbreitung im Plabutsch-Buchkogelzug und im Rannachgebiet. In gleicher Signatur wurden auch dunkle, teilweise knollige Kalke ausgeschieden, die im Raum St. Pankrazen, Plesch, Mühlbacher Kogel, Platzkogel in stratigraphisch hoher Position in der Dolomitsandstein-Folge oder einer den Barrandei-Kalken entsprechenden Position anzutreffen sind. In der Hochlantschfazies treten Barrandei-Kalke etwa 40 – 50 m mächtig in Form dunkler, mikritischer, fossilreicher Kalke auf, die Einschaltungen graubrauner, sparitischer, biotritischer Lagen aufweisen. Bisweilen sind auch dm–m mächtige Schiefer und Sandsteine eingelagert.

Mitteldevondolomit

Im Hangenden der Barrandei-Schichten bzw. teilweise mit diesen verzahnend, finden sich max. 20 m mächtige, dunkelgraue, massige bis bankige Dolomite. Ihre Verbreitung liegt im Plabutsch-Buchkogelzug, der Rannach und im Raum St. Pankrazen-Platzkogel.

Kanzelkalk; Kalke des Platzkogels

Dickbankige bis massige hellgraue Kalke mit einer Mächtigkeit bis zu 100 m. Größte Verbreitung im Plabutsch-Buchkogelzug und auf der Rannach und der Kalke des Platzkogels im Bereich des Platz- und Höllerer-Kogels sowie um St. Pankrazen. Örtlich, z. B. Kanzel und E St. Pankrazen, sind in diesen Kalken geringmächtige Diabas-Tuffe eingeschaltet. Weiters sind besonders im Raum um Gratwein die Kanzelkalke ? metasomatisch in grobspätige Dolomit-Ankerit-Gesteine umgewandelt.

Am Platzkogel tritt über den Kalken des Platzkogel eine Dekameter mächtige Wechselfolge von hellgrauen gebankten Kalken und grünlichroten Schiefen auf, die dem tiefsten Oberdevon angehören.

Flaserkalke des Givet – Namur A

[Flaserkalke des Höllerkogels (Givet), Hahngrabens (? Givet), Goniatitenbank (höchstes Givet), Steinbergkalk (Oberdevon), Sanzenkogelschichten (Tournai – Namur A)],

Buntgefärbte Flaserkalke, Kalkschiefer und Bankkalke. Im Givet besitzen die Flaserkalke nur eine geringe Verbreitung (Höllerkogel, Hahngraben). Die Steinbergkalke und Sanzenkogel-Schichten zeigen eine aneinander gebundene räumliche Verbreitung auf der Rannach, dem Eichkogel bei Rein, um Gratwein, im Plabutsch-Buchkogelzug und am Steinberg. Lithologische Divergenzen zu den Steinbergkalken treten innerhalb der Sanzenkogel-Schichten nur in Form einiger m mächtiger Lydit- und Schieferereinschaltungen, besonders im Raum Gratwein-Au, auf. Die Mächtigkeit der Steinbergkalke (20 – 80 m) und die der Sanzenkogel-Schichten (wenige m – 30 m) ist durch ihre paläogeographische Position (vgl. EBNER 1980 a, b) bedingt. Vollständige, lückenlose Abfolgen über die Devon–Karbon-Grenze sind nur vom Eichkogel bei Rein (NÖSSING 1974, NÖSSING et al. 1977) und dem Forstkogel bei Steinberg (vgl. NÖSSING 1975, BUCHROITHNER et al. 1979, EBNER 1980 a, b) bekannt.

Dult-Schichten

Beginnend mit ca. 5 – 10 m mächtigen massigen bis dickbankigen, dunklen Kalken (Kalke der Dult). Hangend davon treten max. 50 m mächtige dunkle Schiefer (Schiefer der Dult) auf, die örtlich in ihren liegenden Teilen Einschaltungen schwarzer Birdseye-Kalke und Kalkschiefer

zeigen. Verbreitung am Eichkogel bei Rein, W von Gratwein-Au, dem Hausberg bei Gratwein, in der Dult und im Rannachgebiet, am Gaisbergsattel und S von Steinberg.

2.3.2. Hochlantsch-Fazies

Die stratigraphischen und faziellen Verhältnisse im Hochlantsch werden derzeit von einer Gruppe Grazer Dissertanten neu bearbeitet. Ein Teil der bemerkenswerten Neu-ergebnisse wurde bereits publiziert (GOLLNER 1981, ZIER 1981, GOLLNER & ZIER 1982).

Die für die Hochlantsch-Fazies charakteristischen Schichtglieder treten dabei in einer tektonischen Einheit auf, die aufgrund ihrer hohen Position mit der Rannach-Dekke des engeren Grazer Raumes vergleichbar ist.

Die Faziesdifferenzierung zur Rannach-Fazies erfolgte innerhalb des Mitteldevons über der Dolomitsandstein-Folge und den Barrandeikalken bzw. deren Äquivalenten (Schweinegg-Kalk).

Bei der Neubearbeitung der Hochlantsch-Fazies wurden, um den Empfehlungen der stratigraphischen Kommission der ÖGG gerecht zu werden, einige neue Formationsbegriffe notwendig (vgl. FLÜGEL 1980 b, GOLLNER 1981, ZIER 1981, GOLLNER & ZIER 1982). Der traditionelle Begriff der im Givet auftretenden Calceola-Schichten mußte eingezogen werden, da FLÜGEL 1980 b zeigen konnte, daß im Grazer Paläozoikum *Calceola sandalina* nicht auf die Calceola-Schichten beschränkt ist, sondern auch bereits in den Barrandei-Schichten auftritt, die im Raum der Teichalpe die Calceola-Schichten unterlagern. ZIER in GOLLNER & ZIER 1982 führt daher den Begriff Tyrnaueralm-Formation pro Calceola-Schichten ein. Für die Quadrigenium-Schichten, die nach FLÜGEL 1975 aufgrund von Korallenfunden ins höchste Givet gestellt werden, führt GOLLNER in GOLLNER & ZIER 1982 den Begriff Zachenspitz-Formation ein. Diese verzahnt faziell mit der Tyrnaueralm-Formation und dem basalen Hochlantschkalk und besitzt aufgrund von Conodontenfunden ein Alter oberstes Givet-Frasne.

Von der ca. 800 m mächtigen Flachwasserentwicklung der Hochlantschkalke fallen mindestens 600 m in das Oberdevon und reichen hier bis in den Zeitraum do II/III. Überlagert wird diese Karbonatplattformentwicklung analog zur Rannach-Fazies im obersten Tournai über einem Relief durch eine cm-dm-mächtige Brekzie (Komponenten von Hochlantschkalken in einer roten kalkigen Grundmasse) mit do II/III – ob. Tournai Conodontenmischfaunen. Diese Bildungen leiten in Cephalopoden führende mikritische Kalke und Lydite über. Die stratigraphisch höchsten Anteile dieses 90 – 100 m mächtigen Mixnitzer Karbons werden aufgrund von Conodontenfunden in das Namur B eingestuft (ZIER 1981, ZIER in GOLLNER & ZIER 1982).

Schichten der Hubenhalt

Diese gehen ohne scharfen Übergang aus der Kalkschiefer-Folge hervor und sind örtlich von dieser nur schwer zu trennen. Sie stellen eine an Flachwasserorganismen reiche ca. 100 m mächtige Wechsellagerung von dunklen, tonigen Plattenkalken und dunklen Dolomiten mit gelblichen Dolomiten bzw. dolomitischen Kalken an ihrer Basis dar. Vorkommen nur in einem schmalen Streifen am Kartenrand N Gscheidberg.

Tyrnaueralm-Formation

500 m mächtige Abfolge von Dolomiten, Sandsteinen, Rauchwacken, Vulkaniten (Tuffe, Tuffite, vulkanische Agglomerate, selten Diabase) und Kalken. Der tiefere dolomitische Anteil mit lithofaziellen Anklängen zur Dolomitsandstein-Folge leitet in einen kalkigen Teil über, in dem verschiedene Kalktypen – örtlich mit Korallen – Stromatoporen – Biostromen – auftreten. Die Vulkanite mit einer Mächtigkeit von einigen Dekametern sind sowohl in den dolomitischen wie auch in den kalkigen Anteilen eingeschaltet. Vorkommen im Bereich der Teichalpe, Tyrnauer Alpe und am Fuß der Roten Wand.

Zachenspitz-Formation

Östlich des Hochlantsch folgen im Bereich der Zachenspitze über der Tyrnaueralm-Formation dünnbankige, graue bis hellbraune, mikritische Kalke und massige bis dickbankige fossilreiche dunkle mikritische Kalke, örtlich mit Korallen/Stromatoporen-Biohermen in einer Mächtigkeit von ca. 400 m. Innerhalb dieser Entwicklung treten im tieferen Oberdevon noch geringmächtige Vulkaniteinschaltungen auf.

Hochlantschkalk

Massiger, meist ungeschichteter, hellgrauer bis rötlicher bis zu 800 m mächtig werdender Kalk, der den Hochlantsch-Röthelsteinstock E und den Schiffal W der Mur aufbaut.

Karbon von Mixnitz

An einer Stelle S des Mixnitzbaches werden die Hochlantschkalke, die hier bis in das tiefere Oberdevon reichen, von Flaserkalken und Lyditen des höheren Unter- und tieferen Oberkarbons überlagert.

2.3.3. Pelagische Fazies (Raum Laufnitzdorf/Breitenau)

In tektonisch tieferen Einheiten tritt am Hochlantsch-Nordabfall von Gams bei Rothleiten bis nördlich St. Jakob eine von GOLLNER et al. 1982 als Laufnitzdorf-Gruppe bezeichnete pelagische Entwicklung auf, die gravierende fazielle Unterschiede zur flachmarinen Hochlantsch- und Rannachfazies zeigt. Sie wird in eine liegende Hackenberger- (Untersilur - höheres Unterdevon) und die hangende Schattleitner-Formation (Obersilur - Givet) gegliedert und umfaßt biostratigraphisch (Conodonten) belegt den Zeitraum Llandovery (*amorphognathoides*-Zone) bis Givet (*varcus*-Zone) (GOLLNER et al. 1982). Möglicherweise bildet die von GOLLNER 1981 beschriebene Harberger-Formation (höh. Unterdevon - tiefstes Oberdevon), die in einer höheren tektonischen Einheit am Hochlantschnordabfall auftritt, die stratigraphische Fortsetzung dieser bis zu 250 m mächtigen pelagischen Faziesentwicklung bis ins tiefere Oberdevon.

Das Magnesitvorkommen der Breitenau erwies sich als innerhalb der hangenden Anteile (Obersilur - Unterdevon) der Hackenberger-Formation liegend (GOLLNER et al. 1982).

Nördlich von St. Jakob wird die Schattleitner-Formation tektonisch von der klastischen Dornerkogel-Formation überlagert. Letztere führt keine Fossilien. THALHAMMER 1982 sieht in ihr eine Bildung des $du - ? dm$, während in älteren Arbeiten für diese „grünen Sandsteine“ in ockerigen Schiefer „Karbon“ angenommen wurde (VACEK 1891, HERITSCH 1917, FLÜGEL 1952, SY 1957). Die fazielle Position der Dornerkogel-Formation (stratigraphisch Hangendes der Schattleitner-Formation oder teilweise fazielles Äquivalent) ist noch nicht geklärt (THALHAMMER 1982).

Hackensteiner-Formation

150–200 m mächtige Abfolge von basischen Vulkaniten und deren Abkömmlingen, Ton-, Silt- und Glimmersandsteinen, Lyditen, Dolomiten und Kalken (tuffogen beeinflusste Crinoidenkalke, Knollenkalke). Die Vulkanite und Klastika kommen dabei in den liegenden und mittleren silurischen Anteilen dieser Formation zu liegen, während die bis 46 m mächtigen Karbonate in den Hangendanteilen (Unterdevon) auftreten. Hier ist auch der Magnesit der Breitenau eingeschaltet. Verbreitung der Gesamtformation zwischen St. Jakob und Gams bei Rothleiten, wobei im Heuberggraben nur der mittlere Anteil, S St. Jakob der obere Anteil (Dominanz klastischer und kieseligere Gesteine) und zwischen Gams und Röthelstein die Gesamtformation auftritt.

Schattleitner-Formation

Diese um 100 m mächtig werdende Formation setzt mit dunkelblauen, gebankten bis massigen, tektonisch durchbewegten Kalken (6 m mächtig) ein. Darüber folgen Glimmersandsteine

und phyllitische Ton- und Siltschiefer (ca. 20 m). Der Hangendanteil beginnt mit hellgrauen bis blauen, 10 m mächtigen Stylolithenkalken und Kalkmarmoren, die von 4 m mächtigen Metatuffiten und massigen, eisenschüssigen Dolomiten überlagert werden. Den Abschluß bilden überwiegend Kalkmarmore (Mächtigkeit ca. 15 m). Vereinzelt finden sich in den Hangendanteilen auch Einschaltungen geringmächtiger Spatmagnesite.

Vorkommen N der Breitenau, W und NW des Dornerkogels.

Dornerkogel-Formation

In den liegenden Anteilen dieser nur schlecht aufgeschlossenen Formation finden sich N der Ortschaft St. Jakob dunkelgrüne bis grünblaue Sandsteine, dunkle Tonschiefer und vulkanoklastische Konglomerate. Der höhere Anteil (am Dornerkogel und als Deckscholle W des Ederkogels) besteht aus einer > 100 m mächtigen Wechselfolge von dm–cm-gebankten dunkelblauen bis grünlichgrauen Sandsteinen mit Streuglimmerführung.

Harrberger-Formation

Ca. 70 m mächtige Abfolge von grauen bis schwarzen, feinblättrigen Tonschiefern, in die graue Kalkbänke (bis zu 2 m mächtig), Dolomite, grünlichgraue Sandsteine, bis zu 1,5 m mächtige Lydite und Metatuffite eingeschaltet sind.

Verbreitung am Hochlantsch-Nordabfall SSW des Gehöftes Harrberger.

2.3.4. Tonschiefer-(Schöckelkalk-)Fazies

Gesteine dieses Faziesbereiches sind an die Schöckeldecke gebunden, die den Schöckel- und Tannebenstock, den Untergrund des Semriacher und Passailer Beckens, die Tasche und die Basis des Hochtrötsch aufbaut und S Übelbach zwischen dem Übelbach- und Stübingbachtal ihr Ende findet.

Die vulkanoklastischen, möglicherweise bis ins tiefere Mitteldevon reichenden, Basisanteile wurden von WEBER in EBNER & WEBER 1978 als Passailer Gruppe zusammengefaßt, die weiter in die Passailer Schichten, die Hundsbergquarzite und die Arzberg-Schichten gegliedert werden können. Letztere zeichnen sich durch ihre schichtgebundenen Blei/Zink-Vorkommen aus (Detailuntersuchungen WEBER 1974–1982). In den hangenden Anteilen der Tonschiefer-Fazies treten unter den Schöckelkalken auch häufig Striatoporen führende dunkle Kalke (Striatoporenkalke) auf.

In den stratigraphisch höchsten Anteilen folgt der grau-weiß-gebänderte Tektonit des Schöckelkalkes als Leitgestein. Aufgrund weniger Fossilfunde (vgl. FLÜGEL 1975 a, TOLLMANN 1977) wird er ins Givet eingestuft.

Unter Annahme der Zugehörigkeit zum Paläozoikum nimmt die auf S.107 erwähnte Grenzzone des Schöckels eine stratigraphische Position liegend des Schöckelkalkes ein. Unter den Schöckelkalken liegen auch die örtlich reich Korallen führenden Striatoporenkalke, die Eifel anzeigen. Auf der Karte wurde die Grenzzone des Schöckels und die Striatoporenkalke zu einer einzigen Ausscheidung vereint, um ihre Position im Liegenden des Schöckelkalkes auszudrücken.

Passailer Gruppe (Passailer Schichten, Hundsbergquarzit, Arzberg-Schichten)

Die 300 m mächtigen grüngesteinsbetonten Passailer-Schichten setzen sich aus (Meta-)Diabasen, Tuffen, Tuffiten und dunkelgrau pigmentierten Phylliten zusammen. Örtlich (E Semriach) werden sie von den bis zu 60 m mächtigen grobkörnigen, hellgrauen–gelblichen Hundsbergquarziten überlagert. Den Abschluß bilden die 300–500 m mächtigen, die Blei/Zink-Vererzungen führenden, Arzberg-Schichten. Diese unterscheiden sich von den Passailer-Schichten durch das Hinzutreten und Dominieren von karbonatreichen und kohlenstoffreichen Sedimenten (Schwarzschiefer, Karbonatphyllite, karbonatreiche Kohlenstoffphyllite, Bänderkalke).

Verbreitung im Bereich Semriach, Taschen, Schrems, Peggau, Übelbach.

Grenzzone des Schöckels, Striatoporenkalke

Am Schöckel-Südabfall tritt zwischen dem Schöckelkalk und dem Radegunder Kristallin in

einer Mächtigkeit bis zu 300 m ein aus Seritztschiefern, Kalk-Glimmerschiefern, Rauchwacken, Dolomiten und Sandsteinen bestehender Reibungsteppich auf.

Gemeinsam mit dieser Grenzzone wurden auch dunkelgefärbte, an Korallen (*Striatopora*) reiche Kalke und Kalkschiefer (Striatoporenkalke) ausgeschieden, die lokal (z. B. Badlgraben) unter den Schöckelkalken auftreten.

Schöckelkalk

Graublauer oder grau-weiß gebänderter halbmetamorpher Kalktektonit, der eine Mächtigkeit von einigen 100 m erreichen kann. Örtlich sind in den Schöckelkalken Karbonatquarzite eingeschaltet (z. B. Raum Guggenbach).

Vorkommen in einem schmalen Zug zwischen Waldstein und Rabenstein W der Mur und in großer Verbreitung E der Mur im Tannebenstock und am Schöckel.

2.3.5. Hochschlag-Fazies

Gesteine dieses Faziesbereiches werden auf der Karte nur NE von St. Erhard angetroffen. Über den vulkanoklastischen Basisbildungen der bis zu 450 m mächtigen Heilbrunner Phyllite mit div. geringmächtigen Grüngesteinseinschaltungen folgt dann die einige 100 m mächtig werdende Hochschlag-Gruppe, die sich nach THALHAMMER 1982 aus der liegenden Hochschlag-Formation und der stark vulkanoklastisch beeinflussten Aibel-Formation zusammensetzt. Altersmäßig wird zumindest die Hochschlag-Formation aufgrund von Korallenfunden außerhalb des Kartenblattes ins Eifel eingestuft.

Heilbrunner Phyllite

Diese eintönige Abfolge von div. Phylliten, dunklen teilw. kieseligen Schiefen und Seritztschiefern mit geringmächtigen Grüngesteinseinschaltungen tritt nur in den nordöstlichsten Teilen des „Mittleren Murtales“ auf.

Hochschlag-Formation

Diese setzt sich überwiegend aus blaugrauen, gebankten bis plattigen Kalken (Hochschlagkalke) zusammen. Untergeordnet finden sich darin Einschaltungen von dunklen Tonschiefern, Kalkschiefern und Dolomiten.

Vorkommen E und NE des Breitenauer Tales (Hochschlag).

Aibel-Formation

Diese Formation baut den Gipfel des Aibel NE St. Erhard auf und setzt sich aus unterschiedlich gefärbten, teilweise tektonisch durchbewegten Kalken, dunklen Ton- und Siltschiefern und basischen Vulkaniten zusammen.

2.3.6. Kalkschiefer-Folge

Am NW und N-Rand des Grazer Paläozoikums und an der Basis des Hochlantschstockes tritt eine heterogen zusammengesetzte kartiermäßig aufgrund der lateral wie auch vertikal rasch wechselnden lithologischen Verhältnissen nur schwer gliederbare Gesteinsabfolge auf, die als Kalkschiefer-Folge zusammengefaßt wird. Sie setzt sich aus einer Wechselfolge von dunklen, plattigen Kalken, massigen Kalken, Flaserkalken, örtlich Marmoren, Kalkschiefern, Dolomiten, Tonschiefern, Silt- und Sandsteinen (teils. tuffitisch) und vereinzelt Grüngesteinslagen zusammen. Tektonisch gehören diese Kalkschiefer-Folgen unterschiedlichsten Einheiten an (vgl. S. 123). Stratigraphisch umfaßt sie biostratigraphisch belegt unter Einbeziehung der Harrberger-Formation den Zeitraum Gedinne–do I (vgl. FLÜGEL 1975, BUCHROITHNER 1978, SCHÖNLAUB 1979, GOLLNER 1981). Im Bereich des Hochlantsch-Nordabfalls wurden gemeinsam mit der Kalkschiefer-Folge auch ein Teil der Ossekalken (VACEK 1891) ausgeschieden.

2.4. Oberkreide-(Gosau-)Vorkommen

Oberkreide-(Gosau)Schichten treten im „Mittleren Murtal“ in der Kainacher Gosau im Raum St. Bartholomä – St. Pankrazen, östlich Geistthal, an der Einmündung des Gamsbaches bei Rothleiten in das Murtal (Konglomerat von Gams) und am Ausgang der Bärenschützklamm (Bärenschützkonglomerat) auf. Die beiden letztgenannten Vorkommen sind in den tektonischen Bau des Grazer Paläozoikums mit einbezogen, die Kainacher Gosau lagert dem Grazer Paläozoikum transgressiv auf. Allerdings ist dieser Kontakt örtlich tektonisch überarbeitet (GRÄF in FLÜGEL 1975 a).

Werden die Abfolgen der Kainacher Gosau biostratigraphisch in den Zeitraum Obersanton/Untercampan – Obercampan/Maastricht eingestuft, so gingen die Ansichten über die isoliert liegenden und fossilfreien Vorkommen des Gamsgrabens und der Bärenschützklamm weit auseinander. Neben ihrer Interpretation als tektonische Brekzien (JESENKO 1949) sah VACEK 1891 in ihnen die Basisbildungen des damals allerdings triadisch eingestuften Hochlantschkalkes, HERITSCH 1906 sieht in ihnen Devon, während zuletzt WINKLER-HERMADEN 1951 sie mit den oberhelvetischen Hangendkonglomeraten von Leoben verglich. Ihr ? oberkretazisches Alter geht auf MOHR 1911, HERITSCH 1914 und WAAGEN 1937 zurück. Detailuntersuchungen in diesen problematischen Gosauvorkommen werden zur Zeit von Grazer Dissertanten durchgeführt.

Das große Oberkreidevorkommen von Kainach (letzte Detaildarstellungen durch GRÄF in FLÜGEL 1975 a, GRÄF 1972, 1974, GRÄF et al. 1980, TEICHMÜLLER 1981) besitzt auf den ÖK 50 Blättern Köflach und Voitsberg seine größte Ausdehnung. Ihre bis in das „Mittlere Murtal“ reichenden östlichsten Anteile werden im Bereich um St. Pankrazen dem Hauptbecken zugeordnet, während die isoliert liegenden Kreideschichten um St. Bartholomä dem Nebenbecken angehören.

Hauptbecken

Basiskonglomeratfolge (Obersanton–Untercampan)

Rotgefärbte Konglomerate mit Dominanz von paläozoischen Karbonat- und Grüngesteinskomponenten (max. Ø bis 50 cm) in einem sandig-tonigen Bindemittel. Lokal Zwischenschaltung siltig-sandiger Lagen und von gebankten Sandsteinen und Feinkonglomeraten. Gesamtmächtigkeit bis etwa 300 m. Im Bereich der Karte treten sie nur in einigen Kleinvorkommen W des Höllerkogels bis N WH Abraham auf. Ihre größte Verbreitung besitzen sie außerhalb der Karte in einem zum Grundgebirge parallelen Streifen von E Geistthal bis NW Kainach.

Bitumenmergel-Folge (Obersanton bis Untercampan)

Teilweise feingeschichtete, bituminöse Mergelkalke, Mergel und kalkige Sandsteine mit lokaler Einschaltung von geringmächtigen Kohlenflözen. Mächtigkeit 80–100 m. Sie stellen eine grundgebirgsnahe fazielle Vertretung der Basiskonglomeratfolge im Bereich N WH Abraham bis St. Pankrazen dar.

Hauptbeckenfolge (Untercampan)

Die oben beschriebenen Basisbildungen werden durch die marine 1000–1200 m mächtige Hauptbeckenfolge (Wechselagerung von Feinkonglomeraten, Sandsteinen, Grauwacken, Silt- und Tonschiefern mit örtlichem Flyschcharakter) überlagert. Im Bereich der Karte treten sie zwischen dem WH Abraham und St. Pankrazen auf. Ihre größte Verbreitung liegt im Bereich Kainach-Afling außerhalb der Karte.

Nebenbecken

Zementmergel-Folge (Obercampan – Maastricht)

In der Umgebung von St. Bartholomä wird die Hauptbeckenfolge von der Zementmergel-Folge

ge überlagert. Diese ca. 250 m mächtige Folge baut sich überwiegend aus hellgrau- bis gelblichgrauen Mergeln („Zementmergel“) mit Zwischenlagerung von Sandsteinen und Schiefen auf. Untergeordnet eingeschaltet finden sich als Reste aufgearbeitete Rudistenriffe (Hippuriten-Trümmerkalke), deren Vorkommen nur lokal beschränkt ist und oft nur Kubikmetergröße besitzt.

? Oberkreidevorkommen

Konglomerat von Gams und Bärenschützklammkonglomerat

Rotgefärbte, kalkig gebundene Konglomerate mit teilweise schlecht gerundeten Komponenten [graue bis rötliche Kalke (teilw. Trias), Dolomite, rote und graue (glimmerige) Sandsteine und sandige Schiefer, Hornsteine, hornsteinführende Kalke, Lydite, Diabase, Granat-Amphibolite]. Verbreitung am Ausgang des Gamsgrabens und am Fuß der Bärenschützklamm.

2.5. Tertiär

In das Grazer Bergland greift von SE her in zahlreichen Buchten das Steirische Tertiärbecken ein. Die Schichtfolgen des eigentlichen Tertiärbeckens beginnen am Grundgebirgsrand stets mit aufgewittertem Grundgebirge, verschiedenzeitigen Roterdebildungen und örtlich Kalkkonglomeraten. Detailinformationen über die stratigraphisch/faziellen Verhältnisse finden sich bei KOPETZKY 1957, KOLLMANN 1965, FLÜGEL 1975 a, c.

Schichten des Karpats treten neben dem Tertiär des Utschtales, das noch dem Tertiär von Leoben zugerechnet wird, lediglich im Konglomerat von Stiwoll auf, dessen karpatisches Alter man lediglich aufgrund seiner erosionsdiskordanten Überlagerung durch Unterbadeniern zu erkennen glaubt. Ein Alter oberes Karpat bis unteres Badenien muß aber auch für die kohleführenden Schichten des Passailer Beckens angenommen werden, da in diese Schichtfolge vulkanische Glastuffe eingelagert sind, die im Steirischen Becken einen Zeitraum oberes Karpat bis unteres Badenien markieren (vgl. EBNER 1981).

Die badenischen Ablagerungen sind mit Ausnahme einiger weniger kleiner Vorkommen bei Gratwein und Wildon auf Bereiche W der Mur beschränkt. Hier ist eine Faziesdifferenzierung von terrestrischen über limnisch-fluviatile Bildungen bis in eine marine (Lagunen- und Riff)Fazies zu beobachten. Wesentlich für die Faziesdifferenzierung ist einerseits das Relief des Grundgebirgsrandes und andererseits die im Untergrund verborgene Mittelsteirische Schwelle. Wichtige grobe Korrelationsmittel stellen auch Bentonit- und Glastuffvorkommen dar, die in sämtlichen Faziesbereichen in mehreren, lateral allerdings oft nur kurz anhaltenden Niveaus auftreten (EBNER 1981, EBNER & GRÄF 1982 a, b).

In geschützten Grundgebirgsbuchten lagerten sich limnische Ablagerungen mit Kohlentonen, Mergeln, Süßwasserkalken und Sanden ab, während teilweise zeitgleich oder diese überlagernd fluviatile Schotter auftreten (EBNER & GRÄF 1979). In den limnischen Bereichen, die in Grundgebirgsnähe in terrestrische Schuttbildungen und Konglomerate übergehen, liegen eine Reihe ehemals bebauter Lignitvorkommen (Rein, Stiwoll, St. Bartholomä, St. Oswald, Thal, Mantscha, Webling). Interessant ist vielleicht die Feststellung, daß einige dieser Grundgebirgsbuchten große Tiefen aufweisen. Im Becken von Rein verblieb beispielsweise eine unweit vom Paläozoikum angesetzte Bohrung bis 180 m Tiefe noch im Tertiär (PETRASCHECK 1925); ähnliche Verhältnisse wurden auch im Becken von Eisbach angetroffen. Von kohlengeologischer Seite wäre es daher im Vergleich mit den Verhältnissen des Voitsberger Raumes reizvoll zu klären, inwieweit im Beckentiefsten dieser „Löcher“ evtl. noch karpatische Anteile vorhanden sind.

Entlang der Linie Seiersberg–Tobelbad gehen dann die limnisch-fluviatilen Ablagerungen des unteren Badenien in brackische und marine Schichten über. Als Grenzsteine dieser Faziesgrenze dienen Funde mariner Mikro- und Makrofossilien und in der Bohrung Puntigam bei Graz auftretende Leithakalke (PAPP 1953, RÖGL 1975, FLÜGEL 1975 b, c). Die marinen Schichten des Badenien werden in der Lagunenfazies als Florianer Schichten bezeichnet, die detailliert 1957 durch KOPETZKY eine Bearbeitung erfuhren. Im Bereich der Mittelsteirischen Schwelle im Raum Wildon sind Leithakalk-Schichten als das fazielle Äquivalent der Florianer Schichten zu betrachten.

Über den badenischen Schichten folgt ein breiter Streifen von Sarmat. Wichtig ist, daß marines sandig-tonig ausgebildetes Untersarmat in Form der örtlich Grünerde führenden Waldhofschichten im Becken von Thal große Verbreitung besitzen. Die Abgrenzung dieser marinen sarmatischen Schichten zu den unterlagernden kohlenführenden limnisch-fluviatilen Abfolgen ist im Gelände, sofern keine eindeutigen Fossilfunde zur Verfügung stehen, problematisch. Im Thaler Becken wurde dabei einer unveröffentlichten Manuskriptkarte von NEPPEL und einem dazugehörigen Aufnahmebericht aus dem Jahr 1939 gefolgt. E der Mur sind untersarmatische Schichten in Kleinvorkommen N von Graz zu finden, während sie flächenmäßig in großer Verbreitung SE von Graz auftreten, wo von KOLLMANN 1965 das gesamte sandig/tonig ausgebildete Sarmat aufgrund mikropaläontologischer Kriterien auch kartenmäßig in Unter-, Mittel- und Obersarmat untergliedert werden konnte.

Die nördlichsten Fundpunkte marinen Obersarmats finden sich bei Raaba und auch noch E von Graz. Im Grazer Stadtgebiet ist das Obersarmat in Form der limnischen sandig-tonigen Gleisdorfer Schichten ausgebildet. Diese bilden nicht nur die Basis der Höhenzüge im östlichen Grazer Stadtgebiet, sondern sind auch im Untergrund der Stadt selbst anzutreffen (vgl. FLÜGEL 1975 b). Ein zeitgleiches Äquivalent zu ihnen stellt in grundgebirgsnahen Bereichen NE von Graz die Untere kohlenführende Serie von Weiz dar, die außerhalb des dargestellten Gebietes mitunter reiche Fossilführung zeigt (vgl. FLÜGEL 1975 a). Im Bereich der Karte führt sie mit Ausnahme von einigen Pflanzenfunden (Raum Kumberg) kaum Fossilien, sodaß ihre stratigraphische Einstufung hauptsächlich aufgrund lithologischer Vergleiche erfolgt. Wie schon im Namen dieser Einheit verankert, finden sich hier Vorkommen von Kohlen (Ligniten), die zeitweise auch abgebaut wurden (Wenisbuch, Niederschöckel, Kumberg).

Nach einer Erosionslücke folgen dann weit auf das Grundgebirge übergreifend die vornehmlich kiesig-sandigen und untergeordnet tonigen Ablagerungen des Pannon. Pannon B mit fossilreichen Tönen wird nur im südöstlichsten Bereich des „Mittleren Murtales“ angetroffen. Am nördlichen Grundgebirgsrand, wo östlich des dargestellten Gebietes tonig ausgebildetes Pannon B in großer Verbreitung und teilweise kohlenführend auftritt (Obere kohlenführende Schichten von Weiz), konnte diese Stufe noch nicht nachgewiesen werden.

KOLLMANN 1965 gliederte das Pannon C des Oststeirischen Beckens in niveaubeständige Kieszüge (Kapfensteiner-, Kirchberger-, Karnerberg-Schemerlschotter) und dazwischenliegende sandig/tonig ausgebildete Zwischenserien. Die Kieszüge wurden nur dort innerhalb des Pannons mit Übersignatur ausgeschieden, wo sie direkt aus den Detailkartierungen von KOLLMANN 1965 übernommen werden konnten. In den nördlich anschließenden Bereichen, wo keine Detailaufnahmen vorlagen, wurde diese Gliederung nicht durchgeführt, zumal sich auch gezeigt hatte, daß mit Annäherung an den Beckenrand die Gliederung in Schotterzüge und Zwischenserien immer weniger

signifikant wird und die Kiesanteile zunehmen. Hier wurden lediglich einige Kiesvorkommen, die bei Kontrollbefahrungen entlang der Bewegungslinien festgestellt wurden, durch Übersignatur vermerkt.

Die Grenzziehung Sarmat/Pannon ist auch mit Unterstützung der Mikropaläontologie bei der Kartierung aufgrund der Faunenarmut recht schwierig und beim Fehlen von Mikrofaunen oft stark subjektiv gefärbt. Es wurde bei der Kartierung derart vorgegangen, daß die Grenze mit dem Einsetzen der ersten mächtigen lateral anhaltenden Quarzkieszüge fixiert wurde.

Ein Teil der Ausscheidungen, die in diesem Streifen vorgenommen wurden, geht auf publizierte Arbeiten und nicht veröffentlichte Manuskriptkarten von H. HÜBL zurück.

Im Jungtertiär bildeten sich mit der Heraushebung des Alpenkörpers im Grundgebirge ab dem Sarmat (vgl. WINKLER-HERMADEN 1957) auch heute noch erkennbare hochliegende Verebnungsflächen aus, die teilweise noch geringmächtige sandig-kiesige Sedimente oder tiefgründige Bodenbildungen tragen. Im allerjüngsten Tertiär greifen diese Flächen auch auf das Tertiär über und tragen viel zur Morphologie der nach SE abfallenden Hügelländer E und SE von Graz bei, wobei im Geländehöchsten oft noch Decken tiefgründiger Bodenbildungen, die das eigentliche Tertiärsediment vollständig verhüllen, vorliegen.

Verschiedenzeitige Basisbildungen des Tertiärs

Rotlehme, Rotschutt, Eggenberger Brekzie, aufgewitterte paläozoische Schiefer und kristalline Gesteine

Derartige Bildungen treten an den Grundgebirgsrändern häufig als Übergang zu den Tertiärsedimenten auf. Ihre Zusammensetzung ist von der Lithologie des Grundgebirges abhängig. Als Festgesteine treten besonders Kalkbrekzien (Eggenberger Brekzie), die in der Umgebung von Graz eine große Verbreitung besitzen, in Erscheinung. Sie besitzen meist ein ziegelfarbenes bis rötlichgelbes, kalkiges Bindemittel und führen unterschiedlich große, meist eckige, paläozoische Kalk- und Dolomitbruchstücke.

Karpat

Konglomerat von Stiwoll

Grobbankiges Konglomerat mit meist faustgroßen Geröllen (paläozoische Kalke und Dolomite) mit hellgrau-mergeligem Zement. Zwischenschaltung einzelner mergeliger Sandsteinbänke. Verbreitung W und E des Stiwollbaches N Stiwoll.

Karpat bis unteres Badenien

Tertiär des Utschtales/Tertiär des Passailer Beckens

Tonig-sandig-kiesige Ablagerungen, die örtlich (Passail) Braunkohlen und Tuff (Bentonit)-Einschaltungen führen.

Unteres Badenien

Limnisch-fluviatile Entwicklung (Reiner Schichten, Eckwirtschotter)

Entlang der Linie Lannach–Tobelbad–Pirka gehen die marinen Florianer Schichten nach NW in limnisch-fluviatile (tonig-sandig-kiesige Schichten) über. Als Kriterium für die Zuordnung zur limnischen Entwicklung (Reiner Schichten) war das Auftreten von Süßwasserkalken und Kohlen maßgeblich. Kennzeichnend für den fluviatilen Bereich sind Grobkiese (Eckwirtschotter).

Die limnische Entwicklung (Reiner Schichten) mit Wechselfolgen von teilweise Kohlen führenden Tonen, Mergeln und Sanden sowie untergeordnet Kiesen, tritt besonders in geschützten Grundgebirgsbuchten (St. Bartholomä, Eisbach, Rein, Thal, Mantscha) auf. Ihre Mächtigkeit ist unbekannt, im Reiner Becken beträgt sie mindestens 180 m. Ungeklärt ist, ob davon ein Teil auch noch dem Karpat zuzuordnen ist. Die Maximalmächtigkeit der Süßwasserkalke liegt im Reiner Becken im Dekameterbereich. Süßwasserkalke sind in diesem Becken häufig an den Beckenrand gebunden

und gehen lateral über Süßwasserkalkbrekzien häufig in terrestrischen Rotschutt oder Eggenberger Brekzien über. Als Einschaltungen innerhalb der Reiner Schichten finden sich max. dezimetermächtige Bentoniteinschaltungen (vgl. EBNER 1981, EBNER & GRÄF 1979, 1982 a, b). Die fluviatilen Abfolgen mit Wechselfolgen von Sanden und meist groben, häufig zersetzten Kristallingeöll führenden Kiesen (Eckwirtschotter) bauen die Höhenzüge von Stiwoöll–St. Bartholomä–Kugelberg auf und finden im Felbergraben NE von Gratwein ihr Ende. Örtlich treten in ihnen verfestigte Konglomeratlagen auf. Die Mächtigkeit dieser Kiese beträgt mindestens 120 m. Beckenwärts nimmt ihre Korngröße ab, sodaß der fazielle Charakter, limnisch oder fluviatil, nicht mehr eindeutig bestimmbar ist.

Marine Entwicklung:

Florianer Schichten

S schließen an den limnisch-fluviatilen Ablagerungsbereich die Florianer Schichten an, die im Raum Pöls besonders gut zu gliedern sind (KOPETZKY 1957):

10– 20 m	Verlandungssedimente	
20 m	Hangendsande, Bruchschill	
1 m	Tuff, Bentonit	
20 m	Wechsellagerung	
10– 15 m	Glimmersande	
10 m	2. Grobsandhorizont	} 5–10 Feinsande – 1 m Tuff, Bentonit 1– 3 m Pölser Mergel 10–15 m Glimmersande
21– 29 m	Mergelzone	
20– 25 m	Basisgrobsande	
5– 10 m	Übergangszone	

Leithakalk-Schichten

Im Untiefenbereich der Mittelsteirischen Schwelle werden die Florianer Schichten (Lagunenentwicklung) durch die Leithakalk-Schichten faziell vertreten. Am Kartenblatt sind diese in den Höhenzügen um Weißenegg anzutreffen. Sie gliedern sich folgend:

Hangend

- 2–4 m Nulliporen-Hangendkalk
- 50 m sandig, tonig, mergeliges Zwischenpaket
- 45 m Nulliporenkalk

Die nördlichsten marinen Vorkommen von Badenien werden in Kleinaufschlüssen um den Sender Dobl, S des Rehabilitationszentrums Tobelbad und in den Bohrungen von Pirka und Puntigam festgestellt (vgl. KOLLMANN 1965, PAPP 1953, FLÜGEL 1975 b, RÖGL 1975).

Untersarmat

Am NW Beckenrand liegt es in Form der marinen Waldhofsichten (hell- bis dunkelolivgrüne Tone, Tonmergel, graue Sande, Feinkiese mit gelegentlicher Einschaltung von kohligen Schmitzen und Grünerden) vor. Im Becken von Thal verzahnen diese Schichten mit m-mächtigen weißen fossilführenden Kalken und Kalksandsteinen. E der Mur sind die Waldhofsichten auf Vorkommen im Pailgraben und um Neustift/Andritz beschränkt. Im Beckenbereich tritt Untersarmat (Tonmergel mit Sand- und Kieslagen) S von Hausmannstätten, im Bereich Wutschdorf–Mellach–Murberg auf. Seine Mächtigkeit liegt um 200 m.

Mittelsarmat

Meist gutgeschichtete Tone (Mächtigkeit um 130 m), die an den oben erwähnten Streifen von Untersarmat anschließen und im Bereich von Gnaning–Hühnerberg–Hausmannstätten–Grambach auftreten.

Obersarmat

Dem Obersarmat zugeordnete Tone, Tonmergel, Sande, Feinkiese treten im Raum Graz an der Basis der Hügelketten des östlichen Stadtrandes auf. Sie stellen Äquivalente der limnischen Gleisdorf-Schichten dar. Liegend von ihnen tritt zwischen Spielerhof und dem Felbesbachtal vorwiegend marines, toniges Obersarmat auf. Als zeitliches Äquivalent der Gleisdorfer Schichten gilt auch die untere kohlenführende Serie von Weiz und die kohlenführenden Schichten von Weinitzen, Niederschöckel, Kumberg, Gschwendt und Klein-Semmering. Letztere setzen sich über basalen und randlichen Aufwitterungsbildungen aus Wechselfolgen von grünlichen bis graublauen Tonen, Feinsanden und Mergeln mit Einschaltung von selten über 1 m mächtig werdenden Flözen

von Weichbraunkohlen zusammen. Sarmatische Schichten wurden weiters in den Bohrungen von Pirka, Puntigam und im Stadttinneren von Graz nachgewiesen. Ihre Mächtigkeit beträgt hier mit Ausschluß der Gleisdorfer Schichten etwa 300 m (vgl. FLÜGEL 1975 b, RÖGL 1975).

Pannon

Limnisch-fluviatil ausgebildetes Pannon folgt mit Erosionsdiskordanz über sarmatischen Schichten und greift am Beckenrand weit auf das Grundgebirge über. Mit Ausnahme einiger im Rannachgebiet liegender Restvorkommen bildet es eine zusammenhängende Ablagerungsmasse, die die Höhenzüge S der Linie Platte–Fölling–Rabnitz–Gschwendt aufbaut. Die Grenzziehung zum Sarmat ist problematisch. Tonige Schichten (Congerierschichten) des Pannon B treten im Bereich des „Mittleren Murtales“ nur N Empersdorf auf. Das vorwiegend sandig-kiesig ausgebildete Pannon C ist in Beckenbereichen gut durch Schotterzüge gegliedert. Zwischen den einzelnen, unterschiedlich mächtigen Schotterzügen (vom Liegenden zum Hangenden: Kapfensteiner Schotter, Kirchberger Schotter, Karnerberger Schotter und die karbonatgeröllführenden Schemmerlschotter) treten die vorwiegend sandig-tonigen „Zwischenserien“ auf. Die Mächtigkeit des gesamten Pannon C beträgt im Raum Nestelbach/Schemmerl ca. 120 m, wobei die Mächtigkeit der einzelnen Schotterzüge, die sich bereichsweise auch vereinigen können, zwischen einigen m und dem Dekameterbereich schwankt.

Astium/Piacenzium

Jüngsttertiäre, geringmächtige Sande und Schotter treten auf Verebnungsflächen auf, die im Grundgebirge eingesenkt sind (Buchebensattel, Tanneben, Semriacher Becken, Kalkleitenmöstl).

2.6. Quartär

Neben alluvialen Talfüllungen, Schuttfächern, Hangschutt- und Bergsturzmassen treten im Quartär des „Mittleren Murtales“ vor allem pleistozäne Terrassensedimente auf.

Einer exakten zeitlichen wie auch stofflichen Korrelation sämtlicher Terrassensysteme müßte eine intensive Detailstudie vorausgehen. Außerhalb des Murtales werden auf der Karte die Terrassenkörper daher nur pauschal als „Pleistozänterrassen unbestimmten Alters“ bezeichnet. Auch im Bereich des Murtales wurde auf Grund oben genannter Gründe die Alterszuordnung nur sehr großzügig durchgeführt. So ergab sich öfters auch die Notwendigkeit, innerhalb einer Farbauscheidung durch Einzeichnung von Terrassenkanten eine weitere Untergliederung dieser Ausscheidung anzudeuten.

Neben diesen durch kaltzeitliche Schotterakkumulation und warmzeitliche Erosion entstandenen Terrassenkörpern kam es zusätzlich in den Kaltzeiten zu Ausblasungen der Schotterfluren und Anwehungen von Lößlehmdecken auf höheren Niveaus. Örtlich können diese durch warmzeitliche Bodenbildungen noch weiter untergliedert werden.

Ein Fixpunkt für die stratigraphische Zuordnung der Terrassen ist die örtlich in weitere Fluren gegliederte Hauptterrasse des Grazer Feldes, die aufgrund von Vertebratenfunden dem Würmglazial zugeordnet wird. Dieses Terrassensystem wurde von WINKLER-HERMADEN 1955 gemeinsam mit den holozänen Terrassen als „Untere Terrassengruppe“ zusammengefaßt. Wirtschaftlich bedeutend ist vor allem die Hauptterrasse aufgrund ihrer qualitativ hochwertigen Schotter (Durchschnittsmächtigkeit ca. 20 m). Räumlich besitzt dieses Terrassensystem im Grazer Feld und unterem Kainachtal die größte Verbreitung. Weiters sind die tiefsten Terrassen des Straßengler Feldes, bei Friesach, Peggau-Deutschfeistritz, Frohnleiten und ab dort Murtal aufwärts diesem System zuzuordnen. Örtlich werden die Würm-Schotter von bis zu 2 m mächtigen Lößlehm überlagert. Letztere bedecken teilweise auch die Hänge des Grazer Berglandes im Bereich des Murtales.

Bildungen der Riß-Zeit („Tiefere Terrassengruppe“) werden auf der Karte in einer kleinen Hangleiste W Graz/Krottendorf und in der Flur von Windorf/Weitendorf (5 m sandig-schottriger Basiskörper, max. 5 m Lehmdecke) ausgeschieden.

Morphologisch erhebt sich darüber W der Mur die „Mittlere Terrassengruppe“ (Kaiserwaldterrasse; 15 m sandig-schottriger Basiskörper bis 10 m Lehmhaube), die zeitlich lediglich als Praeriß-Bildung datiert wird. Morphologisch noch höher und ebenfalls nur mit Praeriß eingestuft liegt die Liebochwaldterrasse (11 m sandig-schottriger Basiskörper, 4–6 m Lehme), die sich von Dobl nordwestlich das Kainachtal aufwärts etwa bis SW Hitzendorf erstreckt (LEDITZKY 1975 a, b). Ihre Abgrenzung zum Tertiär hin ist aufgrund der spärlichen Aufschlüsse und lithologischer Ähnlichkeit mit dem limnisch-fluviatilen Badenien problematisch. Morphologisch zeigt sie in ihrem Zertalungsgrad eine Zwischenstellung zwischen dem reich zergliederten Tertiär und der gleichmäßig nach S abfallenden Kaiserwaldterrasse.

E der Mur wird eine detaillierte kartenmäßige Gliederung und zeitliche Einstufung der Terrassen durch die starke Verbauung des Grazer Feldes erschwert. Daher werden hier auf der Karte sämtliche Terrassen über der Hauptterrasse des Grazer Feldes ebenso wie die höher gelegenen Terrassen des Murtales oberhalb von Graz als „Praewärm-Terrassen des Murtales“ bezeichnet. Darunter verbergen sich zeitlich verschiedene Bildungen, die mit dem Helfbrunner-Niveau = Windorfer Flur (z. B. Ziegelei Baltl, St. Peter), der Mittleren Terrassengruppe (z. B. Ziegeleien von Messendorf und St. Stefan/Gratkorn) oder der Oberen Terrassengruppe (z. B. Rutschgebiet der Ziegelei Wienerberger/St. Peter) vergleichbar sind. Andeutungsweise sind diese höheren Terrassensysteme auch im Raum Frohnleiten durch Einzeichnung der Terrassenkanten dargestellt.

Detailinformation über die Terrassengliederung im „Mittleren Murtal“ und ihre stratigraphische Zuordnung findet sich in den Arbeiten von HILBER 1912, WINKLER-HERMADEN 1955, 1963, FINK 1961, 1965, MORAWETZ 1961, FLÜGEL 1960, 1975 a.

3. Der tektonische Großbau

Durch die zum Quartär hin ausklingende alpidische Gebirgsbildung zeigen die Quartärschichten keine und die Tertiärablagerungen höchstens eine geringe tektonische Verstellung. Die Oberkreideschichten weisen dagegen bereits wesentlich stärkere tektonische Beanspruchung (Verfaltung, Brüche) auf und sind teilweise auch in einen Schuppen- (Gamskonglomerat) und möglicherweise auch Deckenbau (Bärenschütz-konglomerat) mit einbezogen. Das Grazer Paläozoikum, die Grauwackenzone und das Kristallin zeigt hingegen eine intensive, z. T. mehraktige tektonische Verformung mit Falten- und Überschiebungsstrukturen.

Die Angabe der Lagerungsverhältnisse in den einzelnen Kartenbereichen kann nur relativ großzügig erfolgen, da in den der Karte zugrundeliegenden Unterlagen stark unterschiedliche Kategorien von Fallwerten ausgeschieden wurden.

Entsprechend dem ostalpinen Deckenschema wird das prätertiäre Grundgebirge der mittel- und oberostalpinen Deckeneinheit zugeordnet.

Das mittelostalpine Kristallin des Gleinalpen–Rennfeldzuges wird nördlich (Veitscher Decke der Grauwackenzone) wie auch südlich (Grazer Paläozoikum) von oberostalpinen Deckeneinheiten überlagert. Ebenfalls dem Mittelostalpin gehört das Kristallin von St. Radegund an. Zentralalpines Mesozoikum als Deckenscheider zwischen diesen beiden Einheiten tritt gesichert nur in der sog. Rannach-Serie am Nordabfall

der Gleinalpe auf. Auf die Problematik der mitunter als ? mesozoisch bezeichneten Grenzzone des Schöckels als Äquivalent der Raasberg-Serie (MAURIN 1959, FLÜGEL 1960) wurde bereits hingewiesen (vgl. S.107). Weiters finden sich im östlichen Breitenauer Tal (Bereich des Häuslerkreuzes, Ederkogel) als tektonische Einschaltungen innerhalb des Paläozoikums karbonatreiche Serizitquarzite, die nach FLÜGEL 1978 möglicherweise tektonisch aufgeschupptes mittelostalpinen Mesozoikum darstellen könnten.

Intern zeigt das Gleinalpen-Kristallin einen großen Antiklinalbau mit NE-SW gerichteten Achsen. Diese liegen im allgemeinen flach, lokal können sie jedoch sanft gegen NE wie auch SW abtauchen. Im Kern der Großfalte liegt der vulkanogene Komplex. Die nördliche Flanke der Gleinalpe wird nach Auflagerung der permomesozoischen Rannach-Serie von der Veitscher Decke, der Grauwackenzone gebildet. Die südliche Flanke zeigt zunächst ein mächtiges gegen SE einfallendes Schieferpaket, dem zum Hangenden hin durch eine klare tektonische Linie begrenzt, das Grazer Paläozoikum folgt.

Der Internbau des Grazer Paläozoikums ist nach wie vor noch nicht restlos geklärt. Bestimmt wird er durch einen großzügigen alpidischen (Fazies-)Deckenbau, dessen endgültige Auflösung jedoch erst nach restloser Klärung der stratigraphischen wie auch faziellen Verhältnisse möglich sein wird. Die Gedanken von CLAR 1935, BOIGK 1952, FLÜGEL 1958 weiterführend bezeichnet FLÜGEL 1980 die aufrechtliegende Rannach-Hochlantsch-Einheit und die liegende einen komplizierten Überfaltungs- und Schuppenbau aufweisende Schöckel-Hochschlageinheit als die wesentlichen Dekkeneinheiten des Grazer Paläozoikums.

Die Anlage dieses Baustils muß bereits in altalpidischer (vorgosauischer) Zeit erfolgt sein, wie die transgressive Auflagerung der Kainacher Gosau über einem Relief dieses Großbaues zeigt (FLÜGEL 1980:90).

Wichtig für die Auflösung der Interntektonik der Rannach-Decke waren in den letzten Jahren mikropaläontologische Untersuchungen, mit deren Hilfe gezeigt werden konnte, daß in der bis möglicherweise ins tiefe Westfalium reichenden Schichtfolge lediglich Erosionslücken und keine Winkeldiskordanzen vorliegen (EBNER 1977, 1978). Eine variszische Gefügeprägung ist somit in der Rannach-Fazies durch Geländebefunde nicht direkt beweisbar. In den stratigraphisch hangenden Oberdevon- und Karbonanteilen der Rannach-Fazies treten eng gepreßte liegende Falten und Dachschuppen (Steinberg, Eichkogel, Höchkogel) auf, die evtl. durch Übergleitung höherer (? mesozoischer) Einheiten erklärt werden können (FLÜGEL 1980).

In der liegenden Einheit ist der bereits oben erwähnte Überfaltungsbau zu beobachten, durch den ident ausgebildete Schieferserien der Passailer Gruppe unter und invers gelagert über isoklinal verfaltetem Schöckelkalk zu liegen kommen. Nach FLÜGEL 1958 ist zwischen der liegenden Tonschiefer-Fazies und den Schöckelkalen nicht unbedingt eine tektonische Trennlinie zu fordern, da örtlich sedimentäre Übergänge vorzuliegen scheinen. Dieser skizzierte Überfaltungsbau findet sich im Raum Übelbach-Peggau-Tasche und im Weizer Bergland durch die Kartierungsergebnisse bestätigt. Aus dem Verteilungsmuster der Schöckelkalke im Tanneben- und Schöckelstock, der bei EBNER & WEBER 1978 mitgeteilten Verhältnisse aus der Bohrung Taschen und den Kartierungsergebnissen im Raum Rannach-Leber ist die markante Störungszone des Leberbruches als eine meridional streichende Störungszone zu erkennen, entlang welcher die Schöckelkalke des Tannebenstockes gegenüber denen des Schöckels nach N versetzt wurden.

Am Nordrand des Grazer Paläozoikums ist speziell im Bereich des Breitenauer Tales ausgeprägter Schuppenbau zu beobachten (GOLLNER et al. 1982), über dem südlich des Breitenauer Tales als höchstes tektonisches Element die Hochlantscheinheit liegt.

Wichtig für die Gesamtauflösung des Grazer Paläozoikums sind nach wie vor jene Gesteinsfolgen, die als Kalkschieferfolgen zusammengefaßt werden. Ihre tektonische Eingliederung ist zur Zeit noch nicht zufriedenstellend gelöst, fest steht nur, daß sie in unterschiedlichster tektonischer Position auftreten.

4. Nutzbare Gesteine und mineralische Rohstoffe

Eine zusammenfassende Kurzdarstellung der im Bereich des „Mittleren Murtales“ auftretenden Lagerstätten findet sich bei FRIEDRICH in FLÜGEL 1975 a. Von diesen seien hier nur jene kurz erwähnt, die derzeit wirtschaftlich genutzt werden bzw. auf die zur Zeit Prospektionsarbeiten laufen oder in jüngster Zeit abgeschlossen wurden.

Erzvorkommen treten vor allem in der Tonschieferfazies des Grazer Paläozoikums auf. Es sind dies im Gefolge des im Altpaläozoikum auftretenden basischen Vulkanismus sedimentär gebildete Blei-/Zink- und Eisen-(Eisenglanz, Magnetit)Mineralisationen, die derzeit allerdings nicht wirtschaftlich genutzt werden. Intensive Prospektionsarbeiten wurden während der letzten Jahre besonders auf die in den Arzbergsschichten liegenden Blei-Zink-Vorkommen betrieben (WEBER 1974–1982). Örtlich (z. B. Raum Guggenbach) tritt in diesen Gesteinseinheiten auch Baryt auf, der ebenfalls, wie die Blei/Zink-Vorkommen, in nächster Zeit in den Blickpunkt wirtschaftlicher Interessen rücken könnte.

In der Rannach-Fazies erbrachten geochemische Prospektionsarbeiten auf Quecksilber (EBNER & WEBER 1982), daß in den mitteldevonen Kanzelkalken bzw. deren Äquivalenten zwar zahlreiche Hg-Anomalien (Zentrum um den ehemaligen Zinnober-schurfbau am Dallakkogel bei Gratwein), die jedoch aufgrund der Größenordnung der Hg-Gehalte bzw. ihrer geringen flächigen Dimension zur Zeit keine weiteren Untersuchungsarbeiten als gerechtfertigt erscheinen lassen.

Wirtschaftlich von Bedeutung ist hingegen das Spatmagnetit-Vorkommen in der Breitenau (Veitscher Magnesitwerke AG), das 1979 mit einer Jahresförderung von 431.700 t Rohmagnetit der weitaus größte Magnetitabbau in Österreich war. Stratigraphisch kommt dieses Vorkommen innerhalb der Laufnitzdorf-Gruppe im Zeitraum Obersilur–Unterdevon zu liegen.

An weiteren Industriemineralien sei auf die Bentonit/Glastuff-Vorkommen innerhalb der unterbadischen Schichten des steirischen Tertiärbeckens im Raum Rein, Stiwoll, Pöls hingewiesen, die jedoch keine wirtschaftliche Bedeutung besitzen (EBNER & GRÄF 1982 a, b).

Prospektionsarbeiten auf Pegmatitmineralien wurden in den pegmatitreichen Gesteinen des Radegunder Kristallins durchgeführt (KOLLER et al. 1981).

Die im Grazer Paläozoikum auftretenden basischen Vulkanite wurden übersichtsmäßig auf ihre Eignung für die Mineralwolleerzeugung getestet (FREN 1979). In ihrer Bedeutung dafür treten sie jedoch hinter die in der SE-Steiermark auftretenden jüngsttertiären Basalte zurück, die von ihrer verkehrsmäßigen Lage, ihrem Chemismus bzw. der Größe dieser Vorkommen besser dafür geeignet erscheinen.

Von den häufigen Braunkohlenvorkommen in den limnischen unterbadischen

Schichten von Rein NW und W von Graz, der obersarmatischen unteren kohlenführenden Serie von Weiz am Grundgebirgsrand NE von Graz und in den karpatisch/badenischen Ablagerungen im Becken von Passail wird zur Zeit keines wirtschaftlich genutzt. Intensive Prospektionsarbeiten [Geophysik im Passailer Becken (MAURITSCH et al. 1977), Bohrungen der GKB westlich bzw. nordwestlich von Graz, Kartierungsarbeiten im Raum Weiz] werden z. Zt. durchgeführt oder sind bereits abgeschlossen.

An Massenrohstoffen werden einerseits paläozoische Gesteine, andererseits aber auch pleistozäne Terrassensedimente (Kiese, Ziegeleirohstoffe) abgebaut. Die größten derzeit in Betrieb befindlichen Hartgesteinsbrüche liegen im unmittelbaren Bereich des Murtales N von Graz bis in den Raum Peggau und in der Umrandung des Grazer Beckens. Abgebaut werden Dolomit-Sandsteine („Quarzit“) und Dolomite der Dolomit-Sandsteinfolge, Kanzelkalke und Schöckelkalke. Weitere Hartgesteinsvorkommen, die hart an der Kartengrenze des „Mittleren Murtales“ liegen, sind der in Abbau befindliche Shoshonit-(Basalt-)Bruch von Weitendorf (allerdings bereits außerhalb der Karte liegend) und der stillgelegte Leithakalksteinbruch von Weißenegg E Wildon, der evtl. für die Zementherstellung (Perlmooser-Zement AG) Bedeutung erlangen könnte.

Die Eignung der Karbonatkonglomerate (Konglomerat von Stiwill, Konglomerat von Gams, möglicherweise Eggenberger Brekzie) für Dekorgesteinszwecke wird derzeit geprüft.

Kiesvorkommen sind im gesamten Bereich des „Mittleren Murtales“ zu finden. Größere Abbaue gehen dabei in den wärmzeitlichen Terrassenbildungen um, wobei eine Konzentration der Schottergruben im Raum Seiersberg westlich Thalerhof S von Graz liegt. Ziegeleirohstoffe werden bzw. wurden im Raum des Kaiserwaldes bzw. zwischen Hart und St. Peter E von Graz höheren eiszeitlichen Terrassenbildungen entnommen. Die zahlreichen Sand- und Kiesgruben, die im Tertiär E und SE von Graz speziell in pannonischen Schichten liegen, besitzen nur lokale Bedeutung.

5. Literaturnachweis

Die eingeklammerte Zahl bzw. Zahlen nach dem Literaturzitat zeigen an, auf welchem Blatt bzw. Blättern der ÖK 50 die entsprechende Arbeit für die Erstellung der geologischen Karte des „Mittleren Murtales“ Berücksichtigung fand.

- ANGEL, F., 1923: Petrographisch-geologische Studien im Gebiet der Gleinalpe (Steiermark). – Jb. geol. B.-A., 73, 63–98, Wien.
- BÄK, R., 1978: Die Geologie des Mugel-Nordabhangs und des Raumes Kaiserberg–Fressenberg. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Karte 1 : 25.000, Graz (133).
- BECKER, L. P., 1980: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 162 Köflach (mit Erläuterungen). – Geol. B.-A., Wien (162).
- , 1980: Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt 162, Köflach. – 57 S., Geol. B.-A., Wien.
- BENESCH, F., 1913: Über einen neuen Aufschluß im Tertiärbecken von Rein, Steiermark. – Verh. geol. R.-A., 1913, 342–351, Karte 1 : 37.000, Wien (163).
- BOIGK, H., 1951: Zum Bau der Grazer Decken. – Z. dtsh. geol. Ges., 102, 247–271, Hannover.
- BUCHROITHNER, M. F., 1978: Biostratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 108, 77–93, Graz.
- , EBNER, F. & SURENIAN, R., 1979: Die Entwicklung der Steinbergkalke (Oberdevon, Grazer Paläozoikum) an ihrer Typuslokalität. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 109, 71–84, Graz.

- CLAR, E., CLOSS, A., HERITSCH, F., HOHL, O., KUNTSCHNIG, A., PETRASCHECK, W., SCHWINNER, R. & THURNER, A., 1929: Die geologische Karte der Hochlantschgruppe in Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 64/65, 3–28, Karte 1 : 25.000, Graz (134).
- CLAR, E., 1933: Der Bau des Gebietes der Hohen Rannach bei Graz. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 70, 1–23, Karte 1 : 25.000, Graz (164).
- , 1933: Zur Geologie des Schöckelgebietes bei Graz. – Jb. geol. B.-A., 83, 113–136, Karte 1 : 50.000, Wien (164).
- , 1935: Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. – N. Jb. geol. miner. Beil. Bd. 74, B, 1–39, Stuttgart.
- EBNER, F., 1975: Der Nachweis von Namur im Paläozoikum von Graz. – Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 112, 119–125, Wien.
- , 1976: Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld – ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 37, 3–23, Graz.
- , 1977 a: Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums. – Verh. geol. B.-A., 1976, 65–93, Wien.
- , 1977 b: Die Transgression der Folge der Dult (Oberkarbon, Paläozoikum von Graz). – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 107, 35–53, 3 Abb., 1 Karte 1 : 10.000, Graz (164).
- , 1978 b: Stratigraphie des Karbon der Rannachfazies im Paläozoikum von Graz. – Mitt. österr. geol. Ges., 69, 163–196, 7 Abb., 4 Tab., Wien.
- , 1980 a: Conodont Localities in the Surroundings of Graz/Styria. – Abh. geol. B.-A., 35, 100–127, Wien.
- , 1981: Vulkanische Tuffe im Miozän der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 111, 39–55, Graz.
- , FENNINGER, A. & HOLZER, H. L., 1979: Die Schichtfolge im Übergangsbereich Rannach-Fazies – Hochlantsch-Fazies (Grazer Paläozoikum) im Raume St. Pankrazen – Groß-Stübing. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 109, Graz.
- , FENNINGER, A. & HOLZER, H. L., 1980 a: Die Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 41, 45–65, 4 Abb., 1 Tab., Graz.
- , FENNINGER, A. & HOLZER, H. L., 1980 b: Führer zu ausgewählten Profilen in der Rannach-Fazies. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 41, 93–105, Graz.
- & GRÄF, W., 1978: Die erdgeschichtliche Entwicklung des Grazer Raumes. – In „850 Jahre Graz“, 19–48, 3 Abb., 2 Tab., Graz (Styria).
- & GRÄF, W., 1979: Bemerkungen zur Faziesverteilung im Badenien des Reiner Beckens. – Mitt.-Bl. Abt. Miner. Landesmus. Joanneum, 47, 11–17, 1 Abb., Karte 1 : 25.000, Graz.
- & GRÄF, W., 1982 a: Bentonit- und Glastuffvorkommen der Steiermark. – Steir. Beitr. Rohstoff-Energieforsch., 1, 15–20, Graz.
- & GRÄF, W., 1982 b: Bentonite und Glastuffe der Steiermark. – Arch. Lagerst. forsch., geol. B.-A., 2, 31–45, Wien.
- & WEBER, L., 1978 a: Die geologisch-tektonischen Verhältnisse zwischen Tannebenstock und Röttschgraben (Grazer Paläozoikum). – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 108, 95–113, 3 Abb., Graz (164).

- & WEBER, L., 1980: Erweiterung geochemischer Prospektionsarbeiten in mitteldevonen Serien des Grazer Paläozoikums. – Unveröff. Ber., 16 S., 6 geol. Karten, 1 : 10.000, Graz (163, 164).
- & WEBER, L., 1982 c: Geochemische Prospektion auf Quecksilbervererzungen im Mitteldevon der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Arch. Lagerst.forsch. geol. B.-A., 2, 47–62, Wien.
- ERHART-SCHIPPEK, F., 1949: Das Paläozoikum zwischen Übelbach und Gamsgraben. Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Paläozoikums westlich der Mur. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Karte 1 : 25.000, Graz (133, 134).
- FENNINGER, A. & HOLZER, H. L., 1978: Die Genese der Dolomit-Sandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – Mitt. österr. geol. Ges., 69, 102–162, Wien.
- FINK, J., 1961: Die Südostabdachung der Alpen. – Mitt. österr. bodenkdl. Ges., 1, 123–183, Wien.
- , 1965: The Pleistocene in Eastern Austria. – Spec. Pap. Geol. Soc. Amer., 84 179–199, Washington.
- FLÜGEL, E. H., 1957: Zur Geologie des Hochschlagstockes, E St. Erhard (Breitenau). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Karte 1 : 25.000, Graz (134).
- FLÜGEL, H. W., 1948: Die Tektonik des Plesch-Mühlbacher-Zuges. Ein Beitrag zur Auflösung der Tektonik des Paläozoikums westlich der Mur. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Karte 1 : 25.000, Graz (163).
- , 1953: Das Paläozoikum zwischen Steinberg und Frohnleiten. – Unveröff. Karte 1 : 50.000, Graz (134, 163, 164).
- , 1954: Die tektonischen Verhältnisse zwischen Stübinggraben und der Mur. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 84, 40–49, Karte 1 : 25.000, Graz (163).
- , 1955: Geologische Profile aus dem Raum des Hoch-Trötsch. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 85, 73–80, Karte 1 : 25.000, Graz (134).
- , 1958: 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 88, 51–78, Graz.
- , 1960: Die jungtertiäre Entwicklung des Grazer Feldes (Steiermark). – Mitt. österr. geogr. Ges., 102, 52–64, Wien.
- , 1960: Die tektonische Stellung des „Altkristallins“ östlich der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1960, 202–220, Stuttgart.
- , 1960: Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes. – Geol. B.-A., Wien (133, 134, 162, 163, 164, 165).
- , 1961: Die Geologie des Grazer Berglandes. – 1. Aufl., Mitt. Mus. Bergb. Geol. Techn., 23, 212 S., Graz.
- , 1972: Das Paläozoikum von Graz. – Exk.-Führer, 42. Jahrestagung, Paläont. Ges., 117–140, Graz.
- , 1975 a: Die Geologie des Grazer Berglandes. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, SH. 1, 288 S., 6 Abb., 47 Tab., Graz.
- , 1975 b: Das Neogen der Grazer Bucht. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 105, 71–77, Graz.
- , 1978: Geologische Karte der Pyhrnautobahn Abschnitt „Raab–Tobelbad“. – Unveröff. Gutachten, Landesbaudirektion Stmk., Karte 1 : 5.000, Graz (164).
- , 1980 a: Die frühalpiner geologisch-petrographische Entwicklung der östlichen Ostalpen im Meridian Ennstagl–Drautal. – Jber. 1979 Hochschulschwerpkt., S 15, 1, 87–97, Graz.
- , 1980 b: *Calceola sandalina* aus den Hubenhalt-Kalken der Teichalpe (Grazer Paläozoikum, Eifelium). – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 110, 57–58, Graz.

- & SCHÖNLAUB, H. P., 1971: Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Facies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. geol. Ges. Wien, 63, 142–148, Wien.
- & NEUBAUER, F., 1981: Unveröff. Manuskriptkarte der Steiermark. – 1:100.000, Graz (133, 134, 162, 163, 164, 165, 189, 190, 191).
- FREN, 1979: Projekt Mineralwolle Burgenland und Steiermark: Beprobung, Untersuchung, Beurteilung. – Unveröff. Ber., unpag., Leoben.
- GOLLNER, H., 1981: „Harrberger-Formation“ – eine neue lithostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 111, 57–64, Graz.
- & ZIER, Ch., 1982: Stratigraphic Correlation Forms of the Hochlantsch-Facies (Hochlantsch-Einheit), Harrberger-Formation) in the Paleozoic of Graz (Austria – Geotraverse B). – IGCP No. 5, Newsletter, 4, 48–40, Bratislava.
- , THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, Ch., 1982: Die Laufnitz-Gruppe – eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum. – Mitt. naturwiss. Ver., Stmk., 112, 63–73, Graz.
- GRÄF, W., 1966: Unveröffentlichte Manuskriptkarte 1 : 25.000 der Kainacher Gosau. – Graz (163).
- , 1972: Die Gosau von Kainach und St. Bartholomä. – Der Aufschluß, Sh. 22, 29–34, Heidelberg.
- , 1974: Ein submariner Gleithorizont aus der Kreidezeit als steirisches Naturdenkmal. – Landesmus. Joanneum, Jber. 1973, N. F., 3, 125–133, Graz.
- , EBNER, F. & FLADERER, F., 1980: Faziesindikatoren in der basalen Gosau von Kainach. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, 83, 91–104, Wien.
- HADITSCH, J. G., 1958: Die Geologie des Raumes zwischen Graz–Gösting, Judendorf und Straßengel. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Karte 1 : 25.000, Graz (164).
- , 1964: Bericht über eine hydrogeologische Aufnahme des Steinkogel–Frauenkogelzuges nordwestlich von Graz. – Steir. Beitr. Hydrogeol., 15/16, 155–174, Karte 1 : 20.000, Graz (164).
- HERITSCH, F., 1906: Studien über die Tektonik der paläozoischen Ablagerungen des Grazer Beckens. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 42, 170–224, Graz.
- , 1914: Die Konglomerate von Gams bei Frohnleiten. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 50, 40–49, Graz.
- , 1917: Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz III. Das Devon der Hochlantschgruppe IV, – Die tieferen Stufen des Paläozoikums von Graz. – Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 94, 313–374, Wien.
- , 1922: Geologische Karte der Umgebung von Graz 1 : 25.000, Blatt I., Plabutsch-Maria-Trost. – Graz (164).
- & CZERMAK, F., 1923: Geologie des Stubalpengebirges in Steiermark. – 56 S., Karte 1 : 37.500, (Moser) Graz.
- HILBER, V., 1912: Taltreppe. – 50 S., 3 Abb., 1 Karte 1 : 75.000, Graz (Deutsche Vereinsdruckerei) (164).
- HÜBL, H., 1942: Geochemische Untersuchungen einer jungtertiären Verwitterungsreihe: Granatglimmerschiefer–Ton. Mit einer kurzen Darstellung der geologischen Verhältnisse in der jungtertiären Kohlenmulde von Niederschöckel (Graz, Nordoststeiermark). – Z. dtsch. geol. Ges., 94, 115–145, Karte 1 : 25.000, Berlin (164).
- , 1942: Die Jungtertiärablagerungen am Grundgebirgsrand zwischen Graz und Weiz.

- Mitt. R.-A. Bodenforsch., 27–72, Wien (und dazugehörige unveröff. Manuskriptkarte 1 : 25.000) (164, 165).
- JESENKO, P., 1949: Das Paläozoikum zwischen Frohnleiten und Mixnitz. Die Tektonik des Gschwendt-Schiffals, ein Beitrag zur Auflösung der Tektonik des Grazer Paläozoikums. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Karte 1 : 25.000, Graz (133, 134).
- KAHR, V., 1949: Das Paläozoikum im Raum von Stiwoll. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Karte 1 : 25.000, Graz (163).
- KODSI, M. G., 1967: Zur Kenntnis der Devon/Karbon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, 415–427, Stuttgart.
- KOLLER, F., NIEDERMAYER, G., GÖTZINGER, M. & NEUMAYER, R., 1981: Geologische petrologische Untersuchungen der Pegmatite von St. Radekund sowie im Bereich der Gleinalpe, Steiermark. – Unveröff. Ber. Proj. St A 17/80, 63 S., Wien.
- KOLLMANN, K., 1965: Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. geol. Ges. Wien, 57, 479–632, Wien (164, 190, 191).
- KOPETZKY, G., 1957: Das Miozän zwischen Kainach und Laßnitz in Südweststeiermark. – Mitt. Mus. Bergb. Geol. Techn. Landesmus. Joanneum, 18, 1–112, Karte 1 : 25.000, Graz (190).
- KRÖLL, A., 1949: Das Paläozoikum zwischen Übelbach und Geistthal. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Karte 1 : 25.000, Graz (163).
- KUNTSCHNIG, A., 1927: Das Bergland von Weiz. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 63, 91–110, Karte 1 : 25.000, Graz.
- , 1937: Geologische Karte des Bergzuges Plabutsch–Kollerkogel. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 74, 114–132, Karte 1 : 25.000, Graz (164).
- LEDITZKY, H., 1975 a: Bericht über die hydrogeologische Bearbeitung der Kaiserwaldterrasse. – Unveröff. Gutachten, wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, 21 S., Karte 1 : 25.000, Graz (190).
- , 1975 b: Die hydrogeologischen Verhältnisse im südlichen Grazer Feld und im unteren Kainachtal. – Unveröff. Gutachten wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, 19 S., Karte 1 : 25.000, Graz (190).
- MAURIN, V., 1954: Das Paläozoikum im Raum zwischen Deutschfeistritz und Semriach. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 84, 81–102, Karte 1 : 25.000, Graz (164).
- , 1959: Aufnahmebericht 1958 über Blatt Köflach–Voitsberg. – Verh. geol. B.-A., 1959, A 37–A 42, Wien.
- & ZÖTL, J., 1959: Die Untersuchung der Zusammenhänge unterirdischer Wässer mit besonderer Berücksichtigung der Karstverhältnisse. – Steir. Beitr. Hydrogeol., 1959, 184 S., Karte 1 : 15.000, Graz (164).
- MAURITSCH, H., SCHMID, Ch., SCHMÖLLER, R., WALACH, G. & WEBER, F., 1977: Refraktionsseismische Untersuchungen im Passailer Tertiärbecken. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 38, 79–87, Graz.
- MEGGENDORFER, I., 1944: Das Paläozoikum der Rannachdecke bei Gratwein. – Unveröff. Diss. Univ. Graz., 32 S., 1 geol. Karte, 1 : 25.000, Graz (163).
- MENSINK, H., 1953: Eine tektonische Detailuntersuchung im Raum nördlich Gratkorn. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 83, 123–129, 5 Abb., 1 geol. Karte, Graz (164).
- MOHR, H., 1911: Was lehrt uns das Breitenauer Karbonvorkommen. – Mitt. geol. Ges. Wien, 4, 305–310, Wien.
- MORAWETZ, S., 1961: Zur Frage der Entstehung der jungdiluvialen Murterrassen. –

- Mitt. österr. geogr. Ges., 103, 57–70, Wien.
- NEPPEL, A., 1939: Aufnahmsbericht für 1938 über das Tertiär westlich des Plabutsch–Kollerberg–Buchkogelzuges. – Verh. Zweigst. Reichsst. Bodenforsch., 57–59, Wien (und dazugehörige unveröff. Manuskriptkarte 1 : 25.000) (164).
- NEUWIRTH, E., 1951: Die Amphibolite von Radegund. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 79/80, 149–164, Graz.
- NÖSSING, L., 1974 a: Beitrag zur Kenntnis des Oberdevons und Unterkarbons des Grazer Paläozoikums. – Unveröff. Diss. Univ. Graz., Karte 1 : 25.000, Graz (163).
- , 1974 b: Nachweis des tieferen Unterkarbons im Paläozoikum von Graz. – Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 111, 39–41, Wien.
- , 1975: Die Sanzenkogelschichten (Unterkarbon), eine biostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 105, 79–92, Graz.
- , EBNER, F. & FLÜGEL, H. W., 1977: Zur Geologie des Eichkogels bei Rein nordwestlich von Graz. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 107, 81–88, 2 Tab., 2 Abb., Graz (163).
- OBERHAUSER, R., 1980 (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs. – 699 S., 164 Abb., Wien (Springer).
- PAPP, A., 1953: Fossilien aus der Bohrung Pirka bei Voitsberg (Stmk.) und Bemerkungen über die Altersstellung der durchteuften Schichten. – Verh. geol. B.-A., 1953, 220–226, Wien.
- PARSI, S., 1973: Geologische Karte der Umgebung des Schraußberges. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Karte 1 : 10.000, Graz (164).
- PETRASCHECK, W., 1922–1925: Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten, Teil. I. – 272 S., Wien.
- ROBITSCH, J., 1949: Das Radegunder Kristallin. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 77/78, 101–138, Karte 1 : 25.000, Graz (164).
- RÖGL, F., 1975: Die Stratigraphie der Wasserbohrungen in Puntigam. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 105, 93–98, Graz.
- SCHÄFER, A., 1937: Geologische Karte des Buchkogel-Florianibergzuges bei Graz. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 74, 133–143, Karte 1 : 25.000, Graz (164).
- SCHWARZ, R., 1980: Morphologische Untersuchungen im Murdurchbruch zwischen Bruck und Graz. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Karte 1 : 25.000, Graz (133, 134, 163, 164).
- SCHWINNER, R., 1925: Das Bergland nordöstlich von Graz. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., (I), 134, 219–276, Karte 1 : 50.000, Wien (164).
- SEELMEIER, H., 1944: Beitrag zur Geologie des erzführenden Paläozoikums der Umgebung von Peggau–Deutschfeistritz bei Graz. – Ber. Reichsst. f. Bodenforsch., 1944, 1–25, Karte 1 : 50.000, Wien (163, 164).
- STINI, J. & CZERMAK, F., 1932: Kartenblatt Bruck a. d. Mur/Leoben. – Zone 10/ Vol. 12, 1:75.000, Geol. B.-A., Wien (133).
- SURENIAN, R., 1977: Biostratigraphie und Sedimentologie der Steinbergkalke (Oberdevon) des Steinberges westl. Graz. – Unveröff. Diss. Univ. Graz., Karte 1 : 5.000, Graz (163).
- SY, E., 1957: Die Geologie nördlich des oberen Breitenauer Tales. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Karte 1 : 25.000, Graz (134).

- TEICH, T., 1978: Die Genese des Augengneiszes in der Gleinalpe–Stubalpe, Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 108, 55–69, Graz.
- TEICHMÜLLER, M., 1980: Inkohlungsgradbestimmungen an Kohlen- und Mergelsteinproben aus der Kainacher Gosau (Obersanton–Untercampan) des Grazer Berglandes, Österreich. – Jber. 1979 Hochschulschwerpkt. S 15, 1, 102–104, Graz.
- THALHAMMER, O., 1982: Das Paläozoikum nördlich der Breitenau (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Karte 1 : 10.000, Graz.
- & TSCHELAUT, W., 1983: Some remarks to the northern parts of the Paleozoic of Graz (Austria, Geotraverse B). – IGCP No. 5, Newsletter, 5, Budapest.
- TOLLMANN, A., 1977: Geologie von Österreich. – Bd. I, 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke).
- UNTERWELZ, H., 1949: Das Paläozoikum des Hochtrötsch–Rechberg-Zuges. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Karte 1 : 75.000, Graz (134).
- VACEK, M., 1891: Über die geologischen Verhältnisse des Grazer Beckens. – Verh. geol. R.-A., 1891, 45–50, Wien.
- WAAGEN, L., 1937: Paläozoikum, Kreide und Tertiär im Bereich des Kartenblattes Köflach-Voitsberg. – Jb. geol. B.-A., 87, 311–329, Karte 1 : 50.000, Wien (163).
- WEBER, L., 1974: Die Geologie der Umgebung der Blei-Zinklagerstätten von Haufenreith–Arzberg, Burgstall, Peggau–Taschen, Schrems, Thalgraben und Rechberg, Oststeiermark. – Unveröff. Bericht 49 S., 2 geol. Karten, Wien (134, 164).
- , 1975: Die Geologie des Grazer Paläozoikums zwischen Rabenstein, Guggenbach und Deutschfeistritz unter besonderer Berücksichtigung der lithofaziellen Stellung der Blei-Zinkvererzungen. – Unveröff. Ber., 53 S., 1 geol. Karte, Wien (163, 164).
- , 1976: Zur Geologie des Grazer Paläozoikums zwischen Übelbachtal und dem Stübinggraben unter besonderer Berücksichtigung der stratiformen Blei-Zink- und Pyritvererzungen. – Unveröff. Ber., 67 S., geol. Karte, Wien (163).
- , 1977: Die Stellung der stratiformen Blei-Zinkvererzungen im Grazer Paläozoikum beleuchtet an Hand der Lagerstätten Schrems–Rechberg, sowie Kaltenberg–Burgstall (Oststeiermark). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 38, 123–141, 3 Abb., Graz (164).
- , 1978: Die geologischen Verhältnisse des Nordostteils des Grazer Paläozoikums unter besonderer Berücksichtigung der Vererzungen. – Unveröff. Ber., 50 S., 2 geol. Karten, Wien (134).
- , 1979: Fortsetzung von Untersuchungen an Blei-Zinklagerstätten im Bereich von Stiwoll–Kher (Steiermark) unter Einbeziehung der Zinner-Lagerstätte von Gratwein–Eisbach. – Unveröff. Ber., 74 S., 1 geol. Karte, Wien (163).
- , 1982: Untersuchungen der Erzlagerstätten im Bereich Stiwoll–Kher. – Arch. Lagerst.forsch. geol. B.-A., 1, 97–111, Wien (163).
- WINKLER-HERMADEN, A., 1951: Die jungtektonischen Vorgänge im steirischen Becken. – Sitz.-Ber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 160, 37–69, Wien.
- , 1955: Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum außerhalb der Vereisungsgebiete. – Denkschr. österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 110/1, 180 S., 3 Taf., Wien (164, 190).
- , 1957: Geologisches Kräftespiel und Landformung. – 822 S., Springer, Wien.

- , 1961: Möglichkeiten für eine künftige Wasserversorgung von Graz aus südlichen und südwestlichen Räumen. – Unveröff. Gutachten, wasserwirtsch. Rahmenplanung, 48 S., 1 Karte, Graz.
- ZETINIGG, H., 1973: Die Hydrogeologie des südöstlichen Grazer Feldes. – Ber. Wasserwirtsch. Rahmenplanung, 22, 27–62, 9 Taf., Graz (164, 190).
- ZIER, Ch., 1981: Nachweis von Oberdevon und Karbon in der Hochlantschfazies nördlich des Röthelstein bei Mixnitz (Grazer Paläozoikum). – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 111, 65–74, Graz.

6. Druckfehlerberichtigung zur geologischen Karte

1. In der Nördlichen Grauwackenzone sind die Phyllite innerhalb der Karbonschiefer farblich nur schwer auszunehmen. In der Legende fehlt bei diesen Phylliten der gelbe Grundton.
2. In der Legende der Tonschiefer-Fazies müßte bei den Arzbergschichten und den Hundsbergquarziten die Farbe gleich sein, wie bei den undifferenzierten vulkanoklastischen Basiseinheiten des Grazer Paläozoikums.
3. Im Übelbachtal fehlt den eiszeitlichen Terrassenbildungen die Ringübersignatur.
4. NE von Schrauding ist am Pfannberg eine jungtertiäre Verebnungsfläche in der Farbe der Kalkschieferfläche angelegt.

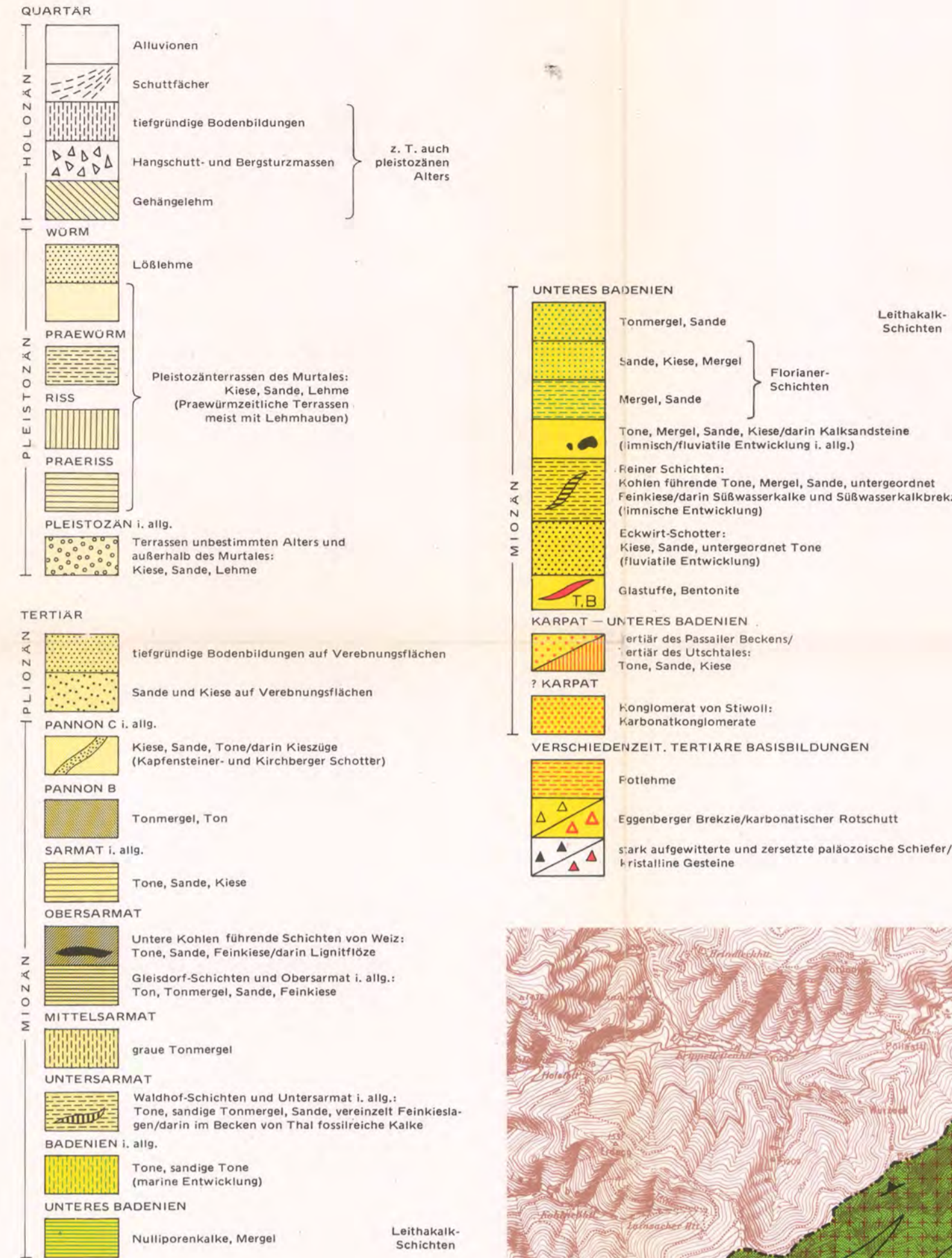
GEOLOGISCHE KARTE DES MITTLEREN MURTALES (Bezirke Graz, Graz-Umgebung und Teile des Bezirks Bruck/Mur)

Bearbeiter: Fritz EBNER
unter Mitarbeit von L. P. BECKER und F. R. NEUBAUER

Erstellt für die Naturraumpotentialkarten der Steiermark (Projektträger Forschungsgesellschaft Joanneum); Kooperationsprojekt Bund/Bundesland Steiermark St C 8a und Projekt 3626 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung.

UNTER BENÜTZUNG FOLGENDER ARBEITEN:

F. ANGEL 1923, R. BÄK 1978, L. P. BECKER 1980, F. BENESCH 1913, E. CLAR 1933 a, b, E. CLAR et al. 1929, F. EBNER 1977 b, F. EBNER & W. GRÄF 1979, F. EBNER & L. WEBER 1978 a, 1982, F. EHRHART-SCHIPPEK 1949, E. FLÜGEL 1957, H. W. FLÜGEL 1948, 1954, 1955, 1960, 1978, H. GOLNER et al. 1982, W. GRÄF 1966, J. G. HADITSCH 1958, 1964, F. HERITSCH 1922, F. HERITSCH & F. CZERMAK 1923, HILBER 1912, H. HÖBL 1942 a, b, P. JESENKO 1949, V. KAHR 1949, K. KOLLMANN 1965, G. KOPETZKY 1957, A. KRÖLL 1949, A. KUNTSCHNIK 1927, 1937, H. LEDITZKY 1975 a, b, V. MAURIN 1954, V. MAURIN & J. ZÖTL 1959, I. MEGENDORFER 1944, H. MENSINK 1953, A. NEPPEL 1939, L. NOSSING et al. 1977, S. PARS 1973, J. ROBITSCH 1949, A. SCHÄFER 1937, R. SCHWARZ 1980, R. SCHWINNER 1925, J. STINI & F. CZERMAK 1932, R. SURENIAN 1977, E. SY 1957, O. THALHAMMER 1982, H. UNTERWELZ 1949, L. WAAGEN 1937, L. WEBER 1974, 1975, 1976, 1977, 1978, 1979, 1982, A. WINKLER-HERMADEN 1955, Z. ZETINIG 1973, Ch. ZIER 1981.

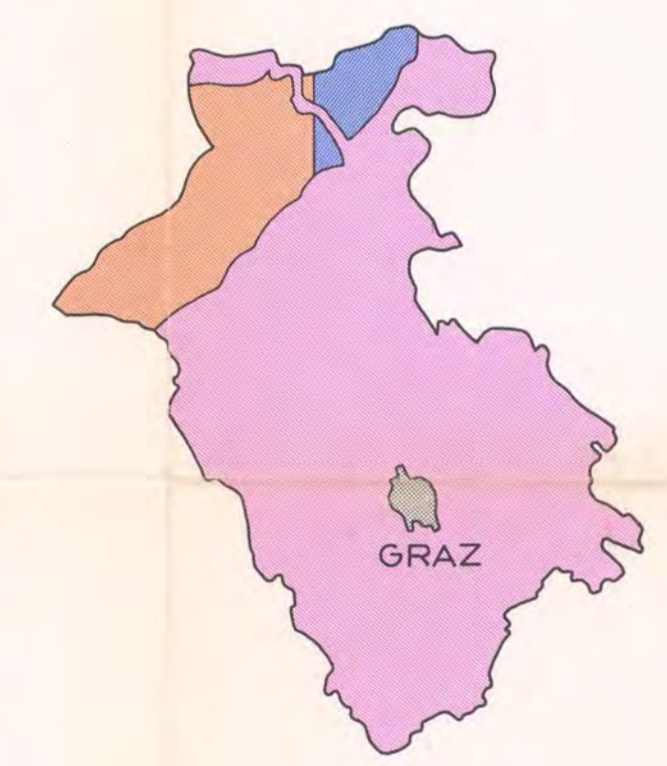


DIE GEOLOGISCHEN GROSSEINHEITEN



- Quartär
- Tertiär
- Oberkreide
- Grazer Paläozoikum
- Grauwackenzone
- Kristallin

VERBREITUNG DER ARBEITSGBIETE



- F. EBNER
- L. P. BECKER
- F. R. NEUBAUER



PALAZOIKUM
PALAZOIKUM VON GRAZ
ALLE FAZIESBEREICHE
? ORDOVICIUM-DEVON
 undifferenzierte vulkanoklastische Basalheiten:
 K: Grünsteine, Schiefer, Schwarzschiefer, Phyllite, Quarzite örtlich geringmächtige Karbonateinschaltungen;
 T: Passauer Gruppe i. allg. (Tonschiefer-Fazies)
 H: Heubrunner Phyllite i. allg. (Hochschlag-Fazies) darin:
 Diabase, Diabastuffe(tuffite), Fleckengrünschiefer
 Schwarzschiefer, dunkle Phyllite
 Karbonatphyllite
 Quarzite

DEVON
RANNACH-FAZIES
NAMUR B - ? WESTFAL A
 Schichten der Duit:
 dunkle, plattige Tonschiefer/darin dunkle Kalke

OB. GIVET
NAMUR A
 Verschiedenfarbige Faserkalke, Bankkalke und Kalkschiefer, in den Karbonanteilen örtlich Lydit- und Schieferneinschaltungen:
 a) Steinbergkalk (Frasne-Famenne, örtlich bis ins ob. Givet hinabreichend)
 b) Untere und Obere Sannenköpfe-Schichten (Tournai - Namur A)
 c) Obere Sannenköpfe-Schichten (ob. Tournai/Vise - Namur A)

DEVONKARBON
FRASNE
 Kalkschiefer-Wachfolge des Platzkogel:
 graue, gebankte Kalke in Wechselagerung mit Schiefen
 MITTELDEVON i. allg.
 gebankte und massive graue Kalke
 div. Tonschiefer

GIVET
 Faserkalke des Höllereckes,
 Faserkalke des Haingrabens
 Kanzenkogel/Kalk des Platzkogel:
 hellgraue, massive bzw. dickbankige Kalke
 Mitteldevondolomit:
 dunkelgraue Dolomite

EIFEL
 Barander-Schichten, Schweinogg-Kalk:
 dunkle, fossilreiche Bankkalke, örtlich Einschaltungen von Tonschiefern
 „Braunsteiner“ des Buchkogels:
 gebraune Kalke, Dolomite, Rauchwacken

UNTERDEVON - ? TIEFERES MITTELDEVON
 Dolomitsandstein-Folge i. allg.:
 Dolomite, Siltsteine, Dolomitsandsteine, Dolomitschiefer
 helle und dunkelgraue Dolomite
 Diabastuffe, Diabase
 Silt- und Sandsteine, Dolomitsandsteine

UNTERDEVON
 Crinoiden-Schichten:
 Crinoidenkalk(dolomite), sandige Kalke, Plattenkalk(dolomite), Kalkschiefer, Tonschiefer/Tonschiefer dominierte Bereiche

OBERSILUR - UNTERDEVON
 Gelbbraune Faserkalke der Schichten von Kehr

HOCHLANTSCH-FAZIES
OB. TOURNAI - NAMUR B
 Karbon von Mixnitz:
 gebankte und massive, graue und rote Kalke mit vereinzelten Lagen von Lydit
GIVET - OBERDEVON II / III
 Hochlantsch-Kalke:
 graue, massive Kalke
GIVET - OB. FRASNE
 Zachsenpitz-Formation:
 hellgraue, dünnbankige bis gebankte, örtlich Korallen führende Kalke
GIVET
 dunkelgraue, fossilreiche Kalke
 Tuffe, Tuffite, Diabase
 Dolomite, Sandsteine

DEVON
 Schichten der Hubenhalt:
 Wechselagerung von dunkelgrauen, Plattenkalken, Kalkschiefern und Dolomiten
 DEVON i. allg.
 Kalke, Dolomite des Gröbkogels

PELAGISCHE FAZIES (Raum: Lurnitzdorf/Breitenaue)
? UNTER - MITTELDEVON
 Dornerkogel-Formation:
 dunkelgraue Sandsteine und Tonschiefer, darin vulkanoklastische Konglomerate
? SILUR - DEVON
 Lurnitzdorf-Gruppe i. allg.:
 Tonschiefer, Lydite, div. Kalke, basische Vulkanite darin: Hainberger-Formation (ob. Unterdevon-tiefere Oberdevon):
 Tonschiefer, graue, gebankte Kalke, Dolomite, Sandsteine, Lydite, Metatuffite

OBERSILUR - GIVET
 Schattleitner-Formation:
 div. Kalke, Glimmersandsteine, phyllitische Ton-/Silt-schiefer, Metatuffite, vereinzelte Lagen von Spatmagne-siten

LLANOVERY - UNTERDEVON
 Hainberger-Formation:
 Basische Vulkanite, Ton-, Silt-, Sandsteine, Lydite, Dolomite, Korallen- und Crinoidenkalken, darin Spatmagne-sit der Breitenau (Obersilur-Unterdevon)

KALKSCHIEFER-FOLGE
UNTER- BIS MITTELDEVON
 Kalkschiefer-Folge i. allg.:
 Wechselfolge von dunklen, plattigen Kalken, massigen Kalken, Faserkalken, Kalkschiefern, Dolomiten, Tonschiefern, Silt- und Sandsteinen (teilw. tuffitisch), vereinzelte Grünschieferlagen
 Kalkschiefer-Folge mit Dominanz von Kalken
 Kalkschiefer-Folge mit Dominanz klastischer Gesteine
 a) Dolomite
 b) Grünschiefer

HOCHSCHLAG - FAZIES
UNTER - MITTELDEVON
 Albi-Formation:
 Ton-/Silt-schiefer, div. Kalke
 basische Vulkanite
 Hochschlag-Formation:
 dunkle, plattige Kalke, vereinzelte Einschaltungen von Tonschiefern, Kalkschiefern und Dolomiten

TONSCHIEFER-SCHÖCKELKALK-FAZIES
GIVET
 Schöckelkalk:
 dickbankige bis massive, graue bis weiß-grauebänderte Kalke/darin Karbonatquarzite
UNTER: TIEFERES MITTELDEVON
 Striatoporenkalk und Grenzzone des Schöckels:
 dunkle, plattige Kalke, Kalkschiefer, Serizitschiefer, Tonschiefer, Sandsteine, Rauchwacken
? SILUR - UNTERDEVON
 Arzbergschichten:
 Schwarzschiefer, Karbonatphyllite, untergeordnet Grün-gesteine
 Hundsbergquarzit

GRAUBACKENZONE
UNTERKARBON (VISE)
 dunkle Schiefer, Phyllite (teilweise graphitisch), darin dunkle plattige Kalke

ALTPALAZOIKUM
 Grünschiefer
 Phyllite

KRISTALLIN
 Bänderamphibolit
 Hornblendgneis
 Melablattischer Amphibolit
 Hornblende-Granat-Glimmerschiefer
 Amphibolit, Granatamphibolit
 Serpentin (Metalltrabast)
 Granitgneis
 Gneis i. allg., Plagioklasgneis/mjizierte Gneise
 Feldspatreicher Gneis
 Augengneis
 Heiliglimmerschiefer/Glimmerquarzite
 Zweiglimmerschiefer
 dunkle, quarzite, Glimmerschf./dunkle Quarzite
 helle Quarzite
 Marmor i. allg.
 Kalksilikat-schiefer
 Pegmatite/Quarzgänge im Paläozoikum

PERMOMESOZOIKUM
 Rannach-Serie:
 weiße bis hellgraue Serizit/quarzite (Plattquarzite), Serizitschiefer, Phyllite, Arkosequarzite und Konglome-rate

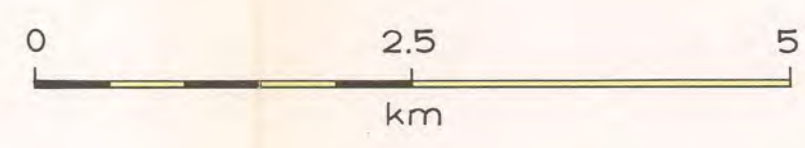
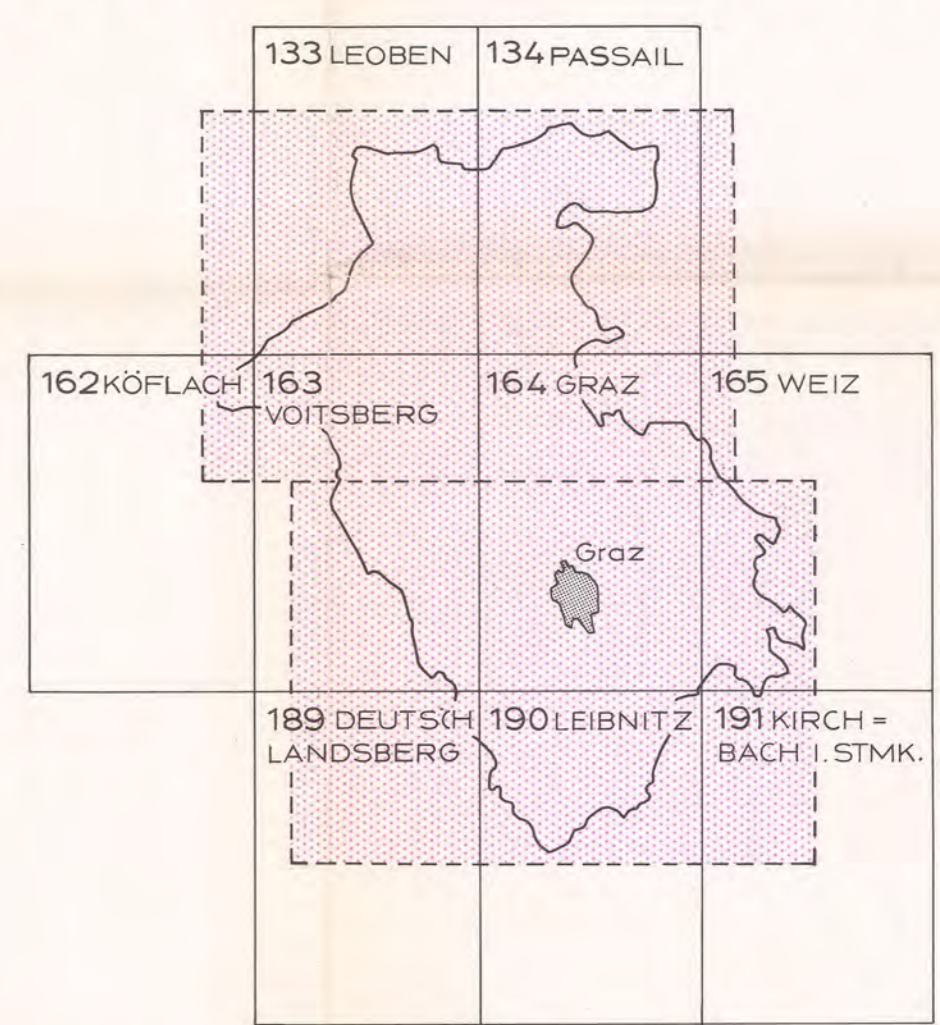
SONSTIGE ZEICHEN
 Bergbau in Betrieb
 Stillgelegter Bergbau
 Steinbrüche in Betrieb
 Größere Sand-, Kies- und Lehmgruben
 Pb Blei-/Zinkerze
 Fe Eisenerze
 Cu Kupfererze
 S Pyrit
 Mg Magnesit
 K Braunkohle
 F Farberde
 T Glastuff
 B Bentonit

LAGERUNG
 Bekannte Höhlen
 Terrassenkante innerhalb einer Quartärzeinheit

LAGERUNG
 0mügl 1-30° 31-60° 61-85° 86-90° sager

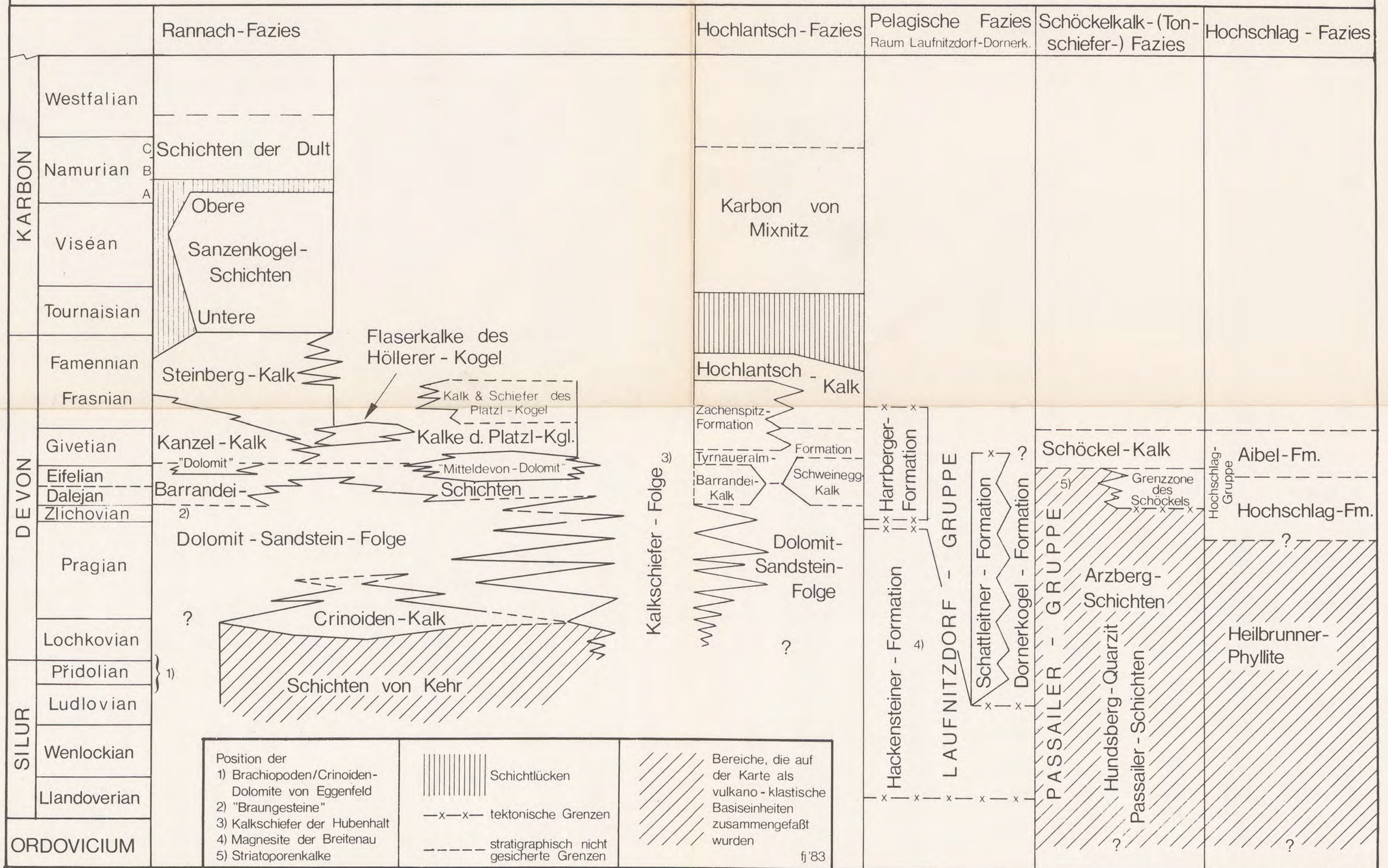
LAGERUNG
 Tektonische Bewegungsbahnen

BLATTSCHNITTVERTEILUNG DER ÖK 1:50.000



Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien, Zl. L 63 447/82
 Druck: Institut für Kartographie und Reproduktionstechnik der TU-Wien, A-1040 Wien, Karlsgasse 11

STRATIGRAPHISCHE TABELLE DES GRAZER PALÄOZOIKUMS (F. EBNER, Tab. 1)



Karsthydrogeologische Untersuchungen in den Kalkvoralpen
S Waidhofen/Ybbs (Niederösterreich)

von

Rudolf J. PAVUZA

mit

13 Abb., 1 Tab.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Rudolf J. Pavuza
Rotenmühlgasse 59/8
A-1120 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	29	S. 133--160	Wien, Nov. 1983
---------------------------------------	----	-------------	-----------------

Inhalt

1. Zusammenfassung, Abstract	134
2. Einleitung	134
3. Stratigraphie und Tektonik	135
4. Hydrographie und Hydrologie	142
5. Hydrogeochemie	144
6. Hydrodynamik	149
7. Hydrogeologische Gebietsbeschreibung	153
8. Geomorphologie	157
9. Vergleich mit dem „Hochgebirgskarst“	157
10. Literatur	159

1. Zusammenfassung

Der voralpine Karst des waldbedeckten Gebietes SW von Waidhofen/Ybbs liegt am Nordrand der Nördlichen Kalkalpen. Als tektonische Hauptelemente treten die Frankfelder, sowie die Lunzer Decke auf, wobei letztere eine Stockwerkstektonik zeigt. Hydrogeologisch ist für das Gebiet ein hoher unterirdischer Abfluß von rund 40–60 % bezogen auf den Niederschlag typisch. Dieses Wasser dürfte in erster Linie die Lockersedimentaquifere der Tallagen anspeisen.

Die Abflußverhältnisse der phreatischen Zone des Karstwasserkörpers werden durch das für jedes einzelne Karstgebiet typische Zusammenwirken der geologischen und geomorphologischen Gegebenheiten in erster Linie bestimmt und sind modellmäßig gut darstellbar. Die vadose Zone, die in den Kalkhochalpen stärker in den Vordergrund tritt und dort für wesentlich schwieriger zu interpretierende Verhältnisse verantwortlich ist, ist in den Kalkvoralpen SW Weyer von relativ geringer Bedeutung.

Abstract

The pre-alpine karst of the woodlands SW of Waidhofen/Ybbs belongs to the Nördliche Kalkalpen. The geological situation is dominated by two nappes, in one of them one can find a so called Stockwerkstektonik (different tectonic levels). The hydrogeology is characterized by the importance of subsurface runoff (40–60 %). This water seems to feed the pleistocene aquifers of the surrounding valleys. Subsurface runoff seems to be controlled by the relationship of Geology and Geomorphology which is typical for each particular karst area. This relates to the phreatic zone which is more important here in the pre-alpine areas while in the high altitude Karst one can find extensive vadose zones with a very complex hydrology.

2. Einleitung

Die vorliegende Arbeit stellt eine Kurzfassung einer in den Jahren 1979 – 1982 durchgeführten Dissertation am Geologischen Institut der Universität Wien dar (PAVUZA, 1982).

Ausgehend von einer geologischen Neukartierung des auf den ersten Blick eintönigen Gebietes, bei der bereits Rücksicht auf die hydrogeologischen Erfordernisse genommen werden mußte, wurde das Gebiet eingehend hydrogeologisch und hydrogeochemisch bearbeitet.

Da die Arbeit bis auf eine Ferialpraxis bei der ÖMV - A. G., die sich aber nur auf die geologische Kartierung bezog, selbst finanziert wurde, waren aufwendigere Untersuchungen, wie etwa Isotopentests von vornherein auszuschließen.

Hauptaufgabe war daher die Untersuchung der Zusammenhänge von Geologie, Geochemie und Hydrologie sowie ihre Veränderungen in Raum und Zeit und die Erstellung eines hydrogeologischen Modells. Da das Arbeitsgebiet in der Vergangenheit hydrogeologisch noch nicht untersucht wurde, standen als Unterlagen lediglich die alte geologische Karte von GEYER (1912) sowie einige Arbeiten, die das Gebiet randlich, vor allem S Waidhofen, berühren und bei TOLLMANN (1976) im einzelnen angeführt sind, zur Verfügung.

Die Lage des Arbeitsgebietes ist aus Abb. 1 ersichtlich.



Abb. 1, Lage des Arbeitsgebietes

3. Stratigraphie und Tektonik

Die stratigraphischen Verhältnisse des Untersuchungsraumes sind gekennzeichnet durch das Vorherrschen obertriadischer Sedimente, namentlich Opponitzer Schichten und Hauptdolomit. In den Randbereichen (südlich Waidhofen sowie SW Weyer) treten allerdings noch eine ganze Reihe weiterer Schichtglieder auf, die in ihrer Gesamtheit in Form von Säulenprofilen in Abb. 2 dargestellt sind.

Die beiden oben erwähnten „Hauptkarstwasserleiter“ zeigen eine teilweise vielfältige Detailstratigraphie. So sind den Opponitzer Schichten bereichsweise „Zementmergel“ zwischengeschaltet, die sich geomorphologisch und hydrologisch lokal in Form von kleinen Quellen und Vernässungen bemerkbar machen.

Ein typisches Hauptdolomitprofil aus dem Bereich des Saurüssels im Süden des Arbeitsgebietes läßt eine große Zahl zwischengeschalteter mergeliger „Keuperlagen“ sowie bituminöse, typmäßig den „Seefelder Ölschiefern“ ähnlichen Lagen und kalkigere Einschaltungen erkennen (Abb. 3). Die feinkörnigen Zwischenlagen wirken als relative Karstwasserstauer und führen zu kleinen, lokalen Karstwasserkörpern. Ähnliches konnte von TRAINDL (1982, S. 136) im Bereich des Sonnberges NE Weyer beobachtet werden.

Als gute Karstwasserleiter fungieren ferner Muschelkalk, Plattenkalke und Kössener Schichten (nur in der Lunzer Decke kalkig ausgebildet) sowie teilweise die jurassischen Sedimente.

Als relative Karstwasserstauer sind anzusprechen: Lunzer Schichten, Kössener Schichten und Allgäuschichten der Frankenfelder Decke sowie die kretazischen Sedimente.

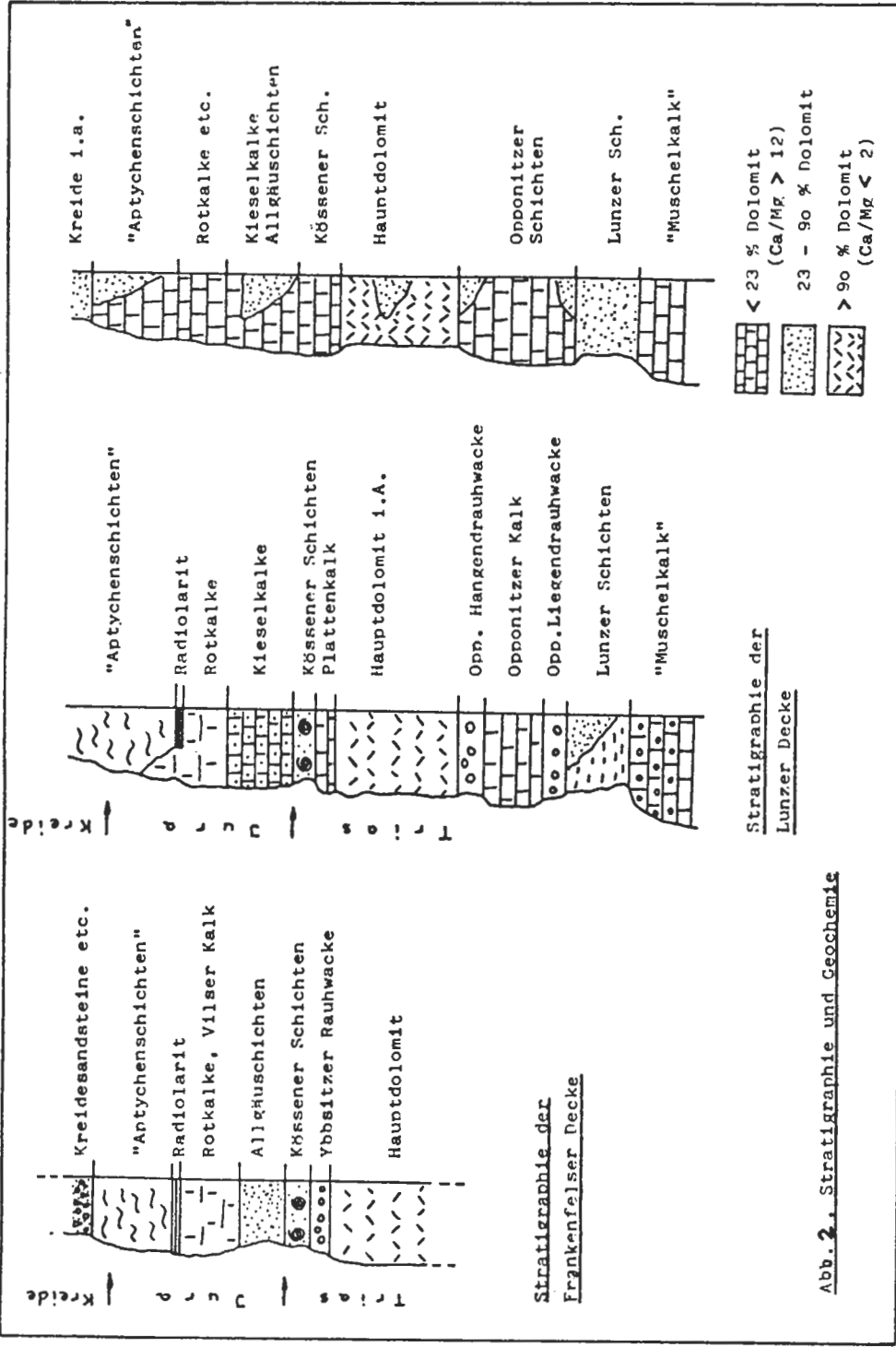


Abb. 2. Stratigraphie und Geochemie

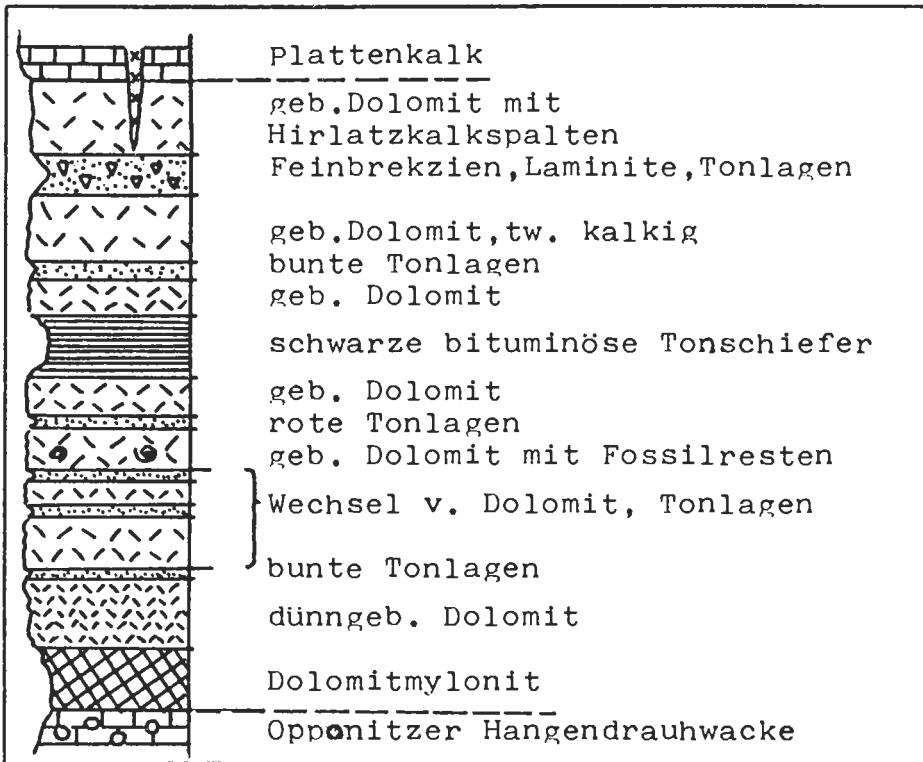
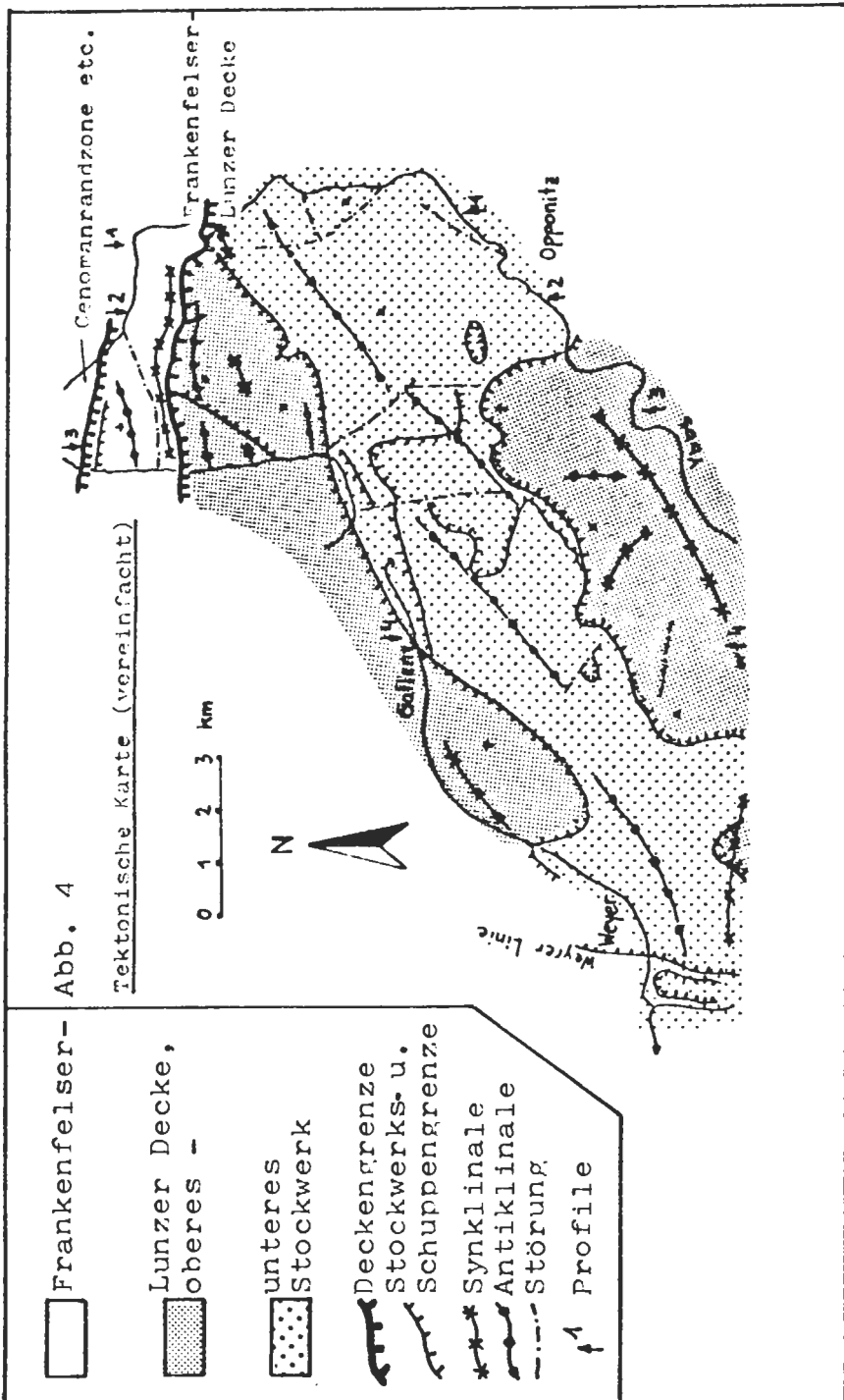


Abb. 3, Detailstratigraphie des Hauptdolomites E Weyer (Mächtigkeit der Zwischenlagen übertrieben!).

Eine Besonderheit stellt der basale Mylonithorizont des Hauptdolomites der Lunzer Decke dar, der aufgrund seines hohen Feinkornanteiles ebenfalls als relativer Stauer zu betrachten ist. Großtektonisch sind im gegenständlichen Gebiet fünf tektonische Einheiten zu unterscheiden:

- Flyschzone
- Klippenzone
- Cenoman-Randschuppe
- Frankenfelder Decke
- Lunzer Decke

Während die ersten drei in karsthydrogeologischer Hinsicht nur als relative Stauer von Bedeutung sind, treten in den beiden eigentlichen kalkalpinen Decken Karstwasserstauer- und -leiter auf. Diese können einerseits stratigraphisch bedingt sein, wie vorher erläutert wurde, andererseits treten häufig tektonische Bewegungsflächen aufgrund des dabei entstandenen Feinmaterials als relative Stauer auf. Bereits vorhin wurde der basale Mylonit des Hauptdolomites der Lunzer Decke erwähnt. Dazu kommen noch (abschnittsweise) die Unterkante der Lunzer Decke selbst, sowie einzelne kleinere Störungen. Dabei ist zu vermerken, daß Störungen sowohl als hydrologische Sperren, als auch als bevorzugte Wegigkeiten auftreten können, was aber aufgrund der geologischen Aufnahme allein kaum festzustellen ist. Eine Aussage darüber erlaubt lediglich die Synthese der geologischen, hydrologischen und hydrochemischen Ergebnisse – das hydrogeologische Modell.



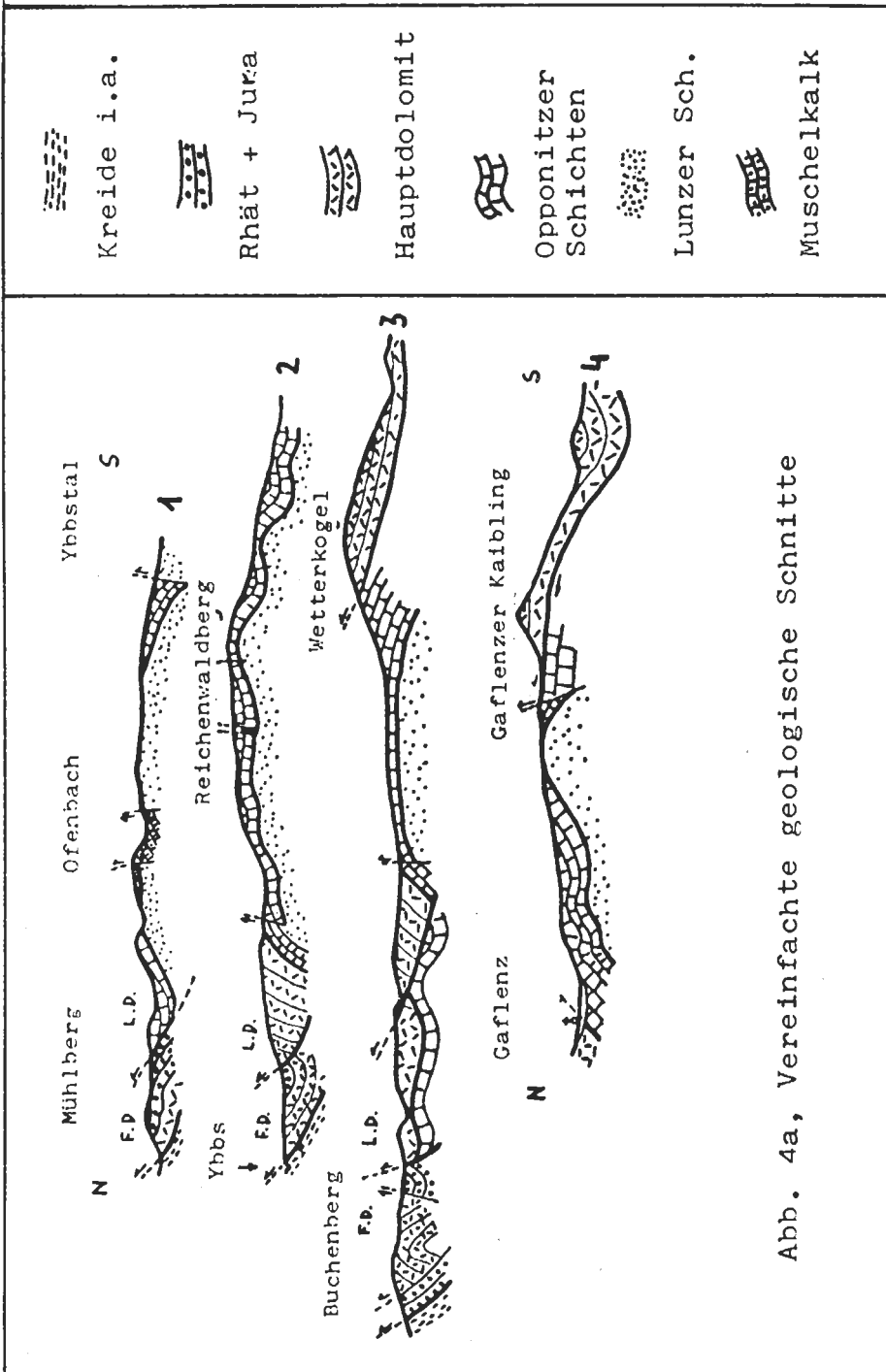


Abb. 4a, Vereinfachte geologische Schnitte

Die tektonische Situation ist in Abb. 4 und 4 a in schematischer Form sowie anhand einiger Profile dargestellt. Im Bereich der im Norden des Untersuchungsgebietes befindlichen Frankenfelder Decke ist die in sich gestörte Antiklinale des Buchenberges zu erwähnen, die von der tektonisch weniger verformten „Grasbergmulde“ südlich davon durch eine steile Störung getrennt ist. Die Frankenfelder Decke in ihrer Gesamtheit überschiebt die Cenoman-Randschuppe bzw. die Klippenzone knapp südlich von Waidhofen/Ybbs.

Südlich des Grasberges wird die Frankenfelder von der Lunzer Decke überschoben, wobei die Überschiebungsfläche teilweise senkrecht bis steil südfallend zu finden ist. Die schönste Stelle dieser Art existiert jedoch leider nur mehr auf Fotografien. An der Deckenstirn der Lunzer Decke bildet der hier vorherrschende Hauptdolomit stellenweise eine (durchgescherte) Stirnfalte, anderorts (s. Profile) kam es zu einer internen Überschiebung mit starken Verbiegungen im Hauptdolomit. Es fällt auch auf, daß gegen Osten zu immer ältere Schichtglieder die Deckenstirn bilden. Im Ostabschnitt des Arbeitsgebietes sind dies Opponitzer Schichten und in der weiteren Folge (östlich der Ybbs) Muschelkalk.

Für den Mittelabschnitt der Lunzer Decke im gegenständlichen Gebiet ist die flache, in sich gegliederte und an Brüchen versetzte „Ofenbergantiklinale“ typisch. Südlich davon folgt ein ausgedehntes Hauptdolomitgebiet in Form einer ausgeprägten Mulde mit einigen Querfalten.

Eine der wesentlichsten Erkenntnisse der Neukartierung in diesem Raum war aber die Auffindung einer Stockwerkstektonik innerhalb der Lunzer Decke. Man findet diese in zwei Bereichen: Während der erste sich offensichtlich nur auf das Gebiet SE Gaflenz beschränkt und in gewissem Sinne eine große Aufschuppung innerhalb der Opponitzer Schichten darstellt, tritt der zweite Fall auch großräumig in Erscheinung. Es scheint sich demnach das gesamte Hauptdolomitpaket über die liegenden Opponitzer Schichten bewegt zu haben unter der Bildung eines Mylonithorizontes, der fast an allen Aufschlußpunkten zu finden ist. Ferner deuten noch Winkeldiskordanzen, starke Verfaltungen der Opponitzer Schichten nahe der Überschiebungsfläche und andere Beobachtungen auf eine Relativbewegung des Hauptdolomites gegenüber den liegenden Opponitzer Schichten hin. Die mechanischen Eigenschaften der „Opponitzer Hangenddrauhacke“ dürften den Vorgang begünstigt haben.

Für die Hydrogeologie ist die zuletzt erwähnte Stockwerkstektonik – wie bereits erwähnt – von großer Bedeutung, da der Mylonithorizont offensichtlich einen nahezu durchgehenden relativen Stauer darstellt, was durch die hydrogeochemischen und hydrogeologischen Beobachtungen bestätigt wurde.

Aufbauend auf den geologischen Beobachtungen wurde nun ein geologisches Modell erstellt. Grundlage war die Konstruktion einer Reliefkarte der wesentlichsten relativen Karstwasserstauer. Die Konstruktionsmethode dieser Karten wird in der Erdölgeologie seit längerer Zeit mit gutem Erfolg praktiziert. In Kombination mit Klüftigkeitskarten und anderen geologischen Daten erfolgen nun Prognosen über die mutmaßlichen hydrogeologischen Verhältnisse, die aber nun einer eingehenden Prüfung und Revision mittels hydrogeochemischer und hydrologischer Untersuchungen unterzogen werden müssen.

Einen kleinen Ausschnitt der „Staueroberkantenkarte“ der Lunzer Schichten zeigt Abb. 5, wobei Hoch- und Tiefzonen graphisch hervorgehoben wurden.

Kurze Bemerkungen zur Quartärgeologie

Im Zuge seiner Arbeiten im Ennstal bearbeitete van HUSEN (1968, 1971) auch

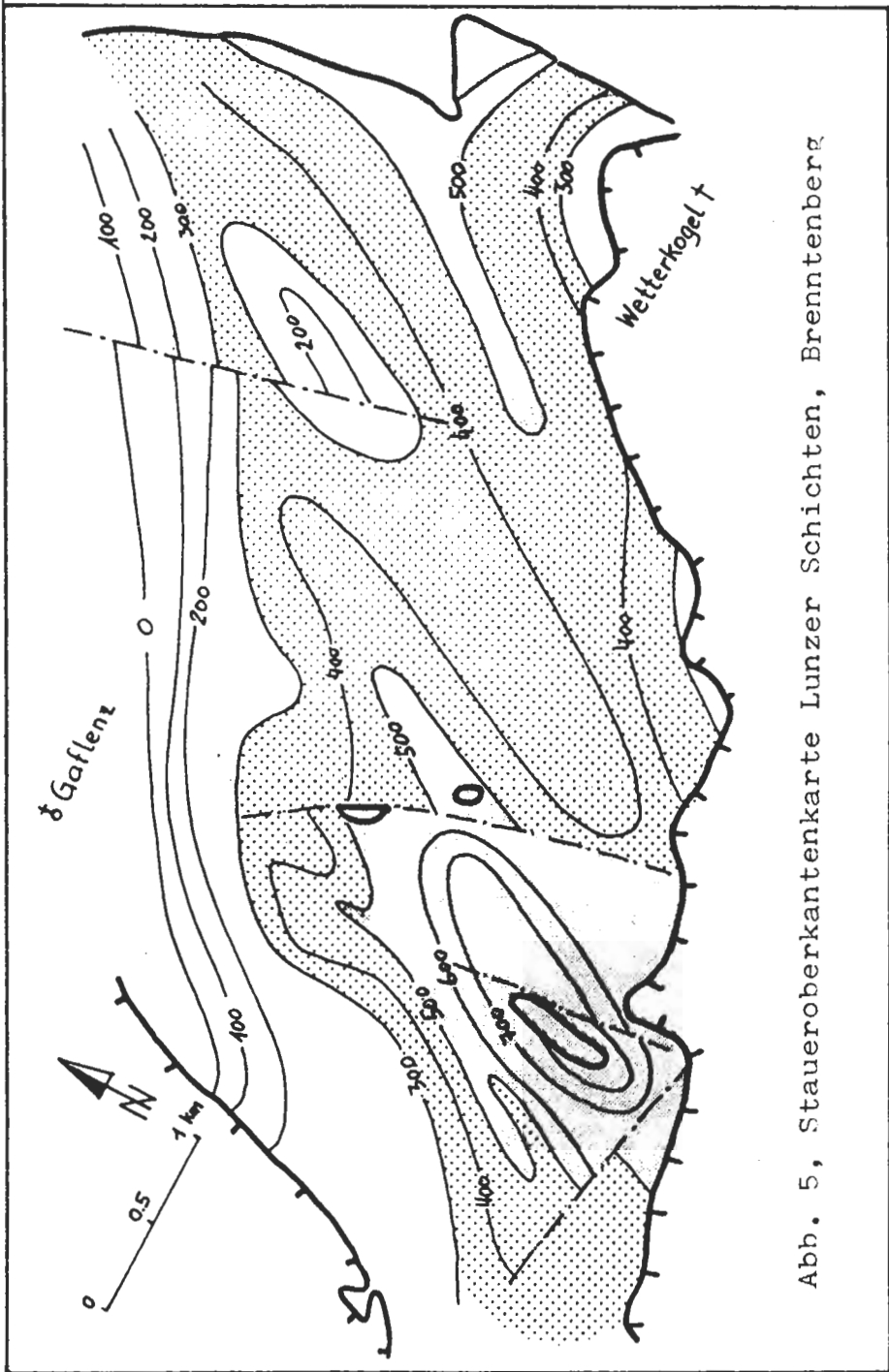


Abb. 5, Staueroberkantenkarte Lunzer Schichten, Brenntenberg

das Gebiet des Saurüssels. Er konnte die alte Ansicht eines ehemaligen Zuflusses der Ybbs über diesen Bereich zur Enns bestätigen. Demnach bestand die Verbindung bis ins frühe Riß. Dies wird auch durch die älteren, flach gegen Süden abfallenden Terrassenreste im Ybbstal südlich von Opponitz bestätigt.

Erst in der Folge wurde der Ybbsdurchbruch nördlich von Opponitz, das Kleine Gesäuse, geschaffen.

Während Terrassensedimente bis in das Becken von Gafrenz reichen, findet sich östlich der Türkenschanze im Schwarzbachtal nur schlecht sortierter Lokalschutt, der von seetonähnlichen Sedimenten überlagert ist.

4. Hydrographie und Hydrologie

Als wesentlichste Vorfluter in unserem Gebiet sind die Enns (im SW) und die Ybbs (im Osten und Nordosten) zu erwähnen. Beide sind wichtige Donauzubringer.

Im Arbeitsgebiet konnten etwa 400 Quellen und Quellbereiche aufgenommen werden, wobei die Schüttung zumeist unter 1 l/s lag. Quellen mit größeren Schüttungen finden sich dort, wo die phreatische Zone des Karstwasserkörpers angeschnitten ist, was in der Regel in den Talbereichen der Fall ist.

Große Abschnitte des Untersuchungsraumes sind als „wasserlos“ zu bezeichnen, es finden sich entweder überhaupt keine oder wenige untergeordnete Quellen (Schüttung kleiner als 0.01 l/s).

Abb. 6 gibt einen Überblick über die geschilderten Verhältnisse. Vergleicht man die Dolomit- und Kalkkarstgebiete, zeigt sich, daß erstere eher zur Bildung kleinerer, „diffuser“ Quellen neigen, während in den Kalken, bedingt durch die im allgemeinen größere Kluftweite eher größere Quellen auftreten. Allerdings ist der Unterschied zumindest in diesem Abschnitt der Kalkvoralpen nicht übermäßig groß. Jedenfalls findet man auch in den Dolomitgebieten durchaus größere Quellen, bzw. Exsurgenzen von mäßiger Ergiebigkeit im Kalkkarst.

Ein ausgeprägtes oberirdisches Entwässerungsnetz ist in den Gebieten mit den wenig durchlässigen Lunzer Schichten entwickelt. Der hinsichtlich der Permeabilität bestehende Unterschied zwischen den Sandsteinen und Schiefeln dieses Schichtglied ist für die Karsthydrogeologie von nur untergeordneter Bedeutung, sollte eines Tages aber sicherlich genauer untersucht werden. Nur an einer Stelle – in einem alten Stollen – konnte die Eigenwasserführung der Lunzer Schichten beobachtet werden. Eine Wasserprobe erbrachte interessante hydrochemische Ergebnisse (s. Kap. 5).

Eine teilweise oberirdische Entwässerung findet man auch im Bereich des Grasberges, bedingt vor allem durch das Auftreten der mergeligen Allgäuschichten. Daß hier dennoch ein teilweiser unterirdischer Abfluß erfolgt, ist dem Auftreten gut verkarstungsfähiger Gesteine besonders in den Ostabschnitten der „Grasbergmulde“ zuzuschreiben. Dessen ungeachtet zeigt die Wasserbilanz (s. Kap. 6) für dieses Gebiet hinsichtlich des unterirdischen Abflusses die niedrigsten Werte.

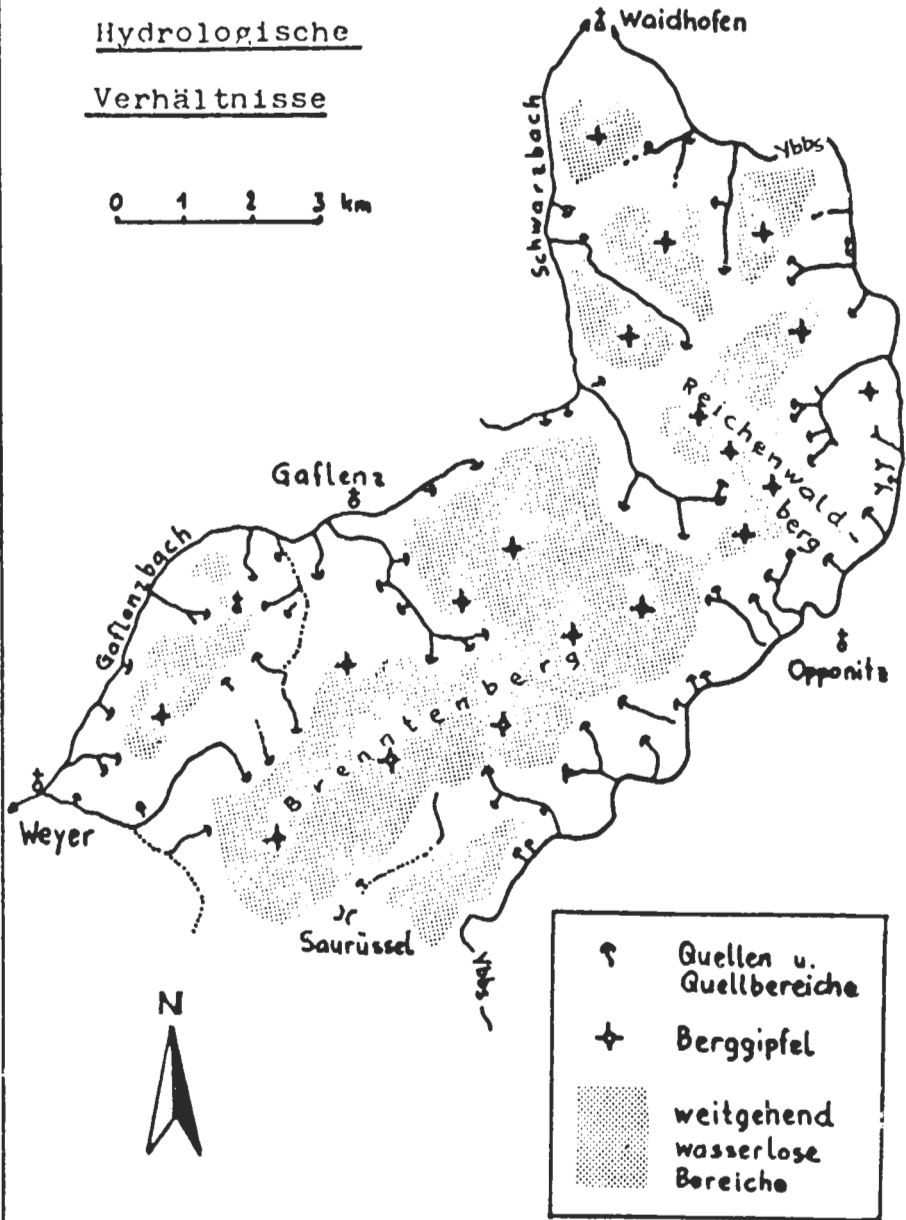
Für den Bereich der quartären Terrassensedimente, die stark zur Verkarstung neigen, ist ebenfalls ein unterirdischer Abfluß typisch. Hingegen neigen feinkornreiche Moränensedimente naturgemäß eher zur Bildung feuchter bzw. anmooriger Stellen. Besonders am Saurüssel ist dieser Gegensatz – soweit noch keine Trockenlegung erfolgte – recht gut zu beobachten.

Im Bereich des Garnberges SW Opponitz, wo dem Hauptdolomit eine „Haube“ aus stark verkarsteten Terrassensedimenten aufsitzt, erscheint nur etwa 10 bis 15 % des Niederschlagswassers in der einzigen vorhandenen Quelle wieder.

Abb. 6

Hydrologische
Verhältnisse

0 1 2 3 km



Um eine größenordnungsmäßige Vorstellung über die hydrologischen Verhältnisse dieses voralpinen Gebietes im allgemeinen zu geben, sei die Abflußspende des Gesamtgebietes angeführt:

Sie betrug nach einem Niederschlag von etwa 50 mm im September 1980
 nach 3 Tagen: 7.7 l/sec. km²
 nach 8 Tagen: 6.0 l/sec. km²
 nach 11 Tagen: 5.1 l/sec. km²

Man darf dabei natürlich nicht vergessen, daß der Abfluß innerhalb des Gebietes stark differenziert ist, doch erscheint gerade das Untersuchungsgebiet in seiner Gesamtheit für voralpine Gebiete typisch und der Wert für Vergleichszwecke geeignet.

5. Hydrogeochemie

Nachdem im Untersuchungsraum in erster Linie Kalke auf der einen, sowie Dolomite auf der anderen Seite als wesentlichste Karstwasserleiter auftreten, bot sich das Ca/Mg-Verhältnis in erster Linie für eine Differenzierung der Gesteine und Quellwässer an.

Die durchgeführten Gesteinsanalysen sind in Abb. 2 zusammengestellt. Abgesehen von der leicht verständlichen Kalk/Dolomit-Differenzierung zeigte sich, daß mergelige Sedimente (Lunzer Schichten, Allgäuschichten etc.) sowie Rauhacken hinsichtlich des Ca/Mg-Verhältnisses eine Zwischenstellung einnehmen, was geochemisch verständlich erscheint. Es bleibt zu erwähnen, daß die chemische Analyse dermaßen erfolgte, daß die zerkleinerten Proben mit CO₂-haltigem destilliertem Wasser behandelt und anschließend chemisch analysiert wurden, was den natürlichen Gegebenheiten wohl eher entspricht als die übliche Lösung in konzentrierter HCl.

Bei den hydrochemischen Analysen der Quellwässer zeigte sich zusätzlich zu der erwarteten Differenzierung nach dem Ca/Mg-Verhältnis im Diagramm „Ca/Mg-Gesamtionengehalt“ (Abb. 7), daß die Quellwässer hinsichtlich ihrer Herkunft durch diese beiden Parameter gut unterscheidbar sind.

Es zeigen sich folgende Gruppen:

- a – „Dolomitwässer“: Ca/Mg: <2.5
 Ges.ionengehalt: 250 – 450 mg/l
 Sulfat: <50 mg/l
- b – „Kalkwässer“: Ca/Mg: >6
 Ges.ionengehalt: 150 – 400 mg/l
 Sulfat: <50 mg/l
- c – „Sulfatwässer“: Ca/Mg: 4–9
 Ges.ionengehalt: 500 – 1200 mg/l
 Sulfat: 50 – 530 mg/l
- d – „Mischwässer“: Ca/Mg: 2.5–6
 Ges.ionengehalt: 200 – 450 mg/l
 Sulfat: <50 mg/l
- e – „Quartärwässer“: Ca/Mg: 2–4.5
 Ges.ionengehalt: 450 – 600 mg/l
 Sulfat: <50 mg/l

Wie bei allen Systemen gibt es auch hier Ausnahmen, die aber selten auftreten und meist erklärbar sind.

Die „Mischwässer“ sind in der Hauptsache Rauhacken ohne Gips zuzuordnen. Demzufolge sind die Ca/Mg-Verhältnisse dieser Gruppe im Schnitt niedriger als die

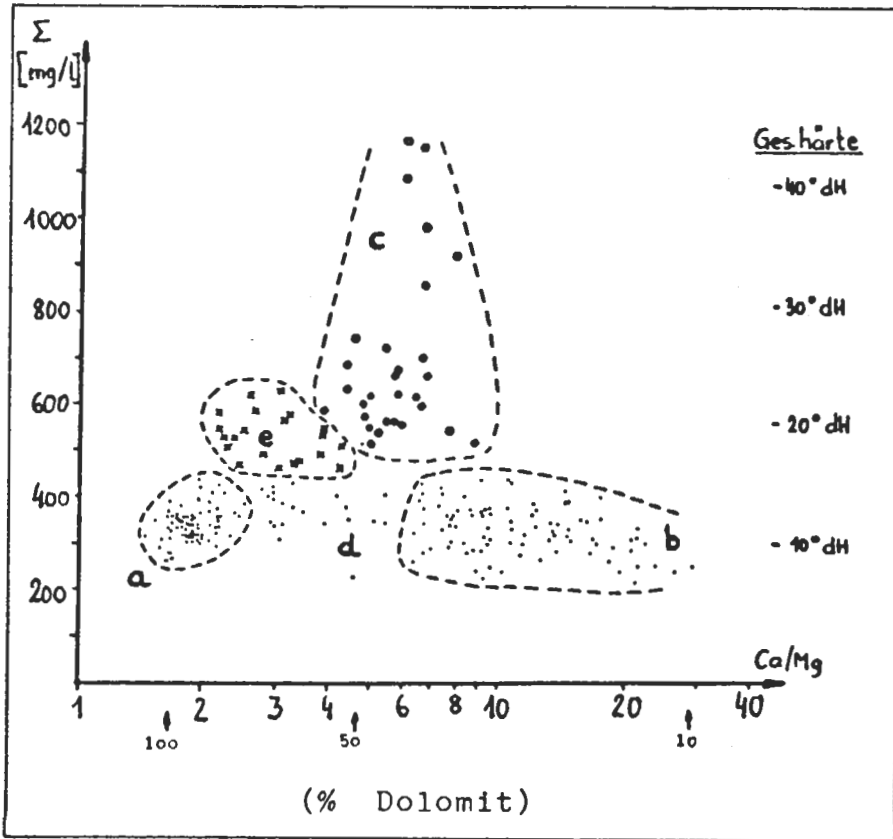


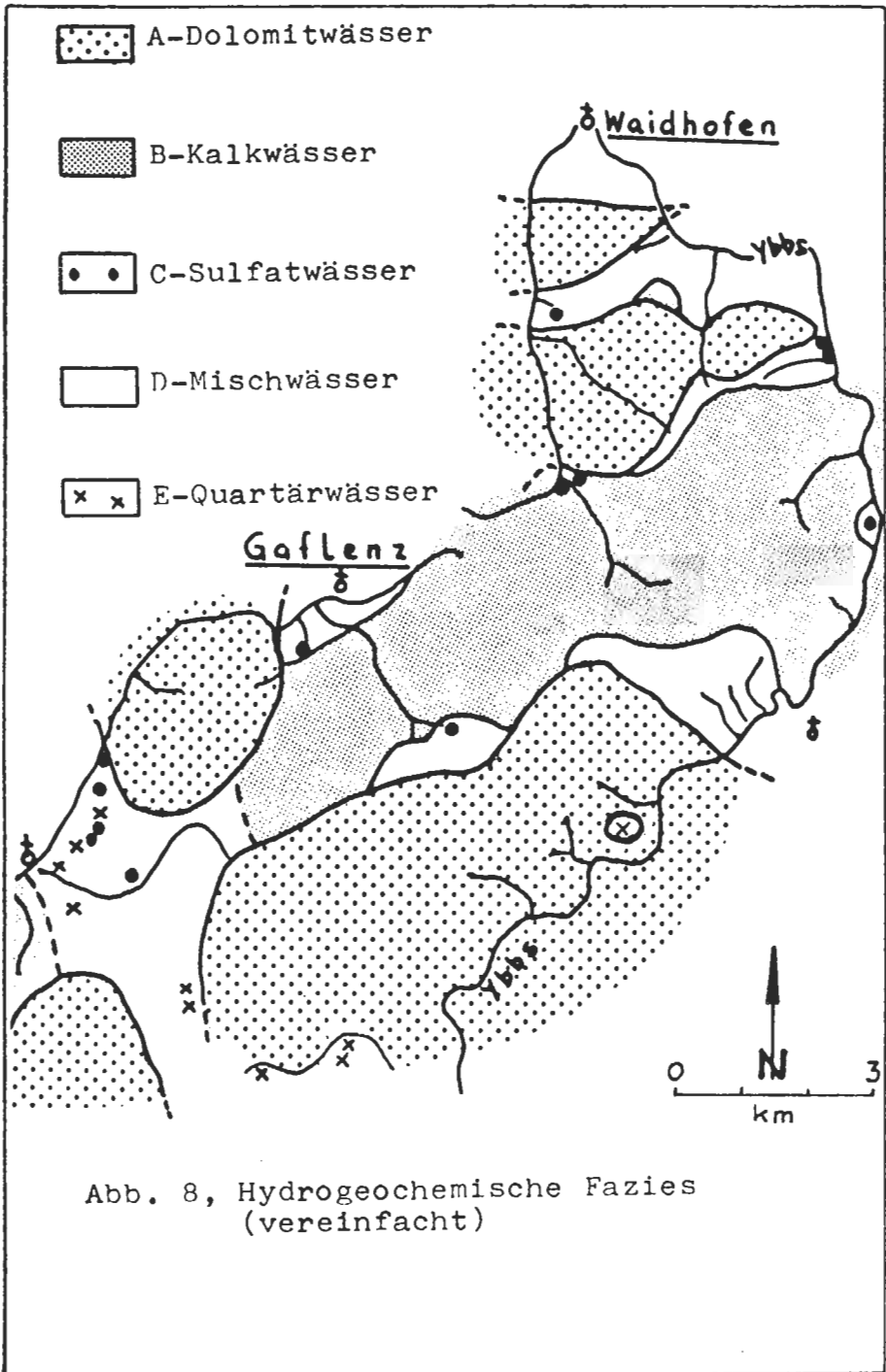
Abb. 7, Hydrogeochemisches Faziesdiagramm

der „Sulfatwässer“. Zieht man die entsprechende Menge CaSO_4 bei diesen ab, fallen alle Sulfatwässer in die Gruppe D. Vermutlich ist in dieser Gruppe der ehemals vorhandene Gips bereits weitgehend „ausgewaschen“. Unter der Hilfsbezeichnung „Quartärwässer“ werden die Quellen im Quartärbereich verstanden, wobei noch nicht gesagt ist, daß das Wasser primär aus dem Quartär stammt. Dies mußte von Fall zu Fall untersucht werden. Dort wo dies der Fall ist, kann aufgrund der hydrochemischen Zusammensetzung des Quellwassers auf die petrographischen Verhältnisse der Terrassensedimente geschlossen werden. Ein Vergleich mit den tatsächlichen Gegebenheiten am Garnberg SW Opponitz bestätigte dies. Man wird sich aber vor Verallgemeinerungen hüten müssen.

Die räumliche Verteilung der verschiedenen Faziestypen der Quellwässer bringt Abb. 8 in vereinfachter Form. Es zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit den geochemischen Untersuchungen, abgesehen von den hohen Sulfatgehalten einiger Wässer. Dies ist aber leicht dadurch erklärbar, daß es keinerlei Aufschlüsse gibt, wo gipsführende Rauhwaacke zu finden ist. Hier wird eindrucksvoll vor Augen geführt, wie hydrogeochemische Untersuchungen die rein geologische Aufnahme ergänzen können.

Bemerkungen zur „Gesamthärte“

Die Gesamthärte kann im vorliegenden Fall mit dem Gesamtionengehalt (wobei



Ca^{++} , Mg^{++} , HCO_3^- , SO_4^{--} , sowie Cl^- erfaßt wurden) in einen funktionalen Zusammenhang gebracht werden, da der Gehalt an Alkalichloriden und -sulfaten zumeist sehr gering ist (s. dazu PAVUZA & TRAINDL, 1982 b).

Es gilt

$$^{\circ}\text{dH} = 0.0384 \times \text{Ges.ionengehalt} - 1.7 \quad (r = 0.99)$$

Der Störwert von 1.7 ist zumindest teilweise sicherlich den durch die Gesamthärte nicht erfaßten Ionen zuzuordnen. Er entspricht, wie sich leicht nachrechnen läßt, einem Wert von rund 40 mg/l als Durchschnitt für alle Proben.

Untersuchungen der „Sulfatwässer“

Durch statistische Untersuchungen des $\text{SO}_4^{--}/\text{HCO}_3^-$ -Verhältnisses konnten jene Quellen ermittelt werden, bei denen Sulfat gegenüber Hydrogencarbonat signifikant erhöht ist. Es handelt sich dabei fast ausschließlich um Wässer aus der Opponitzer Hangendrauhwacke. Am auffallendsten ist eine Quelle an der Deckengrenze von Lunzer und Frankenfesler Decke SE Waidhofen. Hier bedingen die erhöhten Sulfatgehalte so hohe Gesamtionengehalte, daß definitionsgemäß von einem Mineralwasser (>1000 mg/l Gesamtgehalt) gesprochen werden kann.

Variationen des Gesamtgehaltes werden bei diesen Quellen zum größten Teil durch die Schwankungen der Sulfatgehalte (und des zugehörigen Kations, in erster Linie Ca^{2+}) bedingt. Diese Tatsache wurde bereits beschrieben (PAVUZA, 1982). Abb. 9 erläutert den Zusammenhang deutlich. Es sind hier für jede Quelle die Relationen von Gesamtionengehalt/kleinstem beobachteten Wert auf der Abszisse, sowie die entsprechenden Verhältnisse für $\text{SO}_4^{--}/\text{HCO}_3^-$, ebenfalls durch Bezug auf den Minimalwert normiert, auf der Ordinate eingetragen. Man sieht den positiven Zusammenhang mit einem hohen Korrelationskoeffizienten.

Begründet kann dieses Phänomen durch die durch das CO_2 -Angebot begrenzte Löslichkeit der Karbonate werden. Wie die Untersuchungen der pH-Werte ergaben, ist die Kohlensäure, die noch zur Kalklösung zur Verfügung steht, bei den meisten Quellwässern fast verbraucht. Für die weitere Aufmineralisation kommt nun in der Hauptsache die Mischungskorrosion in Frage.

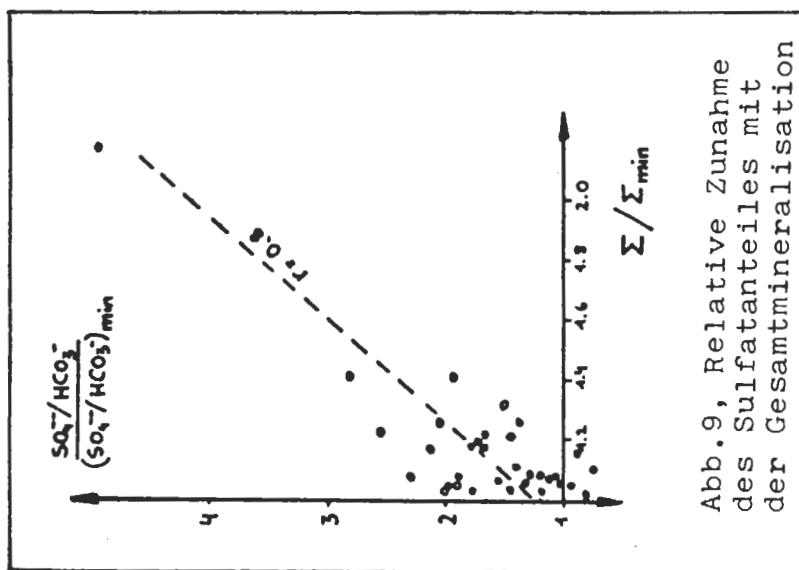
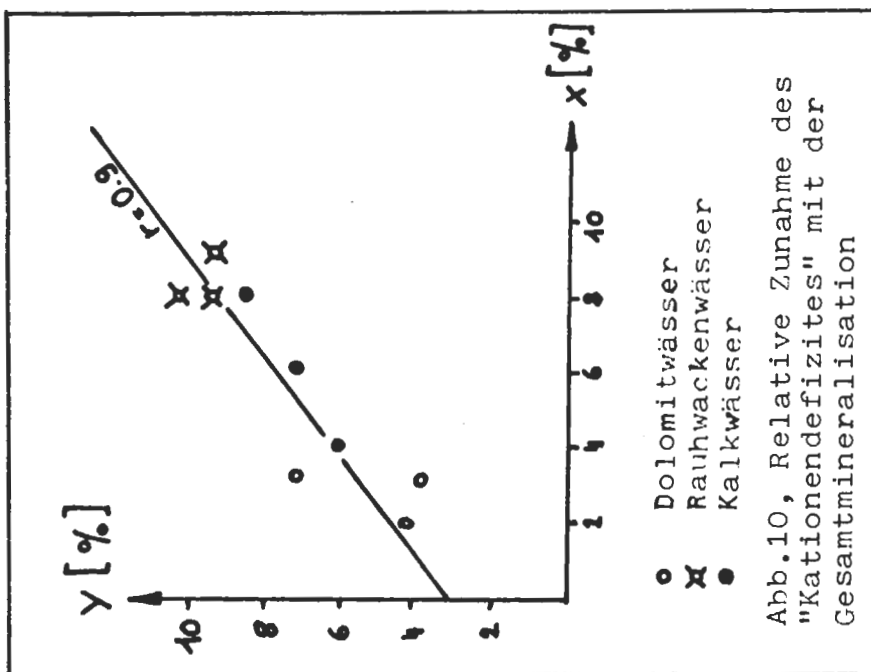
Die Begrenzung der Gipslöslichkeit ist jedoch durch das Löslichkeitsprodukt gegeben, wobei die Maximalwerte noch lange nicht erreicht sind. Wieweit die Reaktionsgeschwindigkeit auf die beschriebenen Reaktionen Einfluß hat, muß erst durch Modellversuche geklärt werden.

pH-Werte

Abgesehen von den Rückschlüssen auf die freie Kohlensäure im Quellwasser ließ sich der pH-Wert in Kombination mit den anderen Parametern auch als Hinweis auf diffuse Zuflüsse zu den verschiedenen Bächen verwenden, da die Bäche aufgrund des CO_2 -Verlustes unter atmosphärischen Bedingungen generell höhere pH-Werte aufweisen als die Quellen. Auch fiel auf, daß Quellen mit größerer Schüttung im Schnitt niedrigere pH-Werte und damit auch höhere Gehalte an freier Kohlensäure zeigen als kleine Quellen. Dies könnte unter anderem auf raschere Durchsätze, bzw. auf die durch die größere Kluftweite geringere Oberfläche hinweisen.

Quelltuffbildungen

Die an einigen Stellen vorgefundenen Quelltuffbildungen wurden ebenfalls einer genaueren Untersuchung unterzogen und bereits beschrieben (PAVUZA & TRAINDL, 1982 a).



Hinweise auf Ionenaustauschvorgänge

Das sich bei den chemischen Wasseranalysen ergebende „Kationendefizit“ gibt Hinweise auf im Wasser vorhandene Alkalien, wobei natürlich Analysenfehler sowie unter Umständen gewisse andere Ionen ebenfalls mit in den Wert eingehen. Dennoch lassen sich aus den Werten Trends ablesen. Im Hinblick auf den Absolutwert unterschied sich lediglich eine einzige Quelle von den anderen, was durch statistische Tests nachgewiesen werden konnte. Es handelt sich dabei um das bereits erwähnte Wasser aus dem Stollen in den Lunzer Schichten. Hier sind sowohl primär erhöhte Alkaligehalte (durch Verwitterung von Alkalisilikaten) als auch Ionenaustauschvorgänge denkbar. Dabei würde es sich in erster Linie um den Austausch der Alkalien von Tonmineralen gegen im Wasser gelöste Erdalkaliionen handeln.

Modellversuche zeigten, daß die durchschnittlichen Werte für das Kationendefizit der Wässer keine signifikanten Unterschiede zum Kationendefizit von Gesteinslösproben aufwiesen.

Auf der anderen Seite führte eine Untersuchung der wesentlichsten Quellen zu der Erkenntnis, daß bei längeren Trockenperioden mit steigender Gesamtmineralisation, die ganz allgemein einer erhöhten Verweilzeit des Wassers der jeweiligen Quelle entspricht, der prozentuelle Anteil des Kationendefizites zunimmt.

In Abb. 10 ist der Zusammenhang graphisch dargestellt, wobei auf der x-Achse die prozentuelle Zunahme der Gesamtmineralisation, und auf der y-Achse die prozentuelle Zunahme des Kationendefizites (bezogen auf die Summe aller Kationen) aufgetragen wurde.

Hier ergibt sich noch eine Differenzierung nach den verschiedenen Gesteinen, die allerdings erst untersucht wird.

Eine der Deutungsmöglichkeit für die beschriebenen Beobachtungen ist die zunehmende Bedeutung von Ionenaustauschvorgängen bei älteren Wässern.

Quelltemperaturmessungen

Aus einigen tausend Quelltemperaturmessungen wurde in Kombination mit geologischen Daten ein Zusammenhang von Quelltemperatur und der mittleren Seehöhe des Einzugsgebietes ermittelt:

$$T (^{\circ}\text{C}) = 11,23 - 0,0051 \cdot \bar{Sh}$$

(\bar{Sh} : mittlere Seehöhe des Einzugsgebietes in m)

Der Korrelationskoeffizient von 0,72 läßt erkennen, daß rund 50 % der Variabilität durch die Regressionsgerade erklärt wurden. Bei Berücksichtigung weiterer Einflußgrößen ist eine Verbesserung zu erwarten.

Positive Abweichungen deuten auf ältere bzw. tiefere Wässer hin, die vier markantesten Quellen dieser Art zeigen daneben auch sehr geringe jahreszeitliche Schwankungen der Temperatur und des Chemismus, was die obigen Überlegungen zu bestätigen scheint.

6. Hydrodynamik

Im Gebiet von Gaflenz wurde ein kleinräumiger Tracerversuch über eine Strecke von 450 m mittels NaCl durchgeführt, um eine Vorstellung über die Abstandsgeschwindigkeit im Aquifer zu erhalten. Größere Tests waren aus finanziellen und geländebedingten Gründen nicht möglich. Die hier erhaltene v_a betrug am 25. 8. 1981 82 m/h. Für die Ermittlung weiterer Näherungswerte für v_a wurden die hydrochemischen Ansprechzeiten der einzelnen Quellen auf Niederschläge herangezogen. Als Pa-

parameter fungierten hier die elektrische Leitfähigkeit, der pH-Wert und in manchen Fällen auch die Wassertemperatur. Nicht geeignet ist die Quellschüttung.

Das Konzept geht davon aus, daß versickerndes Niederschlagswasser die in diesem Zusammenhang nicht berücksichtigte vadose Zone durchdringt und den Karstwasserspiegel erreicht. Durch die Erhöhung des Potentialgradienten beginnt zu diesem Zeitpunkt die Quellschüttung zu steigen, um nach Erreichung eines bestimmten Maximalwertes wieder in typischer Art und Weise zurückzugehen.

Für den hier diskutierten Fall der Quellen des phreatischen Bereiches zeigt sich, daß das dem Niederschlagswasser entsprechende Minimum der elektrischen Leitfähigkeit (ähnliches gilt für den pH-Wert) gegenüber dem Schüttungsmaximum mit einer ganz bestimmten Zeitverzögerung auftritt. Diese wird bestimmt durch die mittlere Entfernung des Einzugsgebietes und die Abstandsgeschwindigkeit. Nachdem nun die Phasenverschiebung bekannt ist und die mittlere Entfernung des Einzugsgebietes aus geologischen, hydrochemischen und hydrologischen Daten abgeschätzt werden kann, lassen sich Richtwerte für v_a ermitteln.

Diese Werte sind wohl für die betreffende hydrologische Situation und den betrachteten Aquifer typisch, für weitergehende Vergleiche jedoch wenig geeignet, da v_a ganz wesentlich vom Potentialgradienten abhängt. Leider ist es nun nicht so, daß eine lineare Proportionalität ähnlich wie in den Lockersedimenten vorliegt. Dennoch bietet sich eine Normierung durch den mittleren Potentialgradienten, der mit Hilfe der Positionierung der Quellen in Kombination mit den geologischen Unterlagen einigermaßen abgeschätzt werden kann, vorläufig als einzige Möglichkeit für die Ermittlung vergleichbarer Daten an. Wir wollen den erhaltenen Wert als „k“ mit der Einheit m/s bezeichnen, wobei zu beachten ist, daß dieser Wert – im Gegensatz zu Lockersedimentgebieten, wo in der DARCY'schen Formel v_f , die Filtergeschwindigkeit zu finden ist – von v_a abgeleitet wurde. Will man unsere „k“-Werte mit den k_f -Werten vergleichen, muß der Porositäts- bzw. Klüftigkeitsfaktor berücksichtigt werden. Aufgrund der nichtlinearen Verhältnisse, die ihre Ursache in dem in den oberen Abschnitten des Karstwasserkörpers auftretenden turbulenten Fließen haben, ist in jedem Falle Vorsicht bei der Verwendung der Werte angebracht.

Die durchschnittlichen „k“-Werte für die einzelnen einigermaßen abgrenzbaren Abschnitte des Untersuchungsgebietes sind in Tab. 1 zu finden.

Als weitere Charakterisierung bietet sich das größte beobachtete Schüttungsverhältnis Q_{max}/Q_{min} an. Allerdings hängt sein Wert stark von den klimatischen Verhältnissen im Beobachtungszeitraum ab. Sicherlich stellen die in Tab. 1 zu findenden Zahlen Minimalwerte dar.

Der Abfall der Schüttungskurve einer Quelle nach Niederschlägen läßt sich im einfachsten Fall mit Hilfe der MAILLET'schen Formel beschreiben:

$$Q(t) = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (1)$$

$Q(t)$: Schüttung zum Zeitpunkt t , in m^3/Tag

Q_0 : Schüttung zum Zeitpunkt $t = 0$, in m^3/Tag

e : Basis des natürlichen Logarithmus (2.71 . . .)

t : Zeit, in Tagen

α : „Austrocknungskoeffizient“, in $Tagen^{-1}$

Es läßt sich (ohne Beweis) zeigen, daß gilt:

$$\alpha = \frac{1 \ln Q_0 - 1 \ln Q(t)}{t} \quad (2) \text{ (ln: natürlicher Logarithmus)}$$

(Q kann hier ohne Probleme in l/s eingesetzt werden !)

Weiters gilt als Faustregel mit zunehmender Genauigkeit ab Werten für $\alpha < 0.2$, daß $100 \cdot \alpha$ die prozentuelle Schüttungsabnahme pro Zeiteinheit (Tag) angibt.

Entsprechend dem heterogenen Aufbau des Kluftkörpers und den während des Abklingens der Schüttung sich ändernden Strömungsverhältnissen im Aquifer, treten bei ein und derselben Quelle eine Vielzahl von α -Werten auf, deren Größe mit zunehmender Entfernung vom Niederschlagsereignis abnimmt.

So ist die obige Formel (1) zu modifizieren:

$$Q(t) = \sum_{i=1}^n Q_0^i \cdot e^{-\alpha_i t}$$

In Tabelle 1 sind allerdings nur die kleinsten beobachteten Werte für α angeführt. BRANDT & HÜTSCHLER (1980, S. 171) fanden im Karst der Petzen in Südkärnten α -Werte von 0.13–0.25, nehmen aber an, daß es sich dabei nicht um die kleinsten Werte handelt.

Schließlich finden sich in Tabelle 1 noch Angaben über den „effektiven unterirdischen Abfluß“, A_u (eff).

Dabei handelt es sich um das nicht wieder zutage tretende Wasser, das zum größten Teil den Lockersedimentaquiferen der Tallagen zufließt, was teilweise nachgewiesen werden konnte.

Man muß sich der Tatsache bewußt werden, daß im Gegensatz zu den Niederschlagsdaten, die auf den Werten von 8 amtlichen und 5 eigenen Meßstellen beruhen und den Quell- und Gerinneabflußdaten, die ebenfalls mit ausreichender Genauigkeit gemessen wurden, die reelle Evapotranspiration nur einen Schätzwert darstellt und die angegebenen Daten für den effektiven unterirdischen Abfluß Größenordnungen darstellen.

Die Lage der einzelnen Gebiete ist Abb. 13 zu entnehmen.

	A_u (eff)	„k“ (m/s)	Q_{max}/Q_{min}	α_{min}
A – Buchenberg Hauptdolomit	55	–	–	–
B – Grasberg	35	0.001	10	0.04
C – Hütterkogel Hauptdolomit	45	0.05	2.5	0.04
D – Reichenwaldberg Opponitzer Sch.	45	0.07	6	0.11
E – Brenntenberg Opponitzer Sch.	60	0.07	3.3	0.02
F – Brenntenberg Hauptdolomit	50	0.06	2.2	0.04
G – Heiliger Stein Hauptdolomit	65	0.02	5	0.19
H – Heiliger Stein Opponitzer Sch.	60	0.015	22	0.15

Tabelle 1: Hydrogeologische Kennziffern

Zusammenfassende Betrachtung der hydrogeologischen Kennziffern

Während A_u (eff.), Q_{max}/Q_{min} und α hinsichtlich ihrer Größe von den hydrologischen und geologischen Verhältnissen gleichermaßen abhängen, dürfte die behelfsmäßig normierte Größe „ k “ in erster Linie als eine aquifer- bzw. gesteinspezifische Größe, die in irgendeiner Form von der Durchlässigkeit abhängt, zu betrachten sein.

Es erscheint bezeichnend, daß am Heiligen Stein, wo sowohl in den Opponitzer Schichten als auch im Hauptdolomit ein sehr hoher unterirdischer Abfluß bei eher höherem Schüttungsverhältnis und relativ hohen α -Werten auftritt, diesem sehr niedrige „ k “-Werte gegenüberstehen. Dies zeigt deutlich auf, daß die ersten drei Werte, die den Abfluß charakterisieren, von den Gegebenheiten im „Vorflutbereich“ – in unserem Fall im Lockersedimentaquifer des Gaflenzbachtals – ganz wesentlich beeinflusst werden. Dieser Grundwasserspeicher scheint eine dermaßen große Aufnahmekapazität aufzuweisen, sodaß der Karstspeicher sehr rasch entleert wird bzw. die „Überlaufquellen“ rasch zurückgehen. Dies kann aber auf die Größe „ k “ definitionsgemäß keinen Einfluß haben, was sich hier auch zeigt.

Aufgrund der hohen Lage des relativen Stauers (Lunzer Schichten) ist am Reichenwaldberg der unterirdische Abfluß geringer, die Speicherfähigkeit in Relation zu den anderen Komplexen geringer. Am Brenntenberg zeigen Hauptdolomit und Opponitzer Schichten größenordnungsmäßig ähnliche Werte, der unterirdische Abfluß ist in beiden Fällen hoch.

Ähnlich verhält sich der Hauptdolomitbereich Hütterkogel–Eibenberg am Nordrand der Lunzer Decke. Der unterirdische Abfluß ist nur deshalb geringer, da aufgrund der schlechteren Durchlässigkeitsverhältnisse im Lockersedimentbereich Karstwasser diffus dem Schwarzbach zufließt und somit erfaßt werden konnte.

Recht bezeichnend für die geologischen Verhältnisse sind auch die Werte am Grasberg (Frankenfelder Decke). Einem im Verhältnis niedrigen A_u (eff.) stehen große Schüttungsschwankungen und niedrige Werte für „ k “ und α gegenüber. Dies kann durch den erhöhten oberirdischen Abfluß bei gleichzeitigem geringen unterirdischen Abfluß in den schlecht leitenden feinkörnigen Sedimenten erklärt werden. Im übrigen gibt es auch hier gut verkarstungsfähige Gesteine, die den unterirdischen Abfluß erhöhen.

Menge des abflußfähigen Karstwassers aus Quellen

Die aus Quellen abflußfähige Menge an Karstwasser zu einem bestimmten Zeitpunkt läßt sich abschätzen durch:

$$V(\phi) = \sum_{i=1}^n \int_{t=\phi}^{\infty} Q_0^i \cdot e^{-\alpha_i t} dt$$

Q_0^i in m^3/Tag
 α_i in Tagen^{-1}
 t in Tagen
 $V(\phi)$ in m^3

Des weiteren läßt sich zeigen (ohne Beweis):

$$V(\phi) = \sum_{i=1}^n \frac{Q_0^i}{\alpha_i}$$

Durch Änderung der Integrationsgrenzen und der entsprechenden Anpassung der Ausgangsschüttungen Q_0^i läßt sich die abflußfähige Menge für jeden beliebigen Zeit-

punkt berechnen.

Mit Hilfe dieser Methode ergab sich im Untersuchungsgebiet für den Zeitraum August 1980 bis August 1981 ein Maximalwert von $1,5 \times 10^6 \text{ m}^3$ und ein Minimalwert von 10^6 m^3 für das aus Quellen abflußfähige (jedoch keinesfalls das gesamte vorhandene) Karstwasser.

Eine andere Möglichkeit der Abschätzung, die rascher vonstatten geht und keine längeren Beobachtungszeiträume benötigt, demzufolge aber natürlich ungenauer ist, stellt die rechnerische Auswertung der Abflußspende des Gesamtgebietes dar.

Für eine Nach-Niederschlagsperiode im September 1980 ergab sich:

Tage nach NS	1/sec. km ²
3	7.7
8	6.0
11	5.1

Daraus läßt sich errechnen:

$$Q = 9,0 \cdot e^{-0,051 \cdot t} \text{ (in 1/sec. km}^2\text{)}$$

für den Zeitpunkt $t = \phi$ (Ende des Niederschlages). Dies bedeutet, um vom Rückgang der Abflußspende eine Vorstellung zu geben, daß sie jeden Tag um 5 % (bezogen auf die Vortagsschüttung) zurückgeht. Durch numerische Integration der obigen Gleichung erhält man für den Zeitpunkt $t = \phi$ einen Maximalwert von $1,2 \times 10^6 \text{ m}^3$, für $t(11)$ würden sich etwa $0,7 \times 10^6 \text{ m}^3$ ergeben. Vermutlich würden zusätzliche Messungen der Abflußspende eine bessere Angleichung an die nach der ersten Methode ermittelten Werte ergeben, für erste größenordnungsmäßige Abschätzungen erscheint das Verfahren jedoch geeignet.

7. Hydrogeologische Gebietsbeschreibung (s. Abb. 13)

Buchenberg (A)

Das im wesentlichen aus Hauptdolomit aufgebaute Gebiet zeigt nur unbedeutende Quellen. Es konnte jedoch ein diffuser Zufluß von etwa 30 l/s zum Schwarzbach, bedingt durch eine Störungszone nachgewiesen werden.

Grasberg (B)

Wie an anderer Stelle bereits erwähnt, zeigt das Gebiet des Grasberges vor allem in seinem Westabschnitt eine überwiegend oberirdische Entwässerung, die durch das Auftreten wenig durchlässiger Allgäuschichten sowie verschiedener Kreidesandsteine und -mergel bedingt ist. Im Osten der Grasbergmulde überwiegt wieder die unterirdische Entwässerung.

Hütterkogel–Eibenberg (C)

In diesem Gebiet existieren nur zwei größere Quellen. Während die eine im Teschengraben für die Wasserversorgung genutzt wird, handelt es sich bei der zweiten „Quelle“ um den bereits beschriebenen diffusen Wasserzutritt zum Schwarzbach von rund 70 l/s. Wie am Buchenberg ist auch in diesem Fall eine größere Störungszone (s. Abb. 4) für diese Erscheinung verantwortlich.

Reichenwaldberg (D)

Eine relativ hohe Lage des relativen Karstwasserstauers (Lunzer Schichten) ist für

diesen Abschnitt typisch. Zumeist liegt er über dem Talboden, wodurch hier auf jeden Fall von einem „seichten Karst“ gesprochen werden kann. Demnach ist in diesem Bereich der unterirdische Abfluß geringer als etwa am Brenntenberg.

Interessant ist in diesem Gebiet vor allem das Auftreten einer Quelle beim „Amtmann“ im Ybbstal, die sich durch ihr Mineralwasser und die konstant hohen Temperaturen auszeichnet (Jahresgang (1980/1981): 10.3. bis 10.5°C). Hier handelt es sich mit ziemlicher Sicherheit um ein an der nahen Deckengrenze zur Frankenfelsler Decke aufsteigendes Karstwasser.

Brenntenberg (Opponitzer Schichten) (E)

Dieser Kalk/Rauhackenaquifer ist vom hangenden Hauptdolomitspeicher durch die Mylonitzone weitgehend hydrologisch getrennt, wie die hydrogeochemischen Untersuchungen zeigten.

Signifikant für die aufgrund des heterogenen Aufbaues dieses Aquifers (Kalk + Rauhacke) wechselnden Bedingungen im Karstwasserleiter ist ein hydrochemischer Vergleich der beiden größten Quellen (Oberland sowie Pettendorf/SW Gaflenz). Die hydrochemischen Parameter wurden hinsichtlich ihrer Zeitabhängigkeit auf lineare und exponentielle Zusammenhänge untersucht. Abgesehen von einleuchtenden Abhängigkeiten (etwa Leitfähigkeit/Gesamtionengehalt) zeigte sich bei der Quelle in Oberland, daß hier die Kombination $\text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^-$ dominiert, Mg^{2+} und SO_4^- treten nur untergeordnet in Erscheinung. Typisch ist der inverse Zusammenhang von $\text{SO}_4^- / \text{HCO}_3^-$ und Ca/Mg ; dies bedeutet, daß dann, wenn aus hydrologischen Gründen Rauhacken im Einzugsgebiet an Bedeutung gewinnen (steigender Sulfatanteil), das Ca/Mg -Verhältnis sinkt, was verständlich ist, da die Rauhacken in der Tat einen erhöhten Dolomitanteil aufweisen. Quelltemperatur und Schüttung sind – jahreszeitlich bedingt – verkehrt proportional. Betrachtet man nun die Verhältnisse bei der 3 km entfernten Quelle in Pettendorf, die im selben Aquifer liegt, zeigt sich, daß hier die Gipslösung der entscheidende Faktor ist. Die Gründe dafür wurden im Abschnitt 5 (Hydrogeochemie) bereits beschrieben.

Änderungen im Ca/Mg -Verhältnis spielen in diesem Fall keine entscheidende Rolle. Vom hydrologischen Verhalten her sind die beiden Quellen allerdings ähnlich.

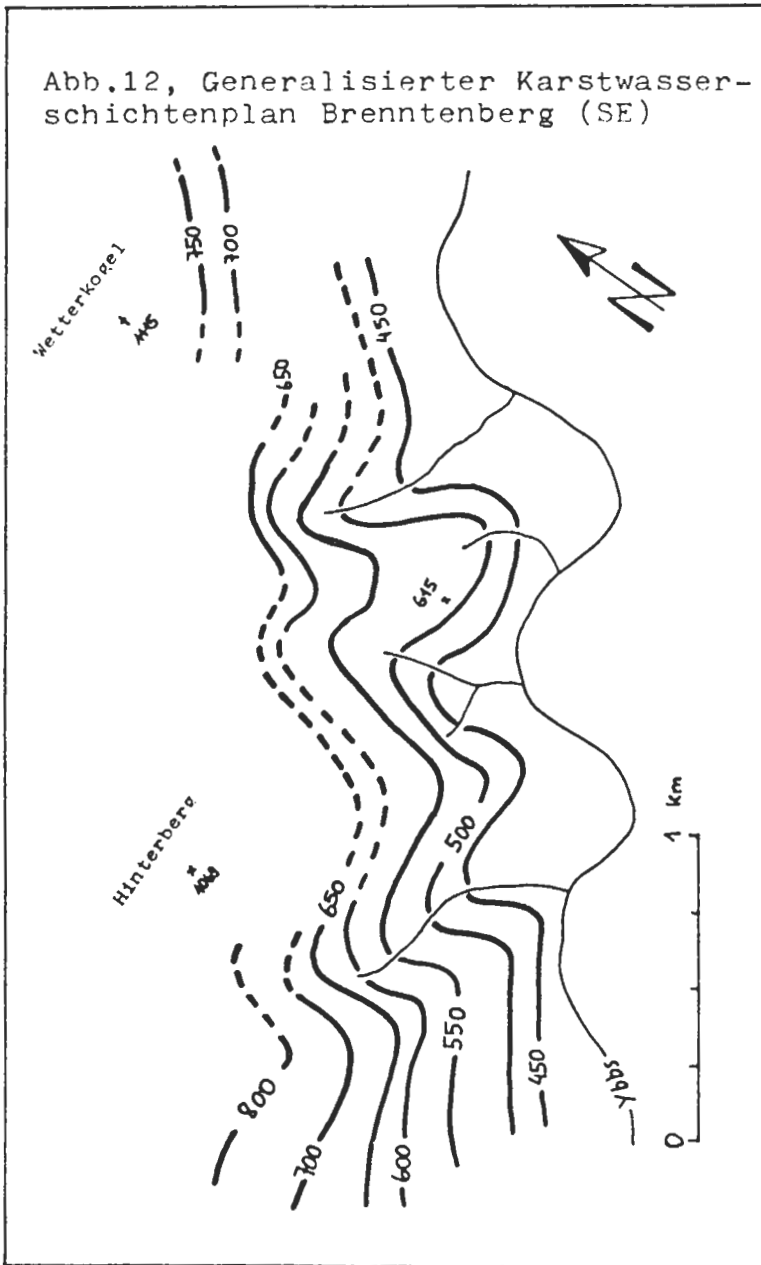
Brenntenberg (Hauptdolomit) (F)

Der Karstwasserkörper dieses Komplexes zeigt einen sehr einheitlichen Chemismus. In der Momentaufnahme vom 6. 3. 81, die aufgrund der Schneeschmelze einen eher ungünstigen Fall darstellt, ergeben sich Gesamtionengehalte von 300–365 mg/l, wobei in Fließrichtung die Mineralisation zunimmt.

Ca/Mg lag immer unter 2, die Sulfatgehalte waren stets kleiner als 15 mg/l.

Wieweit nun einzelne Quellen – vor allem in größeren Höhenlagen – dem einheitlichen Karstwasserkörper angehören, läßt sich aufgrund einer einzelnen chemischen Analyse nur selten beantworten. Hier ist die hydrochemische Reaktion der Quellen auf Niederschläge von Bedeutung. Im allgemeinen wird man sich aber bei derartigen, mengenmäßig untergeordneten und oft nur schwer erreichbaren Quellen selten die Mühe einer Dauerbeobachtung leisten können. Gerade im Hauptdolomit mit seinen zahllosen kleinen Quellen erscheint dies auch nicht zielführend.

Im vorliegenden Fall mag die Beziehung Schüttung/Seehöhe hilfreich sein. Man sieht ab einer gewissen Seehöhe einen abrupten Übergang zu sehr geringen Schüttungen. Wenngleich man dadurch noch nicht sagen kann, daß eine Quelle über dem Be-



Lokalschutt bestehende Talverfüllung mit teilweise gespanntem Grundwasser. Pumpversuche ergaben einen Beharrungszustand bei 10 l/s.

Im Ybbstal oberhalb Waidhofen dominieren Terrassensedimente, die bereichsweise ebenfalls stark verkarstet sind.

Isolierte Reste höherer Terrassen an den Hängen sind zumeist überwiegend unterirdisch entwässert.

Zusammenfassende Karte der Abflußverhältnisse

In Abb. 13 sind die sich aus dem hydrogeologischen Modell ergebenden Hauptabflußrichtungen in schematischer Form eingetragen. Daß hier der Abfluß über weite Strecken scheinbar der oberirdischen Wasserscheide folgt, ist rein zufällig und auf die speziellen geologischen Verhältnisse zurückzuführen. Der bei den einzelnen Gebieten angeführte unterirdische Abfluß soll den Gesamteindruck vervollständigen.

8. Geomorphologie

Abgesehen von der glazialen Überarbeitung ist im Untersuchungsgebiet einerseits die Verkarstung – bei den karbonatischen Sedimenten – andererseits die fluviatile Erosion in den Gebieten mit wenig durchlässigen Gesteinen für die Landschaftsentwicklung von Bedeutung.

Während für die Gebiete mit Hauptdolomit Trockentäler typisch sind, wogegen Dolinen und Höhlen – gesteinsbedingt – fehlen, findet man letztere in den Opponitzer Schichten, wenn auch nicht in großer Zahl. Die größte, teilweise in der Opponitzer Rauhwacke liegende Höhle des Gebietes ist die rund 500 m lange „Reichenwaldhöhle“ NNW Opponitz, die als Canyonhöhle anzusprechen ist, wobei der Canyon in seiner Gesamtheit einer der Hauptklufrichtungen folgt. Die Höhle liegt nur wenige Meter über der Basis des Karstwasserleiters, das ehemalige Höhlengerinne könnte heute in Form einer etwa 80 m entfernten Quelle vorliegen.

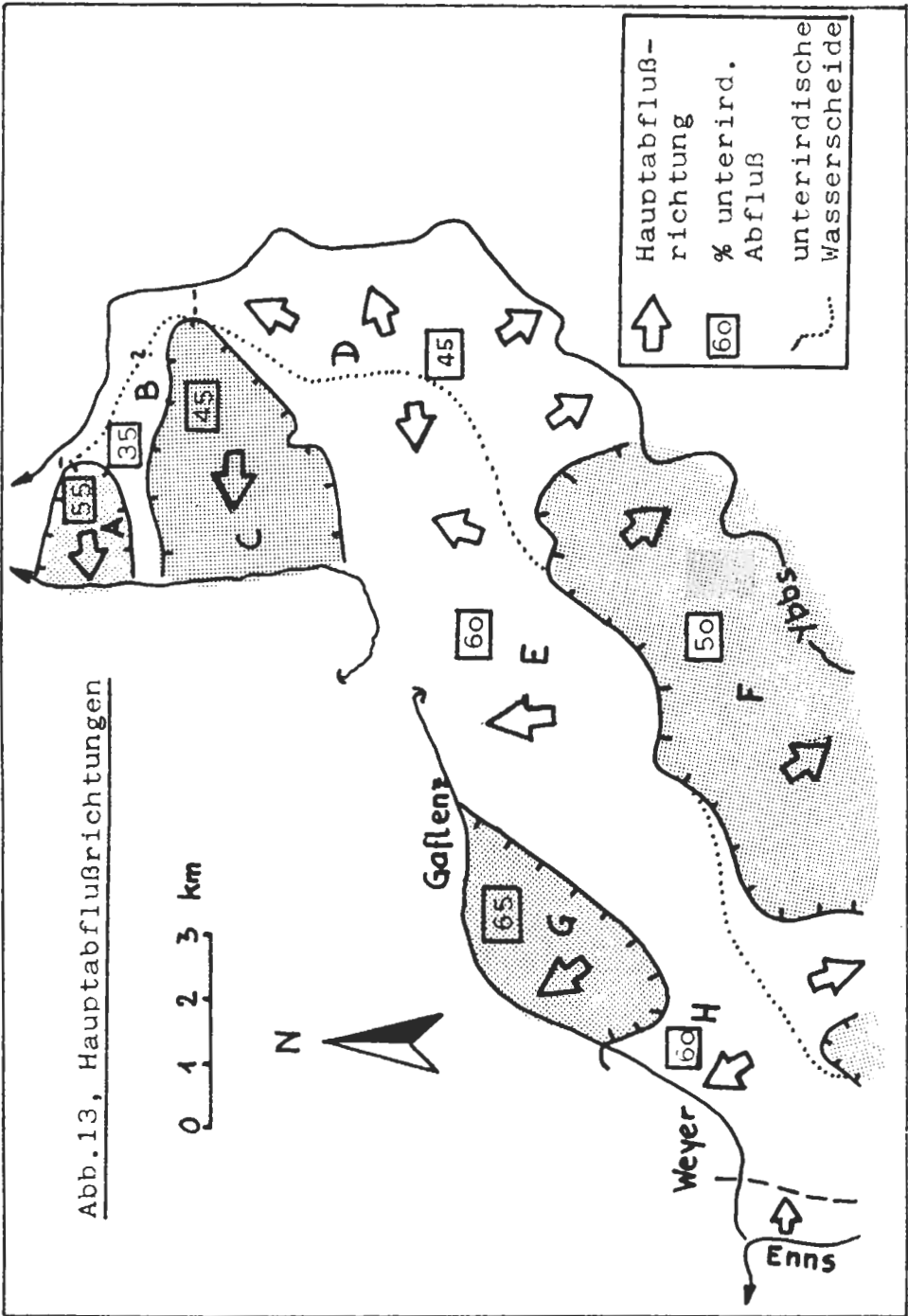
Morphologisch interessant ist die Opponitzer Rauhwacke, die oft Felswände bildet, die zahlreiche Nischen und auch Höhlen, was angesichts der Eigenschaften dieses Gesteins aber nicht verwunderlich erscheint, aufweisen.

Zwei Objekte dieser Art, die „Rauhwackenlöcher“ südlich von Gaflenz wurden bearbeitet und beschrieben (PAVUZA, 1982). Im Gebiet der Allgäuschichten und der Kreidesandsteine und -mergel am Grasberg sowie den Lunzer Schichten N Opponitz überwiegt die oberirdische Entwässerung. Weitverzweigte Netze von meist kleinen Gerinnen sind typisch.

In den Tallagen wird das Landschaftsbild durch die Terrassen geprägt, nur am Saurüssel ändern sich die Verhältnisse aufgrund der mannigfaltigen quartären Sedimente und das Relief wird unruhiger.

9. Vergleich mit dem „Hochgebirgskarst“

Nachdem die vorliegende Arbeit eine der wenigen in den Kalkvoralpen durchgeführten karsthydrogeologischen Arbeiten darstellt, erscheint es angebracht, diesen Typus mit dem in zahlreichen Arbeiten behandelten „Hochgebirgskarst“ zu vergleichen. Dazu muß man allerdings erst den letztgenannten Terminus näher definieren. Es empfiehlt sich nämlich (TRIMMEL, 1982), den Begriff durch die Bezeichnung „alpiner Hochkarst“ hinsichtlich seiner Reichweite einzuengen, da ja Formen, wie sie in den Alpen eben nur im „Hochgebirgskarst“ auftreten, anderorts (England, Skandi-



navien) in wesentlich geringeren Seehöhen mit völlig anderer Vegetation, Morphologie etc. zu finden sind.

Im alpinen Hochkarst wurden bei den hydrologischen Untersuchungen, die vor allem auf Tracerversuchen aufbauen, teilweise überraschende Wasserwegigkeiten, zum Teil sich überkreuzend, festgestellt. Dies deutet auf eine mächtige vadose Zone mit – im Vergleich etwa zu den vom Hauptdolomit dominierten voralpinen Gebieten – eher wenigen, jedoch größeren Klüften hin. Die Tracer erreichten offensichtlich nicht immer die eigentliche phreatische Zone. In vielen Fällen, wie beispielsweise am Nordrand des Toten Gebirges, liegt diese unter normalen Bedingungen unter dem mit mächtigen Sedimenten erfüllten Talboden. Nachdem aber die Fließrichtung in Klüften – abgesehen von der Vertikalkomponente – kaum durchschaubaren Gesetzmäßigkeiten folgt, ist die Erstellung eines Modells schwierig.

In den Kalkvoralpen ist nicht nur die vadose Zone geringmächtiger, wodurch ein seitliches „Ausweichen“ der Wässer über vadose Wasserbahnen (was die Verhältnisse verkomplizieren würde) weniger wahrscheinlich wird, sondern durch die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse (zumeist intensive Kleinklüftung) ein eher vertikaler Durchsatz der vadosen Zone anzunehmen.

Es ist allerdings ein Zufall und eben typisch für die Nördlichen Kalkalpen, daß gerade die feinklüftige Dolomitfazies in den tektonisch stärker beanspruchten und bedingt durch die Landschaftsentwicklung niedrigeren nördlichen Abschnitten liegt. Gerade dadurch ist der Gegensatz dermaßen groß. Hätten wir die Dolomite in den Kalkhochalpen und die Kalke (v. a. Dachsteinkalk) in den Voralpen, wären die Verhältnisse wohl ausgeglichener und Traceruntersuchungen in den Kalkhochalpen einfacher.

Diese letzte, natürlich rein hypothetische Feststellung, soll nur die eingangs angeschnittene Problematik des Begriffes „Hochgebirgskarst“ unterstreichen.

10. Literatur

- BRANDT, A. & HÜTSCHLER, C. v., 1980: Karsthydrogeologische Kartierung der Petzen, Kärnten, Österreich. – *Carinthia II*, 170/90, 161–180, 3 Abb., 4 Taf., Klagenfurt.
- HUSEN, D. van, 1968: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien*, 18, 249–286, 2 Abb., 1 Taf., 1 Karte, Wien.
- , 1971: Zum Quartär des unteren Ennstales von Großraming bis zur Donau. – *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1971, H. 3, 511–521, 2 Taf., Wien.
- PAVUZA, R., 1982: Die Rauhwackenlöcher bei Gaflenz, OÖ. – *Höhlenkundl. Mitt. Wien*, 38, S. 21, Wien.
- , 1982: Karsthydrogeologie der Kalkvoralpen im Gebiet Waidhofen/Ybbs – Opponitz – Weyer, NÖ/OÖ. – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 196 S., 112 Abb., 33 Tab., 14 Beil. Taf., Wien.
- , 1982: Karsthydrogeology of a pre-alpine area in Eastern Austria. – *Abstracts Conv. Int. sul carso di alta montagna*, S. 18, Imperia (Italia).
- & TRAINDL, H., 1982 a: Quellsinterbildungen. – *Karst-Bull.* 3, 2, 6–8, 3 Abb., Wien.
- & TRAINDL, H., 1982 b: Gesamthärte, Leitfähigkeit und Gesamtionengehalt. – *Karst-Bull.* 4, 2, 11–12, 3 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A., 1976: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – Bd. III, IX + 449 S., 7 Taf., 130 Abb., Wien (Deuticke).
- TRAINDL, H., 1982: Hydrogeologie der Kalkvoralpen im Raume Waidhofen/Ybbs –

Weyer. — Unveröff. Diss. Form- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 224 S., 66 Abb., 15 Taf., Wien.

TRIMMEL, H., 1982: Der Hochgebirgskarst in den österreichischen Alpen. — Abstracts Conv. Int. sul carso di alta montagna, S. 25, Imperia (Italia).

**Hydrogeologie der Kalkvoralpen
im Raum Waidhofen/Ybbs – Weyer (NÖ, OÖ)**

von

Helmut TRAINDL

mit 21 Abbildungen

Anschrift des Verfassers:
Dr. Helmut Traindl
Hickelgasse 8/1/12
A-1140 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	29	S. 161–190	Wien, Nov. 1983
---------------------------------------	----	------------	-----------------

Inhalt

1. Zusammenfassung	162
2. Summary	163
3. Geographische Lage	163
4. Stratigraphie	163
5. Tektonik	164
6. Quartärgeologie	174
7. Geomorphologie	174
8. Hydrogeologische Bedeutung der einzelnen Schichtglieder	175
9. Hydrochemie	175
10. Bemerkungen zur Quellwassertemperatur	178
11. Bemerkungen zum Karstwasserspiegel	178
12. Bemerkungen zur Klüftung	178
13. „Frischwassertracerversuche“	178
14. Bemerkungen zur Auswertung von Abflußganglinien	179
15. Beschreibung der einzelnen Karstwasserspeicher	179
16. Bemerkungen zur Wasserbilanz	189
17. Literatur	189

1. Zusammenfassung

Geologie und Tektonik

Das bearbeitete Gebiet befindet sich im Bereich der östlichen Ausläufer der Weyerer Bögen und umfaßt Einheiten des Lunzer- und Frankenfesler Deckensystems.

Der Hauptkörper der Lunzer Decke wird von zwei Schuppen unterlagert, wobei die Liegendschuppe der Lunzer Decke die tiefste Teileinheit darstellt. Über ihr liegt die nur mehr in einzelnen Schuppen vorhandene Hangendschuppe der Lunzer Decke – eine Überfaltungsteildecke, die diskordant von der Hauptmasse der Lunzer Decke überschoben wurde. Die Grenze der Hauptmasse der Lunzer Decke im Westen wird durch die Weyerer Linie gebildet. Im Raum Großschnaidt kommt es zur mehrfachen Stirnfaltenbildung, während weiter im Osten nur mehr eine einfache Stirnfalte den Rand der Lunzer Decke bildet.

In der Frankenfesler Decke ist ein zum Großteil nach Norden überschlagenes Falten-system ausgebildet, das vor allem im Raum Großschnaidt von Störungen durchtrennt und in sich überschoben ist.

Bemerkenswert ist das Cenomenrandzonenfenster im Bereich des Innbachgrabens.

Das Umbiegen des Streichens der tektonischen Richtungen gemäß dem Streichen im Gesamtkonzept der Weyerer Bögen war in allen Einheiten feststellbar.

Hydrogeologie

Abhängig von stratigraphischen und/oder tektonischen Rahmenverhältnissen konnten im Untersuchungsgebiet einzelne Karstwasserspeicher differenziert werden (sieben in der Lunzer Decke, zwei in der Frankenfesler Decke). Die einzelnen Karstwasserspeicher stehen teilweise miteinander in Verbindung.

Die Differenzierung erfolgte auf Grund der Auswertung von geologischem, tektonischem, hydrochemischem und hydrologischem Datenmaterial. Die Entwässerung der einzelnen Karstwasserspeicher erfolgt teilweise über Quellen, teilweise muß mit ei-

nem Übertritt von Karstwasser in den Lockersedimentkörper von Talalluvionen gerechnet werden.

2. Summary

Hydrogeology of a pre-alpine karst-area:

The area lies in the Northern Calcareous Prealps between Waidhofen/Ybbs and Weyer, about 100 km west of Vienna. The landscape shows characters of a medium altitude karst. The most important rocks are upper-triassic limestone and dolomite, jurassic micritic limestone with thin marl-layers (Aptychenschichten) and cretaceous sandstone. In the area there are two tectonic main-nappes: Frankenfeser Decke and the overthrust Lunzer Decke.

Because of tectonic, stratigraphic, hydrochemical and hydrological facts it was possible to differentiate several karstwater-aquifers. Some are very complicated, connected among themselves (for example: Stubau-karstwateraquifers).

3. Geographische Lage

Das Untersuchungsgebiet befindet sich am Kalkalpenrand zwischen Waidhofen/Ybbs und Weyer. Es liegt je etwa zur Hälfte auf niederösterreichischem und oberösterreichischem Gebiet. Große Teile des Gebietes sind bewaldet. Eine Seehöhe von 1100 m wird kaum überschritten.

4. Stratigraphie

Im Untersuchungsgebiet konnten kalkalpine Schichtglieder von der Obertrias bis zur Kreide gefunden werden. Eine zusammenfassende Darstellung zeigen die Säulenprofile in Abb. 1.

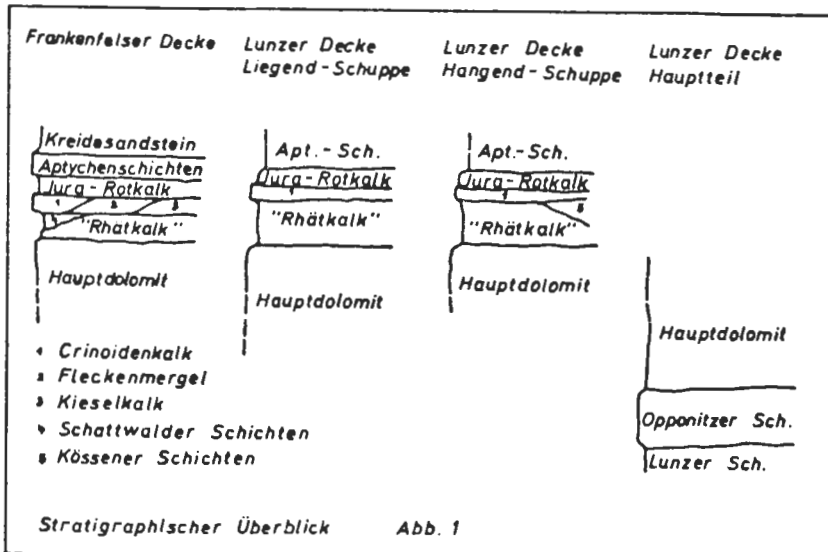


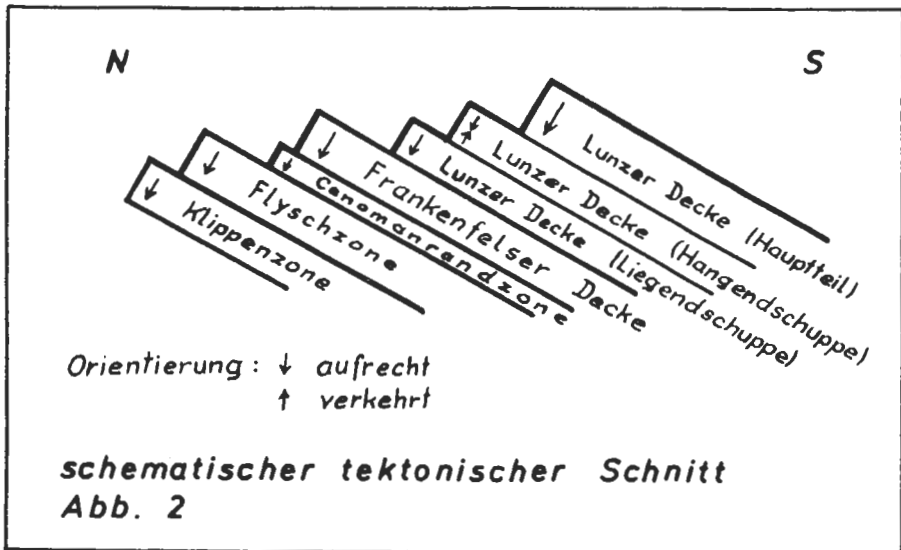
Abb. 1: – nicht maßstabgetreue Darstellung – Abgrenzung der einzelnen Schichtglieder nicht in allen Fällen exakt zeitgleich.

5. Tektonik

Im gegenständlichen Gebiet können mehrere tektonische Deckeneinheiten unterschieden werden:

- Lunzer Decke
- Frankenfelser Decke
- Cenomanrandzone
- Flyschzone
- Klippenzone

Die tektonischen Lagerungsverhältnisse sind in Abb. 2 in stark vereinfachter Form dargestellt.



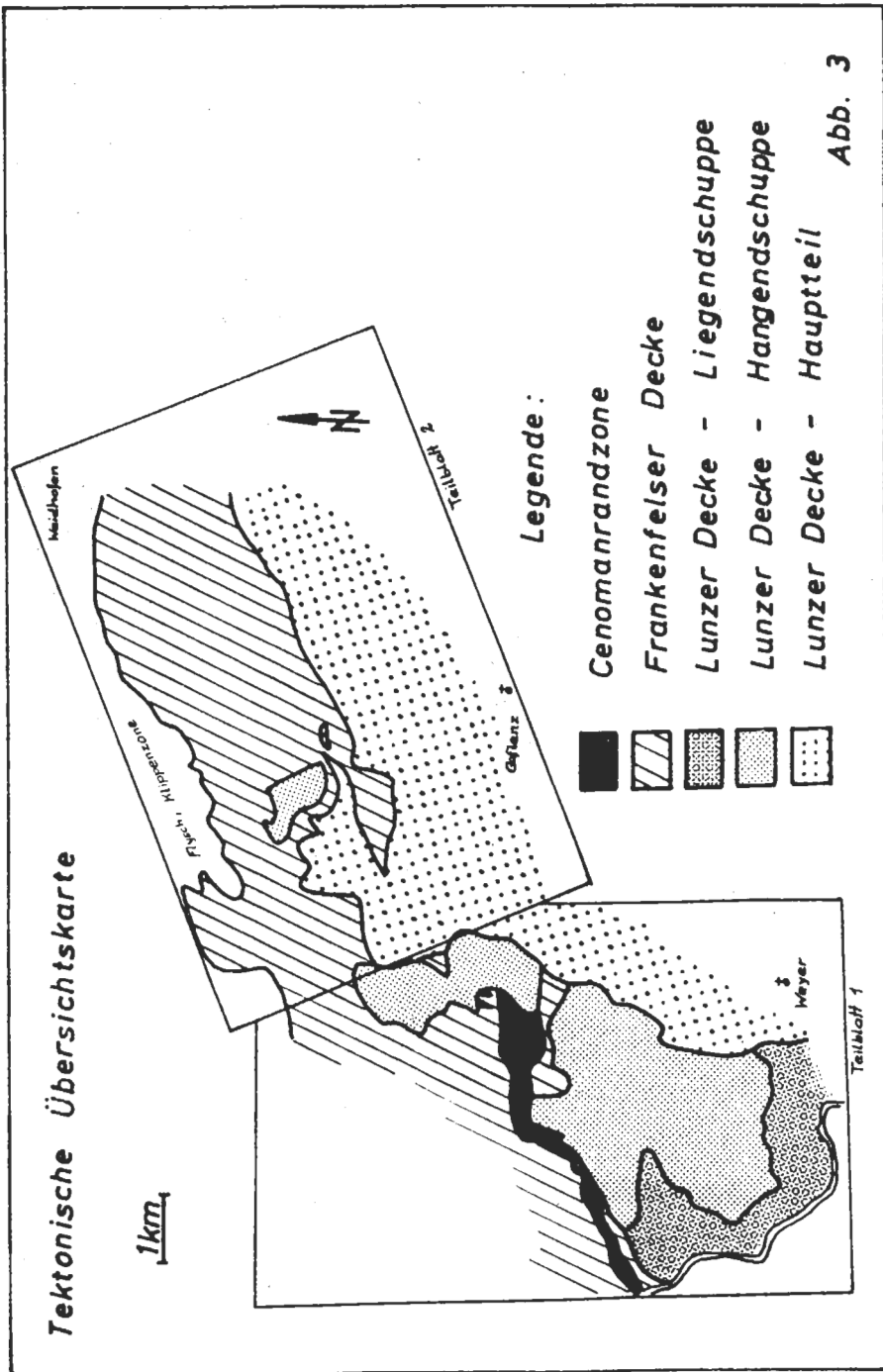
Lunzer Decke

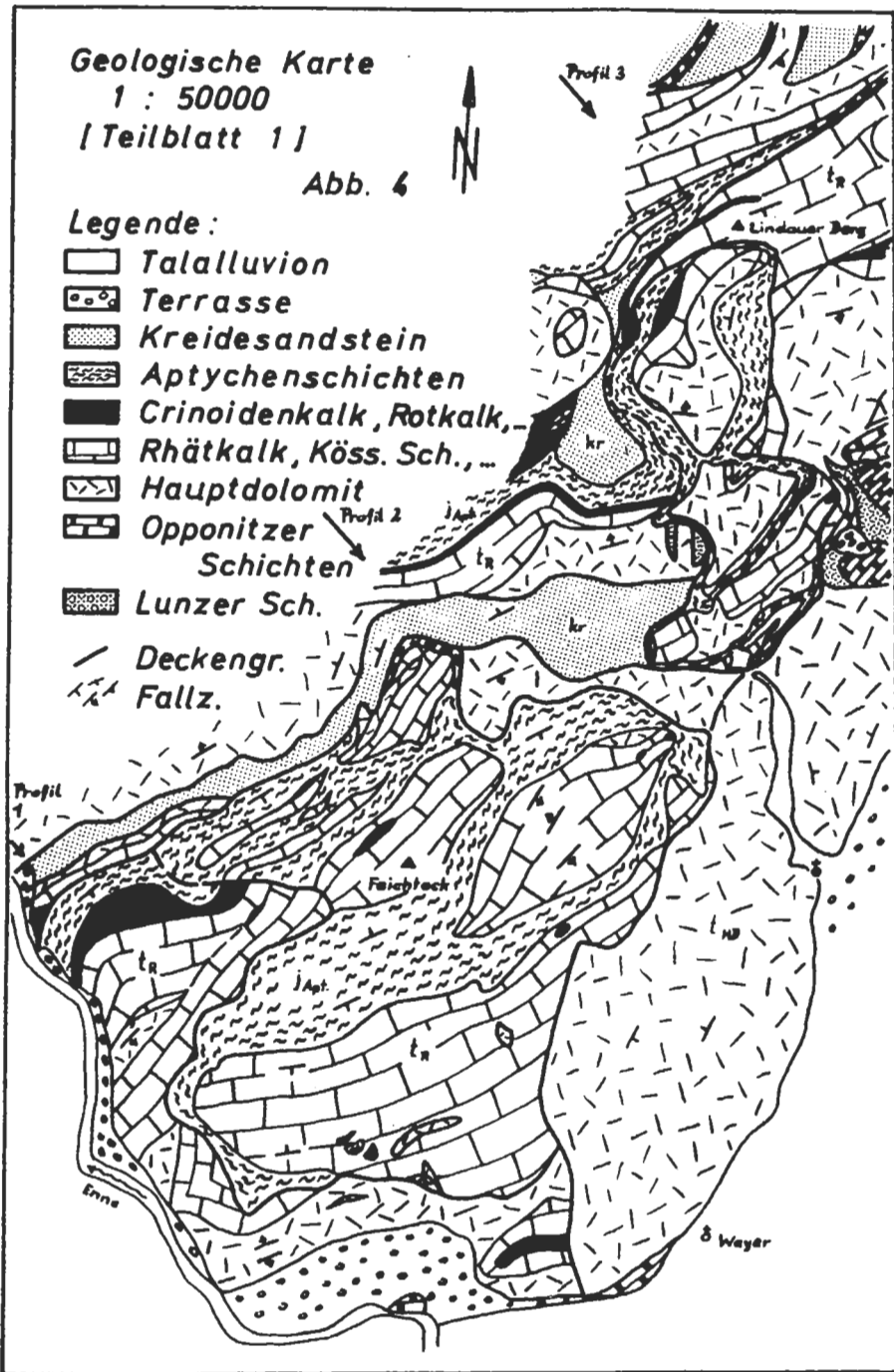
Die Lunzer Decke kann im Bereich von Weyer in drei Teileinheiten gegliedert werden. Und zwar in die nur unter dem Stubau vorhandene Liegendschuppe, die verkehrt liegenden Hangendschuppen und den Hauptteil der Lunzer Decke im Osten und Nordosten. Er überschiebt die Liegendschuppe, teilweise auch die Hangendschuppen, in der Hauptsache aber die Frankenfelser Decke.

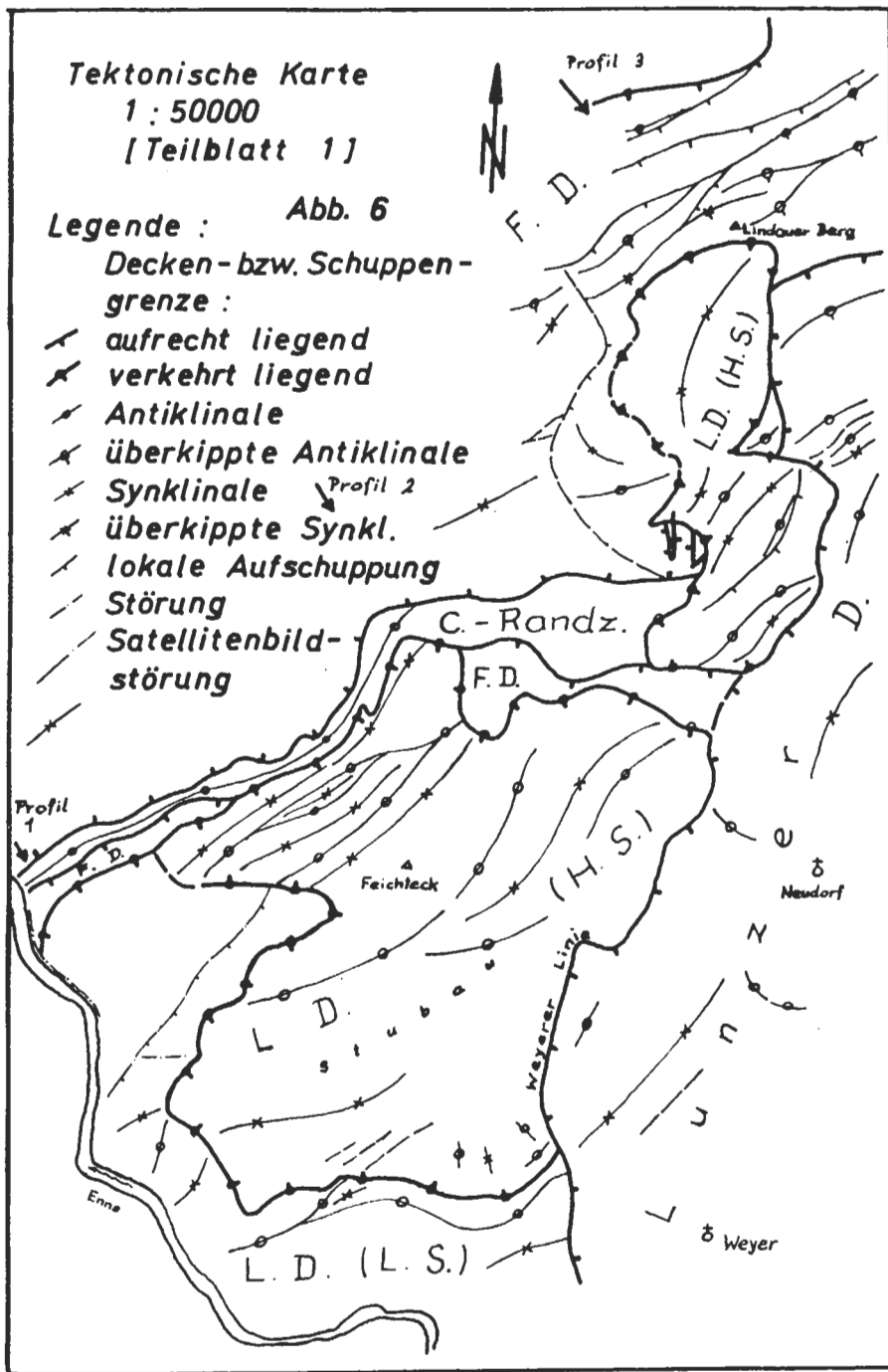
Die Liegendschuppe und Hangendschuppe der Lunzer Decke sind Stirnschuppen wie sie in den Nördlichen Kalkalpen immer wieder zu finden sind (z. B.: Gießhübler-Stirnschuppe, Ötscher-Stirnschuppe, . . .). Im Gegensatz zur Liegendschuppe - bei der, außer im vordersten Stirnfaltenbereich, eine normale Lagerung beobachtet werden kann - kam bei der Hangendschuppe ein tektonischer Mechanismus zum Tragen, wie er sonst in ähnlicher Form nur bei Überfaltungsdecken zu finden ist (A. TOLLMANN, 1973).

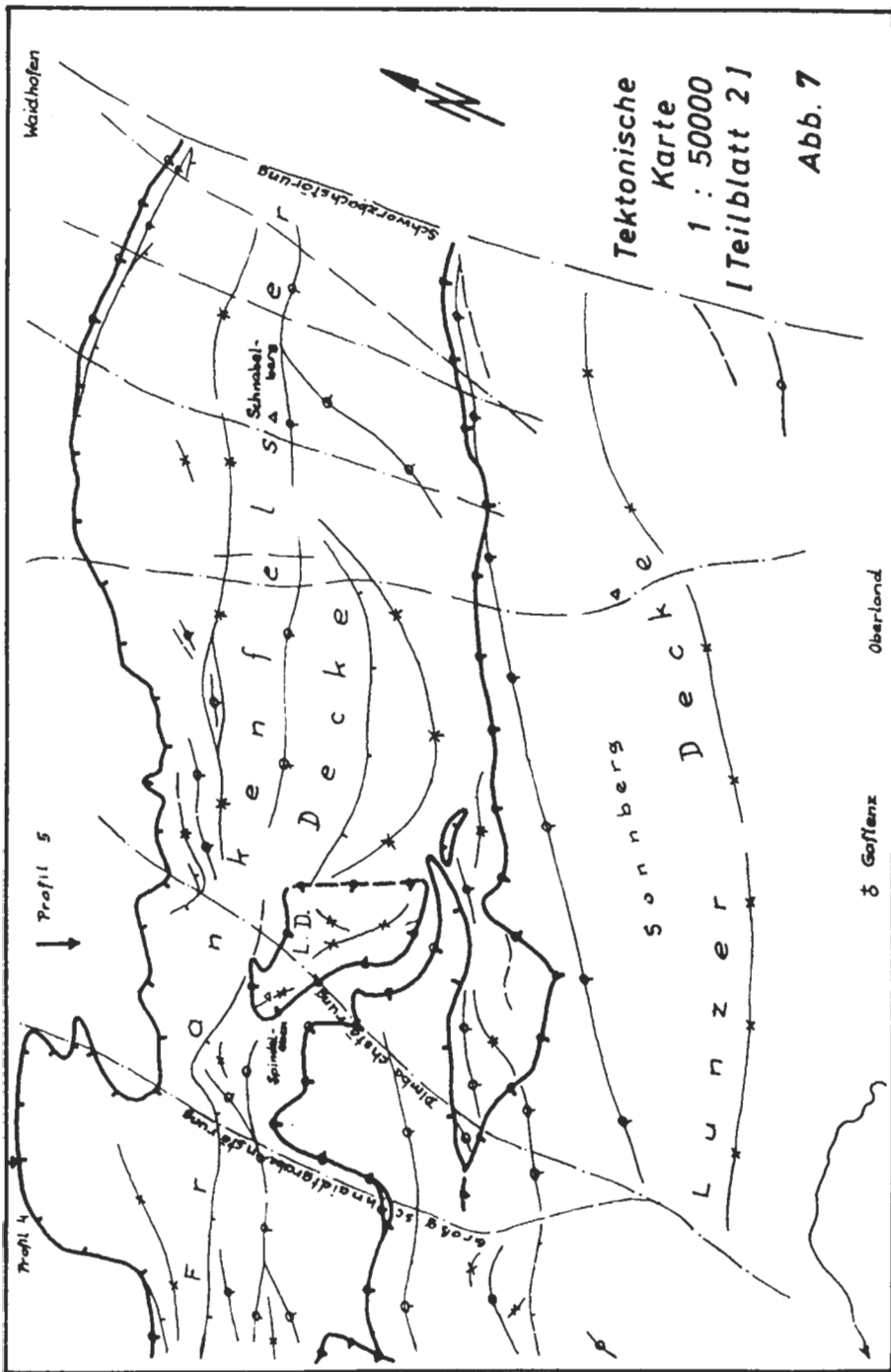
1) Liegendschuppe der Lunzer Decke:

Die Liegendschuppe ist im bearbeiteten Gebiet nur im Bereich des Stubaus vorhanden (siehe Abb. 2, 3, 6, 8, 9). Sie bildet eine relativ mächtige Stirnfalte. Im Falten-









Tektonische Karte
1 : 50000
[Teilblatt 2]
Abb. 7

kern der Stirnfalte ist eine große NE-SW-streichende Störung erkennbar. Die Liegendschuppe keilt allem Anschein nach gegen Norden aus. Die Schichten der Liegendschuppe werden diskordant von der darüberliegenden Hangendschuppe abgeschnitten.

2) Hangendschuppen der Lunzer Decke:

Hangendschuppen der Lunzer Decke finden sich, anscheinend als Rest einer ehemals zusammenhängenden, teilweise verkehrt liegenden Schuppe im Stirnbereich der Lunzer Decke nur mehr als vereinzelte Schollen. Diese liegen teilweise auf Lunzer Deckeneinheiten, teilweise auf der Frankenfelder Decke. Sie werden von der Hauptmasse der Lunzer Decke an der Weyerer Linie überfahren. Es konnten Hangendschuppen im Bereich des Stubaus, des Spindelebens und im Bereich Lindaumauer-Bärenau auskartiert werden (siehe Abb. 2, 3, 6, 8, 9). Betrachtet man alle drei Hangendschuppen gemeinsam, so fällt auf, daß im Stirnbereich dieser ehemals zusammenhängenden Teildecke in allen drei Einheiten noch die gesamten Schichtglieder des verkehrt liegenden Schenkels erhalten blieben, während in ihrem Rücken weiter im Süden außer den verkehrt liegenden Aptychenschichten nur mehr Schichten des normal liegenden Schenkels zu finden sind.

3) Hauptteil der Lunzer Decke im Osten und Nordosten:

Die Hauptmasse der Lunzer Decke überschiebt an der Weyerer Linie sowohl Hangendschuppen als auch die Liegendschuppe der Lunzer Decke, im Bereich östlich des Großschnaidtgrabens die Frankenfelder Decke. Zeigt der Deckenrand im Überschiebungsbereich der Weyerer Linie noch normale Lagerung, so kam es im Bereich des Großschnaidtgrabens und östlich davon zur Stirnfaltenbildung. Im Großschnaidtgraben verläuft eine etwa N-S-streichende, steil einfallende Störung (Großschnaidtgrabenstörung), die im Gaflenztal praktisch ausläuft. Östlich und westlich der Großschnaidtgrabenstörung sind unterschiedliche tektonische Verhältnisse anzutreffen bzw. scheinen die einzelnen tektonischen Elemente zueinander versetzt zu sein. So scheint sowohl die Fortsetzung der Kleinschnaidtgrabenantiklinale als auch der Sonnbergsynklinale westlich der Störung nach Norden verschoben. Gravierende Unterschiede finden sich etwas weiter nördlich. Im Westen entstand ein relativ enges Falten-system und ein NNE-SSW-streichender Bruch. Im Osten dagegen konnte eine Art mehrfacher Stirnfaltenbildung beobachtet werden, wobei die einzelnen Stirnfalten von der jeweils südlich gelegeneren überschoben werden. Ganz im Norden befindet sich eine große Stirnfalte, die sowohl westlich als auch östlich des Großschnaidtgrabens ausgeprägt ist. Noch einmal zusammengefaßt entstanden in diesem Raum mehrere hintereinanderliegende Falten-systeme, wobei es, bedingt durch die Großschnaidtgrabenstörung, östlich und westlich davon zu einer etwas verschiedenen tektonischen Entwicklung kam.

Ein weitreichendes tektonisches Element ist die breit entwickelte Sonnbergmulde. Auch hier zeigt sich bereits die für die Gesamtstruktur der Weyerer Bögen charakteristische Eindrehung. Von wesentlicher Bedeutung ist die von R. PAVUZA (1982) weiter südlich gefundene interne Stockwerkstektonik in der Lunzer Decke, welche auch weiter im Norden, im Bereich des Sonnbergs, beobachtet werden kann (relativ mächtiger Mylonithorizont).

Frankenfelder Decke

In der Frankenfelder Decke ist ein zum Großteil nach Norden überschlagenes Falten-system ausgebildet, das vor allem im Raum Großschnaidt von Störungen durch-

trennt und in sich verschuppt ist (siehe Abb. 7). Erwähnenswert ist eine überkippte Synklinale südlich des Rettenbergs. Die Kreidesandsteine im Kern sind an einer breiten, ungefähr W-E-gerichteten Störung auf Hauptdolomit der nördlich gelegenen (und ebenfalls überkippten) Antiklinale überschoben. Diese Bruchzone ist, wenn auch in anderen geologischen Formationen gegen Westen weiter verfolgbar.

Weiters erscheint noch ein relativ steil gegen Westen einfallender Bruch (Halsbergbruch) zwischen Halsberg und Lindaumauer (im Westen des Untersuchungsgebietes), der sich in Richtung Süden ziehend sogar noch am Ausgang des Kronsteingrabens in der Hydrologie bemerkbar macht, von Bedeutung. Es erscheint hier der westlichere Block gegenüber dem östlicheren Block gehoben.

Ebenfalls interessant ist eine teilweise überschobene Stirnfalte im Bereich nördlich des Schnabelbergs, zwischen Bachwirt und Waidhofen/Ybbs.

Cenomanrandzone

Im Bereich der Innbachantiklinale kommen Kreideschichten zum Vorschein, die vermutlich der Cenomanrandzone angehören (siehe Abb. 3, 4, 6). Beweis für die Fensteratur – gegenüber der früheren Interpretation als Synklinale – ist die durch Fallzeichen belegte, im oberen Kronsteingraben aufgeschlossene NE-SW streichende Achse des Aufbruchs. Weiters ein dadurch senkrecht zum Streichen im Kronsteingraben aufgeschlossenes Profil durch die Kreidesandsteine und -konglomerate.

Außerkalkalpine Deckeneinheiten

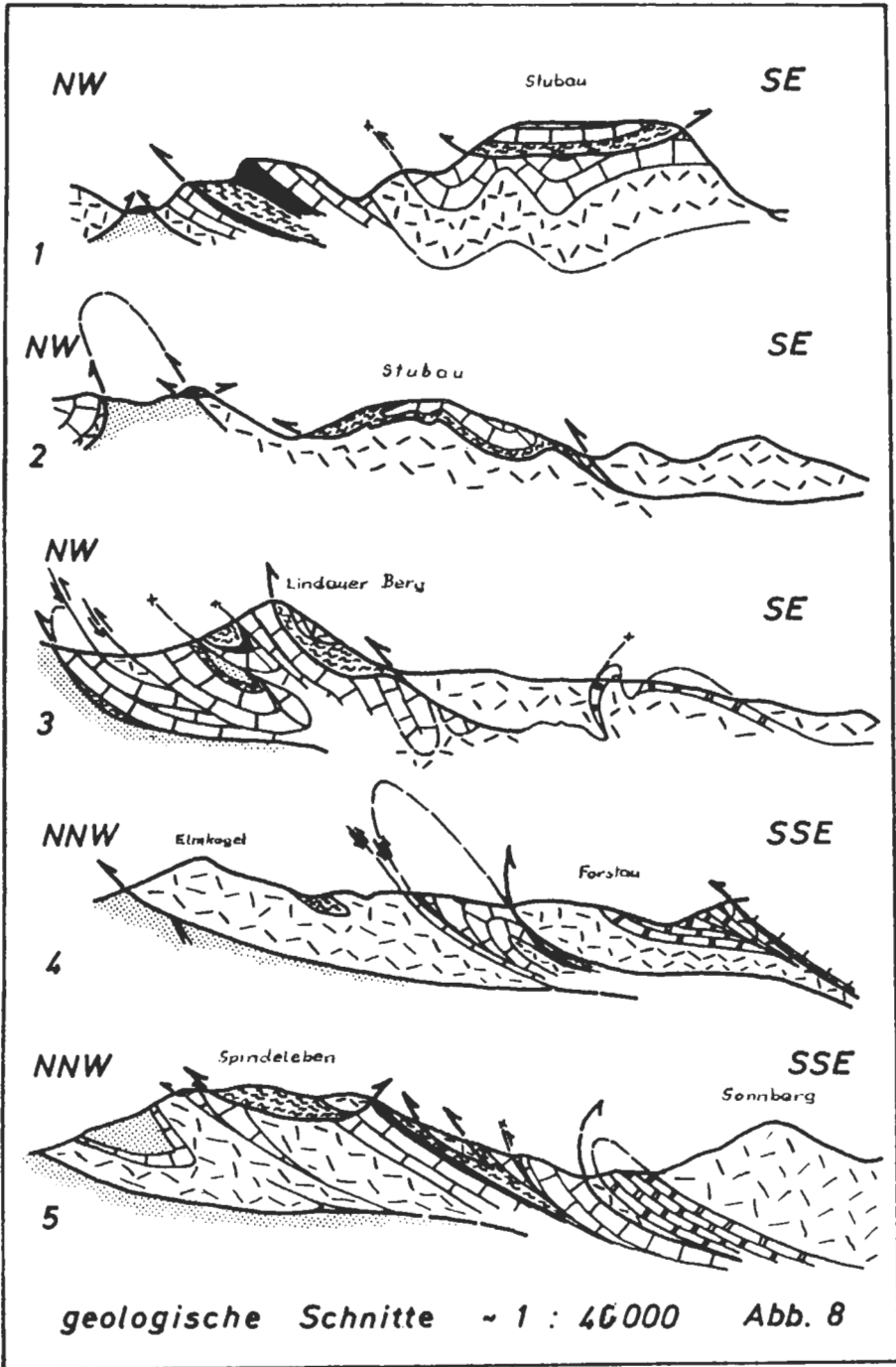
Nördlich der kalkalpinen Deckeneinheiten finden sich im bearbeiteten Gebiet die Flyschzone und die Klippenzone. Aptychenschichten der Klippenzone liegen im Kern einer nach Norden überkippten Antiklinale mit Kreidesandsteinen der Flyschzone und durchspießen sie (W. SCHNABEL, 1970, 1971).

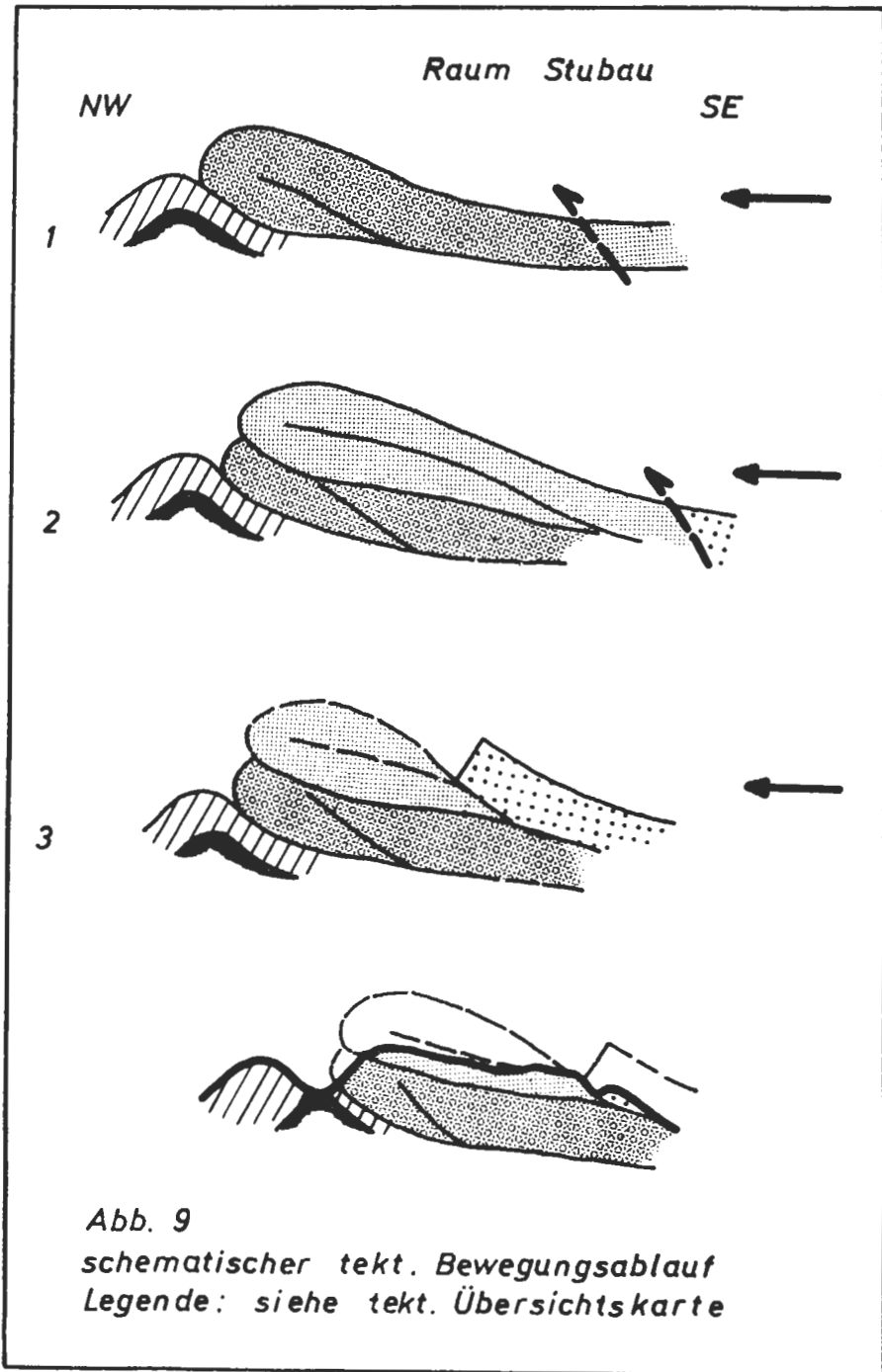
Bemerkungen zum Bewegungsablauf

Aus all den beobachteten Fakten ist im bearbeiteten Raum folgender deckentektonischer Bewegungsablauf vorstellbar (siehe Abb. 9):

- 1) Faltung der Frankenfesler Decke.
- 2) Überschiebung der Frankenfesler Decke durch die Lunzer Decke. Es kommt zu einer ersten Stirnfaltenbildung im Westen, die aber gegen Norden auskeilt (Liegendschuppe).
- 3) Durch fortgesetzten Schub kommt es zum Durchreißen der Lunzer Decke und zur Ausbildung einer relativ weit auf die Liegendschuppe der Lunzer Decke und auf Bereiche der Frankenfesler Decke überschiebenden Überfaltungsdecke (Hangschuppen).
- 4) Ein weiteres Durchreißen an einer flachen Störung (Weyerer Linie) und Überschiebung der davorliegenden Bereiche der Lunzer Decke sowie der Frankenfesler Decke führt zum heutigen tektonischen Bild. Die Hauptmasse der Lunzer Decke liegt nun diskordant auf den oben angeführten tektonischen Einheiten, wobei es auch hier wieder vor allem im Osten des Untersuchungsgebietes wieder zur Stirnfaltenbildung kam.

Viele der grob N-S-streichenden Störungen sind von den Kalkalpen bis in die Flyschzone hinein verfolgbar (Satellitenbild, geologische Karte). Es scheint sich also kaum um transportierte Strukturen zu handeln. Dies würde weiters bedeuten, daß sie relativ jung sind.





Bruchtektonik im Satellitenbild

Im Satellitenbild sind zumeist um die N-S-Richtung schwankende Störungszonen erkennbar. Unter anderen auch die Schwarzbachgrabenstörung, die Dimbachstörung, die Großschnaidtgrabenstörung und die Weyerer Linie. Im untersuchten Gebiet sind derartige Störungszonen zumeist auch von wesentlicher hydrogeologischer Bedeutung.

6. Quartärgeologie

Eine gute Zusammenfassung des Ennstalquartärs wurden nach PENCK (1909) von van HUSEN (1967) gegeben.

Nochmals kurz rekapituliert reichte der Ennstal Gletscher im Riß bis Großraming. Er erfüllte nicht nur das Ennstal, sondern erreichte mit zwei Zungen über Weyer auch den Saurüssel und den Sattel von Oberland. Er scheint auch in den Bereich Lindaugraben und Großschnaidtgraben hineingereicht zu haben. Dieses kleine, lokale Becken dürfte mit zunehmendem Abschmelzen des Gletschers mit Schotter erfüllt worden sein. Der Abfluß des Schmelzwassers dürfte über den Sattel von Oberland erfolgt sein. Dafür sprechen folgende Beobachtungen:

Am Westhang des Lindaugrabens kleben auf 520 bis 540 m Seehöhe Reste einer Schotterterrasse. Auf Grund der Seehöhe könnte sie als Äquivalent der Hochterrasse angesprochen werden.

Auf gleicher Seehöhe befindet sich ein alter Talboden im Kleingschnaidtgraben.

In oberhalb der „Niederterrasse“ gelegenen Aufschlüssen am Hangfuß des Sonnberges konnte außerdem zuweilen gut gerundetes kristallines Geröll gefunden werden.

Der Würmgletscher erfüllte das Ennstal lediglich bis zum Gesäuse. Im Untersuchungsgebiet werden große Talflächen von, ins Würm gestellten, Niederterrassenschottern gebildet. Sie sind sowohl im Ennstal als auch im Gaflenztal zu finden. Im Gegensatz zur Niederterrasse im Ennstal besteht die Niederterrasse des Gaflenztales praktisch nur aus kalkalpinem Material, das zudem oft schlecht gerundet ist und Charakterzüge von Hangschutt aufweist. Sowohl im Ennstal als auch im Gaflenztal existieren zwei Niveaus, eine Erscheinung, die auch zu der von van HUSEN beschriebenen Zweiteilung der Niederterrasse ab Großraming paßt.

In postglazialer Zeit kam es zum Einschneiden der Bäche und Flüsse in den Schotterkörper der Niederterrasse.

7. Geomorphologie

Auf Grund der großen Anzahl verschiedener Gesteine mit verschiedenem Zerklüftungsgrad ergibt sich eine relativ große morphologische Vielfalt, die von kleineren bis mittleren Wandstufen bis zu flach geneigtem Wiesengelände reicht.

Dazu treten noch die verschiedenen Karstformen.

Oberflächenkarstformen wie zum Beispiel Dolinen sind nur relativ selten zu beobachten. Im Hauptdolomit treten gelegentlich Trockentäler auf (mit relativ flachem V-Profil). Außerdem gibt es im Untersuchungsgebiet mehrere Höhlen.

Das Erscheinungsbild der Karstquellen hängt in hohem Maß von der Art des unterlagernden Gesteins und dessen Zerklüftungsgrades ab. Die Palette der Quellmorphologie reicht daher im bearbeiteten Gebiet vom diffusen Erscheinen des Quellwassers (aus Vernässungen bzw. im Bachbett) bis zu relativ großen Quellen mit gut ausgebildeten Quellnischen.

8. Hydrogeologische Bedeutung der einzelnen Schichtglieder

Auf Grund ihrer Lithologie wirken Lunzer Schichten wie auch Kreidesandsteine und -mergel als relative Stauer. Wesentlichste Karstwasserspeicher im Untersuchungsraum sind der in beiden kalkalpinen Decken recht mächtige, generell feinklüftige Hauptdolomit und die einzelnen Kalke – allen voran die rhätischen Kalke (auf Grund ihrer mancherorts relativ großen Mächtigkeiten). Eine Mittelstellung nehmen die Aptychenschichten ein. Im bearbeiteten Gebiet sind oft dünne Tönhäutchen eingeschaltet, wodurch sie teilweise als relative Stauer, teilweise als Karstwasserspeicher fungieren. Die Einschaltung von mergeligen Lagen und Tönhäutchen im Hauptdolomit ist auch hier der Grund für sein individuelles karsthydrogeologisches Verhalten.

9. Hydrochemie

Da der Typ des vom Wasser durchflossenen Gesteins den Wasserchemismus wesentlich beeinflusst, ist durch die Betrachtung des Wasserchemismus von Quellwässern ein Rückschluß auf das Speichergestein möglich.

Auf Grund des Wasserchemismus (Gesamtmineralisation, Ca/Mg-Verhältnis und Sulfatgehalt) konnten prinzipiell folgende Wassertypen unterschieden werden:

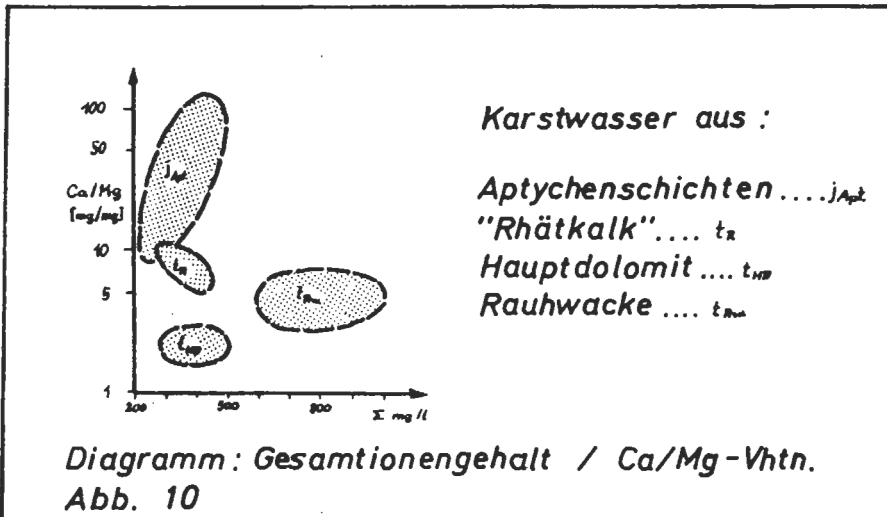
Dolomitwässer

Mischwässer

Kalkwässer

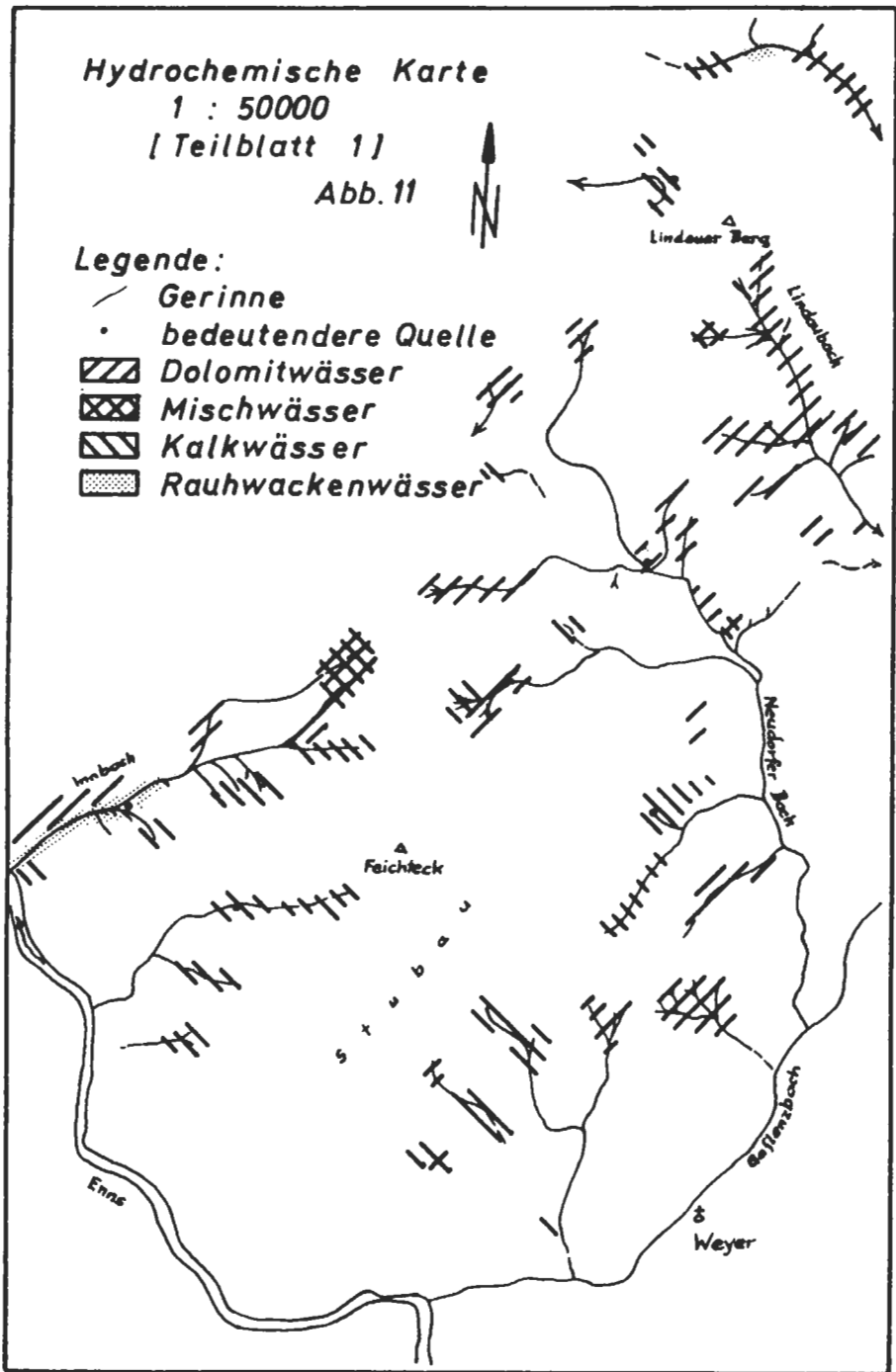
Rauhackewässer (stark sulfathaltig)

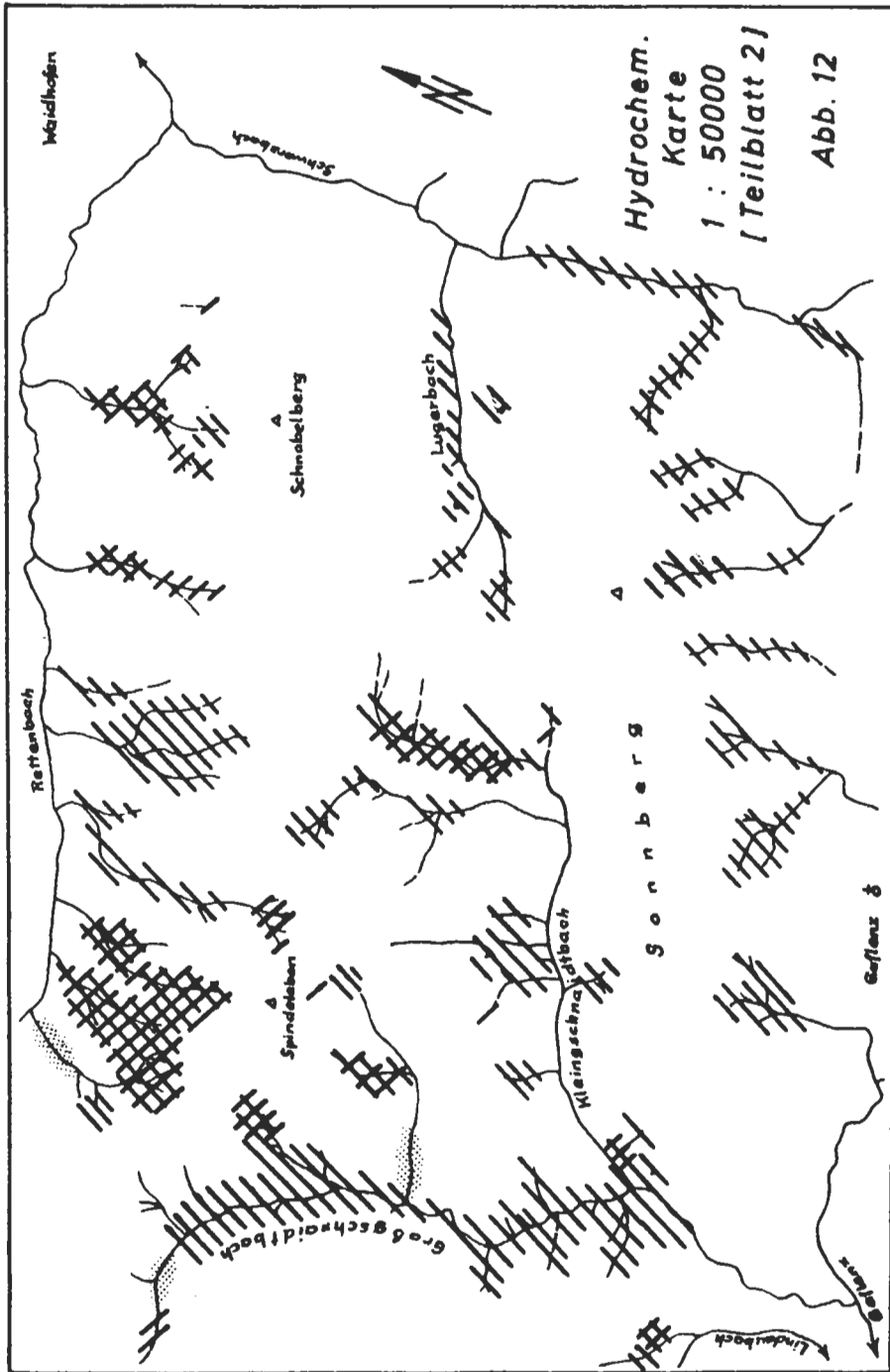
Die hydrochemische Abgrenzung ist schematisch in Abb. 10 dargestellt.



Die räumliche Verteilung der einzelnen Wassertypen ist in Abb. 11 und 12 ersichtlich.

Ebenso war eine Differenzierung zwischen Quell- und Gerinnewasser im pH-Wert feststellbar. Die pH-Werte der Quellwässer lagen im Mittel um pH 7,6, die der Bäche um 8,2. Verursacht wird diese pH-Zunahme durch Entweichen von physikalisch gelöstem CO_2 nach dem Quellaustritt. Diese Beziehung war besonders bei der Erkennung von optisch nicht erkennbarem „diffusen“ Zutritt von Quellwasser im Bachbett nützlich. Abschließend sei noch bemerkt, daß dieses Verhalten temperaturabhängig ist und daher vor allem in der warmen Jahreszeit zum Ausdruck kommt.





Manchmal hat die Verschiebung des CO₂-Gehaltes Sinterbildung zur Folge. Nur allzu oft ist Moos als wesentlicher Faktor daran beteiligt (PAVUZA & TRAINDL, 1982).

10. Bemerkungen zur Quellwassertemperatur

Aus der Literatur und aus eigenen Beobachtungen war es möglich, eine empirische Formelbeziehung für die höhenabhängige Temperatur der Quellwässer im Raum Weyer zu erarbeiten.

$$^{\circ}\text{C}_{\text{W}} = 11,09 - 0,0058 h$$

^oC_W . . . Wassertemperatur

h mittlere, durchschnittliche Seehöhe des Karstwasserspeichers (in Meter)

11. Bemerkungen zum Karstwasserspiegel

Hinweise für einen zusammenhängenden Karstwasserspiegel sind in der Literatur immer wieder zu finden (APEL 1971, F. BAUER 1978). Im grobklüftigen Gestein scheint er im allgemeinen recht tief zu liegen. Im Gegensatz dazu scheint sich im generell fein- bis mittelklüftigen Hauptdolomit, in dem im Untersuchungsgebiet immer wieder Tönhäutchen und mergelige Lagen eingeschaltet sind, ein System von vielen übereinanderliegenden Karstwasserkörpern auszubilden. Diese reichen bis in größere Höhen. Die einzelnen Tönhäutchen und Mergellagen wirken als relative Stauer, sodaß es zur Ausbildung vieler übereinander liegender Karstwasserkörper kommt. Trotz ihrer Stauerfunktion sind die Mergellagen und Tönhäutchen jedoch bis zu einem gewissen Grad durchlässig, sodaß das Wasser langsam vom höheren zum nächst tieferen Speicher sickern kann, bis es letztlich ein Niveau erreicht, das völlig mit Wasser erfüllt ist. Am Beispiel eines schematischen Schnittes durch den praktisch nur aus Hauptdolomit bestehenden Sonnberg möchte ich diese Vorstellung illustrieren (siehe Abb. 17).

12. Bemerkungen zur Klüftung

Auf Grund der starken tektonischen Zerrüttung der Gesteine im Untersuchungsgebiet ist vielfach keine bevorzugte Kluftrichtung festzustellen. Trotzdem sind bevorzugte Wegigkeiten für Karstwasser immer wieder im Bereich von im Satellitenbild erkennbaren Störungszonen zu bemerken. Dies spricht, großräumig gesehen, für eine stärkere Tektonisierung dieser Zonen.

13. „Frischwassertracerversuche“

Vor und nach einem starken Niederschlag wurden bei für die jeweiligen Karstwasserspeicher typischen Quellen die Änderung von Schüttung und elektrischer Leitfähigkeit beobachtet.

Ein Schüttungsanstieg (begründet durch erhöhten hydrostatischen Druck) zeigt, daß der versickernde Niederschlag den Karstwasserspiegel erreicht hat.

Ein Absinken der Leitfähigkeit im Quellwasser ist auf das Erreichen des „frischen“ Niederschlagswassers in der Quelle zurückzuführen (sicherlich gemischt mit schon vorher gespeichertem Karstwasser).

Durch die Beobachtung ausgewählter Quellen sind dadurch zwei Aussagen über den jeweiligen Karstwasserspeicher möglich. Und zwar über die mittlere Zeit die das versickernde Niederschlagswasser bis zum Erreichen des Karstwasserspiegels benötigt und zweitens über die minimale Zeitdauer, die das versickernde Niederschlagswasser bis zum Austritt in den Quellen benötigt (kurzfristiger Abfluß).

14. Bemerkungen zur Auswertung von Abflußganglinien

Eine mathematische Beschreibung der Trockenwetterabflußganglinien mit der von MAILLET aufgestellten Formel

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$$

allein war mir nicht möglich.

Jedoch konnte eine relativ gute Annäherung durch Kombination (Überlagerung) zweier verschiedener Exponentialfunktionen, berechnet nach der Formel von MAILLET erreicht werden.

$$Q_t = Q_{01} \cdot e^{-\alpha_1 t} + Q_{02} \cdot e^{-\alpha_2 t}$$

kurzfristiger langfristiger
Abfluß Abfluß

Q_t . . . Abfluß nach t Tagen, die seit der Messung von

Q_0 . . . maximale Schüttung zur Zeit t_0 verstrichen ist

α . . . Austrocknungskoeffizient (quellspezifisch)

. . . Koeffizienten 1 für kurzfristigen Abfluß

2 für langfristigen Abfluß

Man kann demnach also in der Trockenwetterfalllinie von Karstquellen zwei Teilkurven, entsprechend einem kurz- und langfristigen Abfluß unterscheiden.

Es ergeben sich aus all diesen Ausführungen folgende charakteristische Kennwerte:

Q_{01}, α_1 für den kurzfristigen Abfluß

Q_{02}, α_2 für den langfristigen Abfluß

Es ergaben sich im bearbeiteten Gebiet Schwankungsbreiten für

α_1 von 0,4 bis 1,5 und für

α_2 von 0,13 bis 0,005.

Allgemein kann man folgendes feststellen:

Je größer α , desto unausgeglichener ist der Abfluß. Die α -Werte sind hauptsächlich von der Art des Speichersystems, zum Teil aber sicherlich auch von dessen Größe abhängig.

Die Q_0 -Werte geben die Größenordnung des jeweiligen Abflusses wieder und können generell als Maß für die Speichergröße betrachtet werden.

15. Beschreibung der einzelnen Karstwasserspeicher

Abhängig von stratigraphischen und/oder tektonischen Rahmenverhältnissen können einzelne Karstwasserspeicher mehr oder weniger getrennt voneinander betrachtet werden (siehe Abb. 20). Die beschriebenen Modelle basieren auf geologischen, tektonischen, hydrochemischen und hydrologischen Untersuchungsergebnissen. Aus Platzmangel kann jedoch auf viele Detailergebnisse, fußend auf hydrochemischen und hydrologischen Untersuchungen nicht näher eingegangen werden.

Stubau-Karstwasserspeicher

Auf Grund der geologischen und tektonischen Verhältnisse sind im Bereich des Stubau zwei bzw. drei Karstwasserspeicher unterscheidbar, und zwar der Stubau-Hangendschuppe-Karstwasserspeicher, der Stubau-Liegendschuppe-Frankenfelder Decke-Karstwasserspeicher sowie der weniger bedeutende Kreuzbergsspeicher. In schematischer Weise ist die Lagebeziehung dieser drei Karstwasserspeicher zueinander in den Abbildungen 13 und 14 dargestellt.

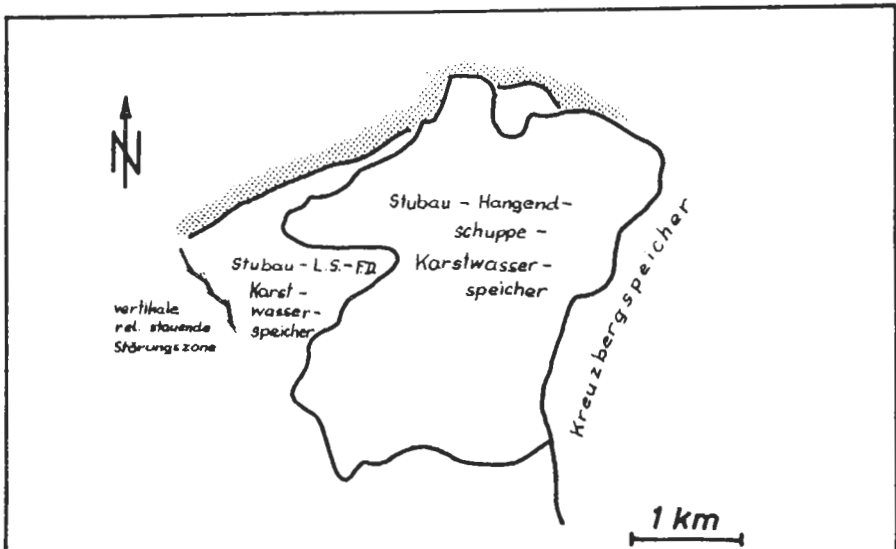


Abb. 13
Lage der Stubau - Karstwasserspeicher

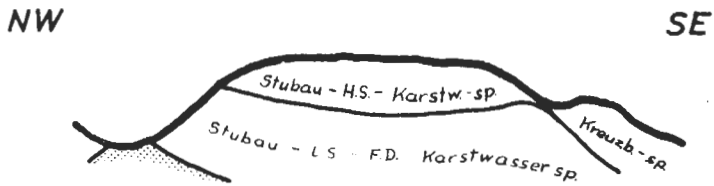
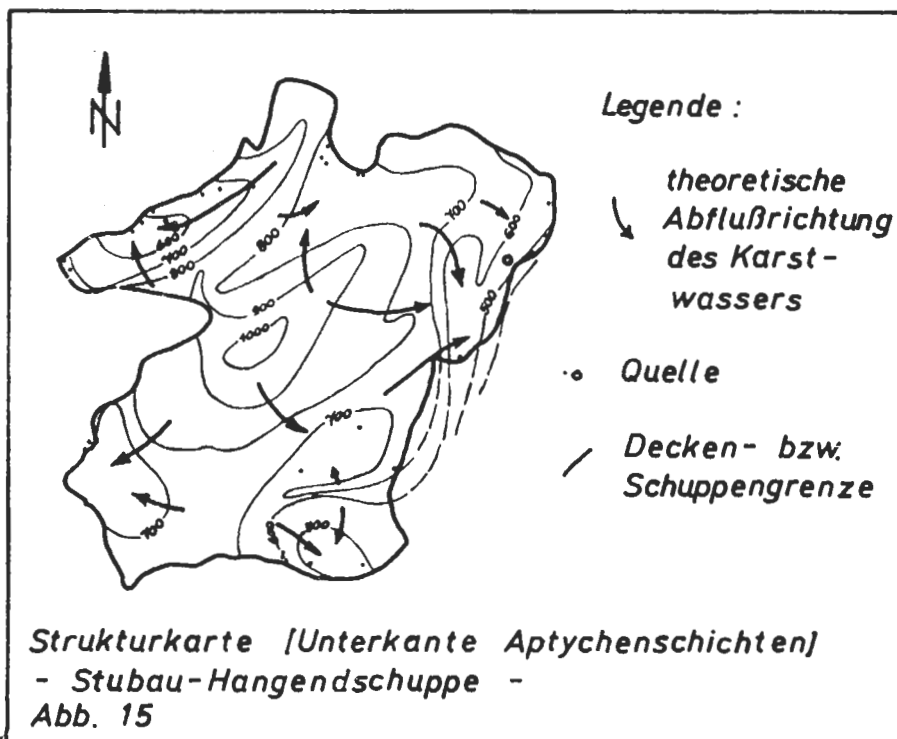


Abb. 14
schematischer Schnitt durch die
Stubau - Karstwasserspeicher

Stubau-Hangendschuppe-Karstwasserspeicher:

Bestimmend für diesen Speicher sind die Aptychenschichten im Liegenden (siehe Abb. 8, Profil 1, 2) in die hauptsächlich Rhätkalk in Mulden eingebettet ist. Die Aptychenschichten wirken auf Grund der zwischengeschalteten Tonhütchen als relative Stauer und Langzeitspeicher. Die Lagerungsverhältnisse der Aptychenschichten sind für die Fließrichtung des Karstwassers bestimmend (siehe Abb. 15).



Obwohl eine Auftrennung auf mehrere Teilbereiche möglich ist erfolgt die Hauptentwässerung des Stubau-Hangendschuppe-Karstwasserspeichers doch gegen Nordosten in der Schwarzenbachgrabenquelle (siehe Abb. 18, 21).

Stubau-Liegendschuppe-Frankenfelder Decke-Karstwasserspeicher:

Die Entwässerung des hauptsächlich unter dem Stubau-Hangendschuppe-Karstwasserspeicher gelegenen Karstwasserspeichers wird durch folgende hydrogeologische Fakten bestimmt:

Der zuunterst liegende (zur Cenomanrandzone gehörende) Kreidesandstein wirkt als Stauer. Eine mehr oder weniger vertikal stehende Störungszone, an der es zur Rekristallisation von Calcit kam, wirkt ebenfalls stauend. Sie reicht etwa vom Innbachgraben entlang des Ennstales einen Kilometer gegen Südosten.

Auf Grund dieser Fakten entspringt artesisch aufsteigendes Quellwasser im Innbachgraben im Stau bzw. aus den obersten Bereichen des Kreidesandsteins. Beweis für dieses Modell ist die gegenüber normalen Verhältnissen zu hohe Quellwassertempera-

tur der Quellen im Innbachgraben (die zudem auch im Jahreslauf praktisch unverändert bleibt) und hydrochemische Untersuchungsergebnisse.

Ein anderer Teil des im Stubau-Liegendschuppe-Frankenfelder Decke-Karstwasserspeicher gespeicherten Wassers tritt im Norden des Stubau in einem kleinen Seitental aus. Auch hier ist der Quellwasseraustritt durch die stauende Wirkung des unterlagernden Sandsteins begründet (siehe Abb. 13, 14).

Ein weiterer Teil des hier gespeicherten Karstwassers erscheint an einer etwa 45 Grad steilen Störungszone im SW des Stubau (Abb. 4, 6, 18) etwas östlich der stauenden, vertikalen Störungszone. Die Schüttung der in diesem Bereich entspringenden Quellen verringert sich von Norden nach Süden. Dies ist durch die nur lokale Ausdehnung der vertikalen Störungszone begründet.

Wie sich aus Wasserbilanzberechnungen und aus hydrochemischen Untersuchungsergebnissen ergab, beeinflusst der obere Karstwasserspeicher den darunterliegenden. Etwa ein Drittel des am Stubau-Plateau versickernden Niederschlags sickert allmählich durch die Aptychenschichten des Stubau-Hangendschuppe-Karstwasserspeichers und speist so den darunterliegenden Karstwasserspeicher.

„Frischwassertracerversuche“ erbrachten folgende Ergebnisse:

Versickerndes Niederschlagswasser tritt innerhalb von 12 Stunden wieder aus dem oberen Speicher (Stubau-Hangendschuppe-Karstwasserspeicher) in der Schwarzenbachgrabenquelle aus. Es benötigt etwa drei Tage, um durch die Aptychenschichten in den darunterliegenden Karstwasserspeicher zu sickern. Wie lange das Wasser benötigt um die artesischen Quellen im Innbachgraben zu erreichen, kann mit diesen Methoden nicht festgestellt werden. Möglicherweise könnten Isotopenmethoden der Lösung dieser Frage förderlich sein.

Einen zusammenfassenden Überblick über die Hauptabflußrichtungen des Karstwassers gibt Abb. 21. Sie ist auf Grund der geologischen und tektonischen Verhältnisse im oberen Speicher vor allem gegen Nordost gerichtet, im unteren Karstwasserspeicher vor allem gegen Nordwesten und Norden.

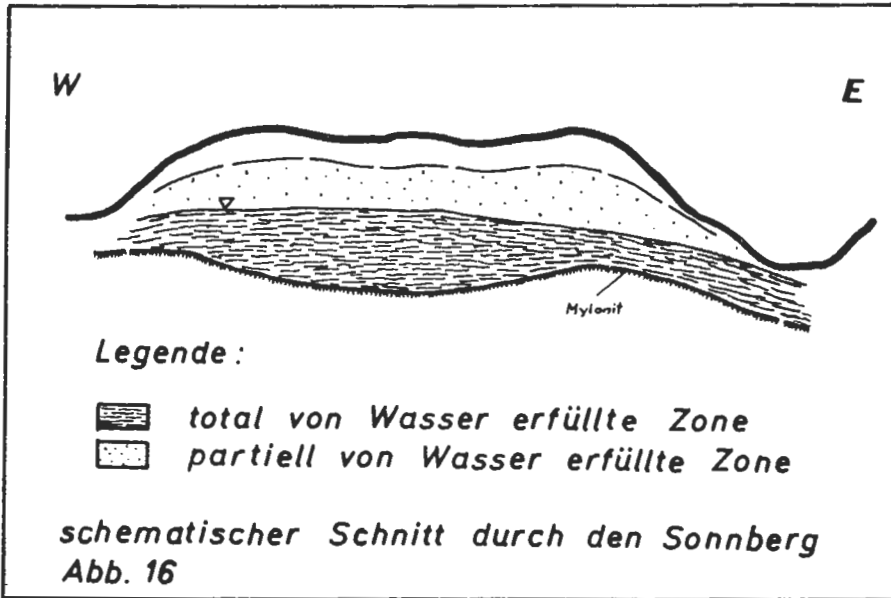
Kreuzbergsspeicher:

Dieser, tektonisch zum Hauptteil der Lunzer Decke zugehörige Karstwasserspeicher besteht nur aus Hauptdolomit. Er wird vermutlich nur geringfügig von den benachbarten Stubau-Karstwasserspeichern beeinflusst. Die Entwässerungscharakteristik ist ähnlich der des Sonnberg-Karstwasserspeichers. Auf Grund der Wasserbilanz muß jedoch angenommen werden, daß ein Großteil des hier gespeicherten Karstwassers in den Lockersedimentkörper des Gaflenztales einsteigt.

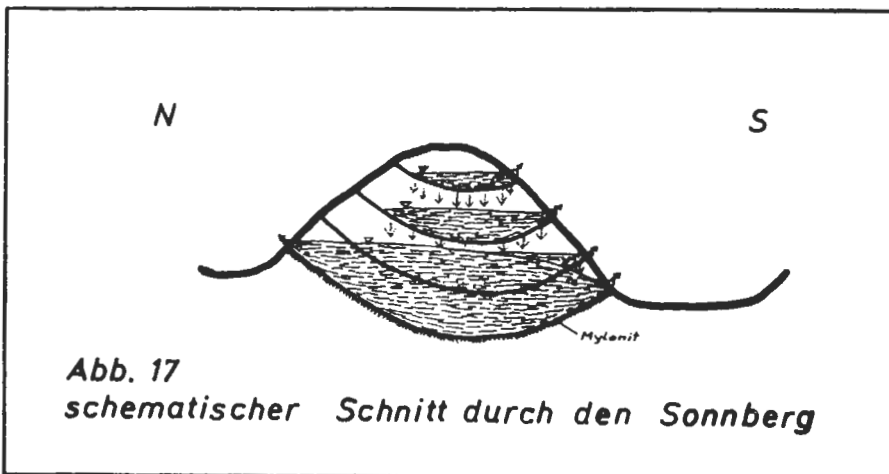
Sonnberg-Karstwasserspeicher

Wesentlich für diesen Hauptdolomitspeicher ist die etwa W-E-gerichtete Muldenstruktur und die Stockwerkstektonik im Grenzbereich Hauptdolomit/Opponitzer Schichten, wodurch eine abdichtende Mylonitlage entstand. Ebenso sind die immer wieder im Hauptdolomit auftretenden, teilweise stauend wirkenden Tonhäutchen und Mergellagen für die Hydrogeologie wichtig (siehe Kapitel „Hydrogeologische Bedeutung der einzelnen Schichtglieder“). Aus der Struktur der Hauptmulde resultiert eine muldenachsenparallele Klüftung. Verbiegungen der Achse hatten dazu senkrecht stehende Klüftung zur Folge. Zusammen mit den etwa N-S-verlaufenden Störungen aus dem Satellitenbild ergibt das einen hinsichtlich der Kluftrichtungen regelmäßigen Klufkörper.

Ein wesentliches Faktum für die Entwässerung des Sonnberg-Karstwasserspeichers ist die Struktur bzw. die Lagerung des unter dem Hauptdolomit liegenden Mylonithorizontes. Er bildet im Bereich des Sonnbergzuges ein „Becken“, fällt aber in der weiteren Folge nach Osten ab (siehe Abb. 16).










Dementsprechend erfolgt auch die Hauptentwässerung Richtung Osten. Karstwasser aus diesem Speicher tritt diffus im Waidhofenbach (= Schwarzbach) aus. Zu einem guten Teil dürfte es auch in den gespannten Grundwasserkörper des Schwarzbachtals einspeisen. Ein weiteres Charakteristikum des Sonnberg-Karstwasserspeichers ist die asymmetrische Muldenstruktur, wodurch Quellen vornehmlich im Süden austreten (siehe Abb. 17), kaum aber im Norden. Die einzige bemerkenswerte Quelle im Norden des Sonnbergs ist im Kreuzungsbereich von im Satellitenbild erkennbaren Störungen bei Mitterlug zu finden.

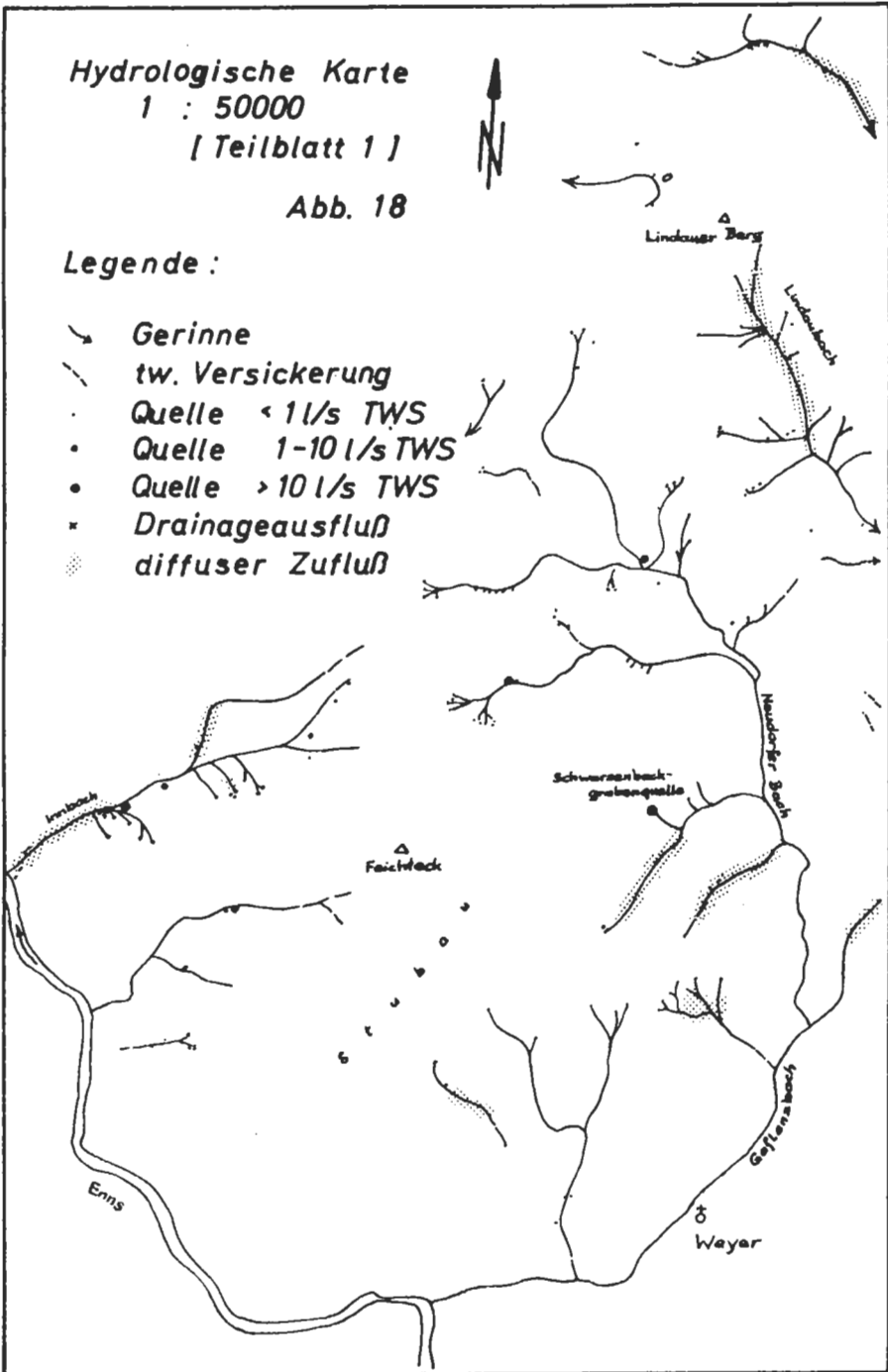


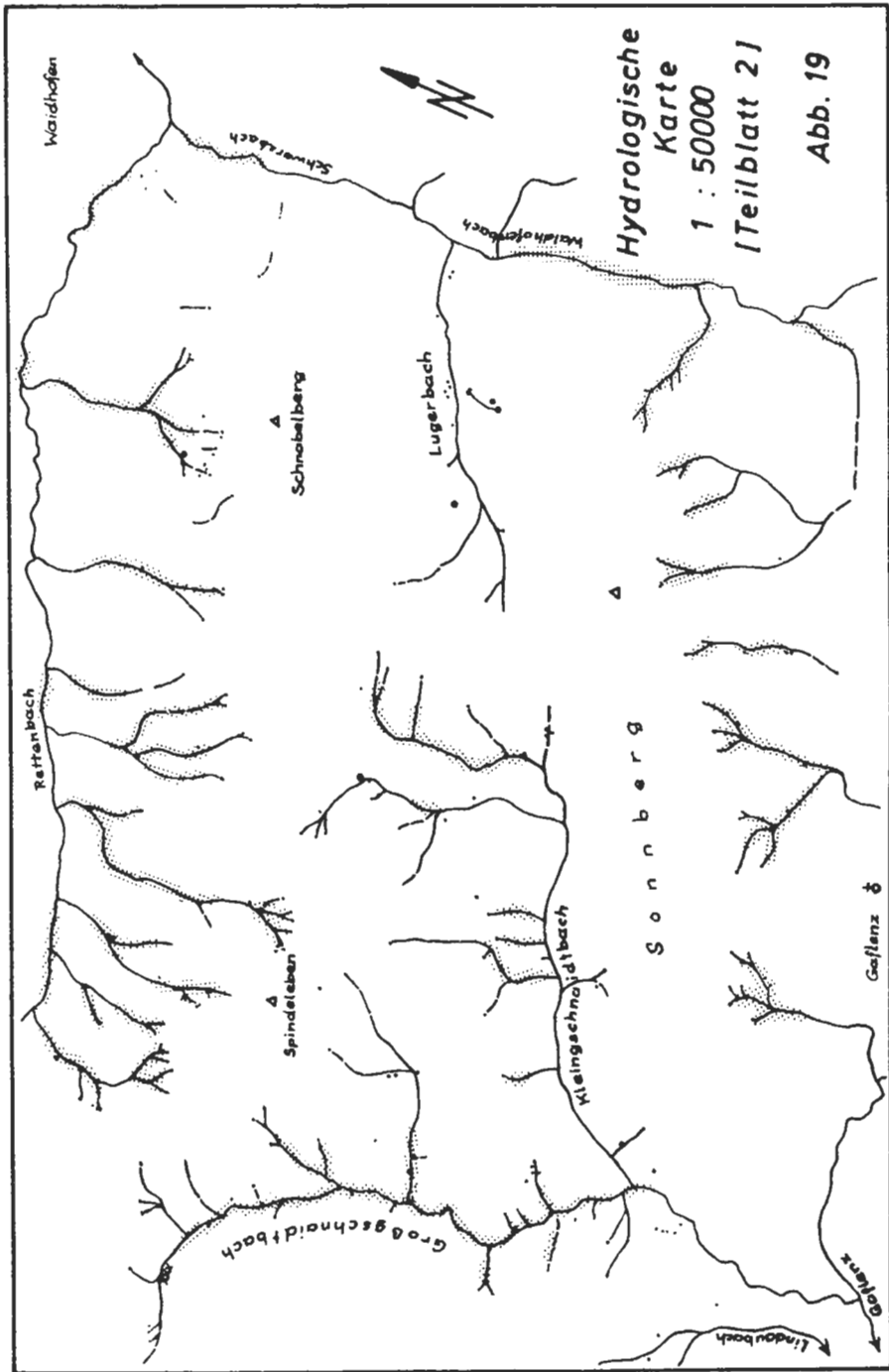
Hydrologische Karte
1 : 50000
[Teilblatt 1]

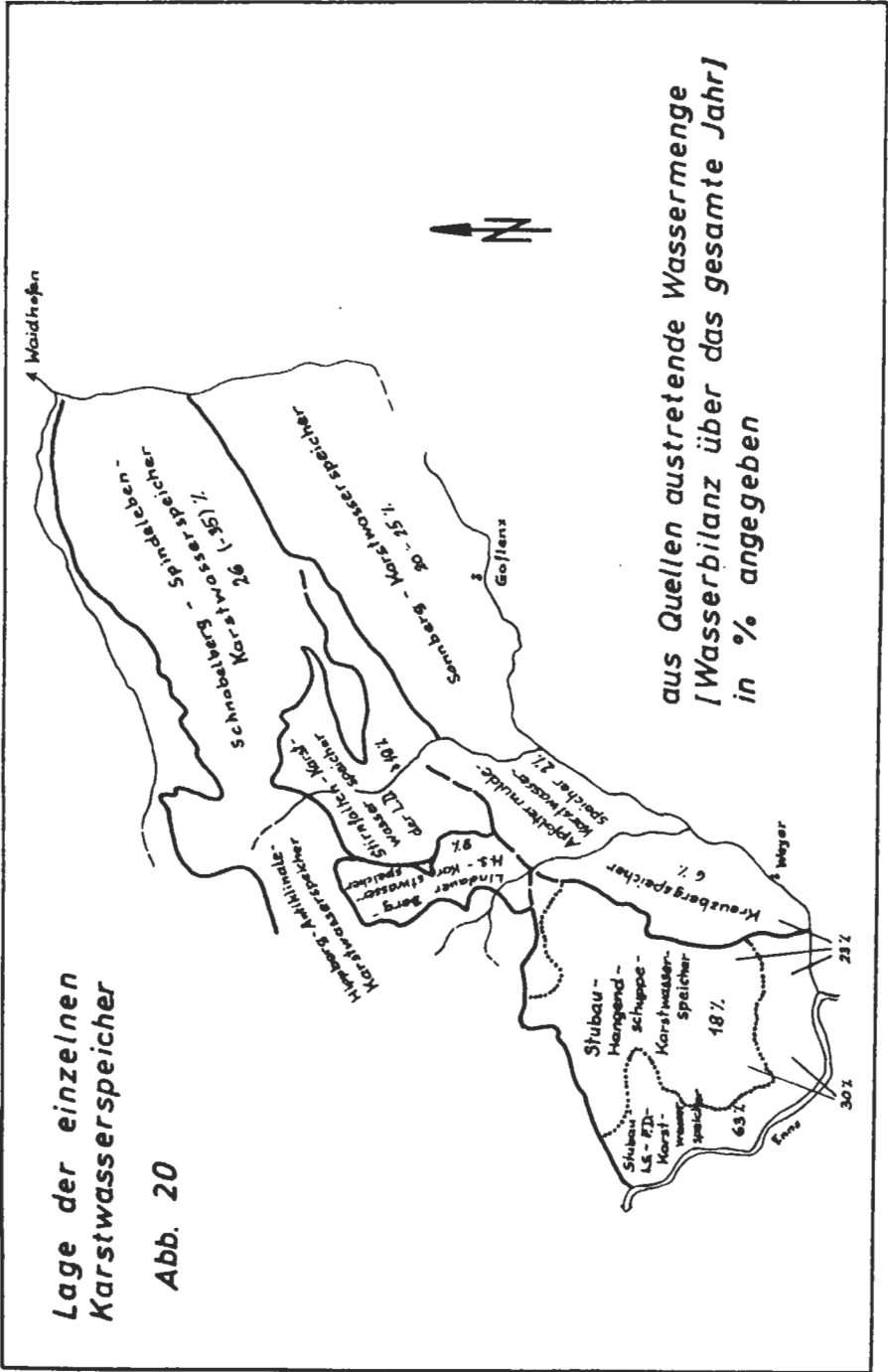
Abb. 18

Legende :

-  Gerinne
-  tw. Versickerung
-  Quelle < 1 l/s TWS
-  Quelle 1-10 l/s TWS
-  Quelle > 10 l/s TWS
-  Drainageausfluß
-  diffuser Zufluß



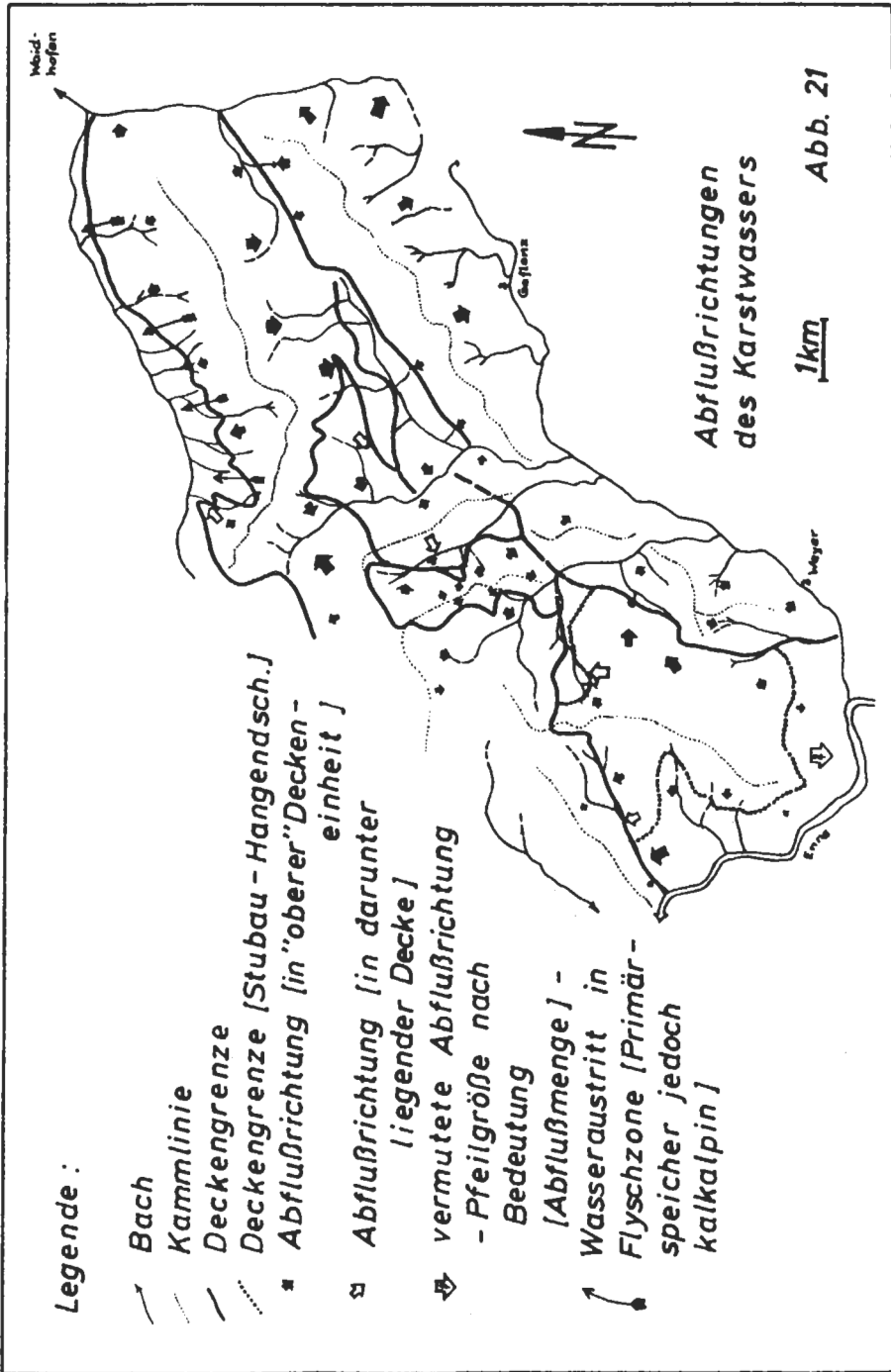




Lage der einzelnen Karstwasserspeicher

Abb. 20

aus Quellen austretende Wassermenge
[Wasserbilanz über das gesamte Jahr]
in % angeben



Schnabelberg-Spindeleben-Karstwasserspeicher

Wesentlich für die hydrogeologischen Verhältnisse in diesem Karstwasserspeicher sind die nach Süden abtauchenden Kreidesandsteine der Flyschzone sowie einzelne großräumige Störungszonen.

Der Schnabelberg-Spindeleben-Karstwasserspeicher ist aus einer Vielzahl von Gesteinen zusammengesetzt. Der Hauptanteil wird aber durch Hauptdolomit getragen. Obwohl dieser Karstwasserspeicher nach allen Seiten entwässert, können doch im Gesamtüberblick gewisse Präferenzen festgestellt werden. Die Entwässerung gegen Norden ist so gesehen von eher geringerem Ausmaß. Bemerkenswert ist hier vor allem, daß primär in kalkalpinen Gesteinen gespeichertes Wasser sekundär aus den unterlagernden Kreidesandsteinen der Flyschzone, teilweise im Stau an Mergeln der Klippenzone austritt (siehe Abb. 21). Wesentlich größer (bezogen auf die Austrittsfläche) sind die diffusen Quellaustritte im Schwarzbach und im oberen Großschnaidtbach, die sicher zum Großteil aus diesem Speicher stammen. Ebenso relativ stark sind die Quellaustritte im Süden des Speichers. Dazu zählt der diffuse Quellaustritt im unteren Großschnaidtgraben, im Lindaubach, ebenso wie der größere Quellaustritt im Kronsteingraben, die alle anscheinend aus diesem Karstwasserspeicher gespeist werden. Eine gewisse Stauwirkung an der Überschiebungsfrent der Lunzer Decke, zusammen mit lokalen Einflüssen wie zum Beispiel Störungszonen, begründen diese Quellaustritte.

Der Schnabelberg-Spindeleben-Karstwasserspeicher hat lediglich den Großschnaidtgraben als relative Begrenzung. Die Fortsetzung gegen Westen wurde von mir Hippberg-Antiklinale-Karstwasserspeicher genannt. Auch dieser trägt zur Speisung des Großschnaidtbaches bei. Er beeinflusst aber auch noch den westlichsten Teil des Schnabelberg-Spindeleben-Karstwasserspeichers (vor allem im Bereich Maurermühle).

Lindauer Berg-Hangendschuppe-Karstwasserspeicher

Die Charakteristika dieses Karstwasserspeichers sind ähnlich denen des Stubau-Hangendschuppe-Karstwasserspeichers. Auch hier wirken die zuunterst liegenden Aptychenschichten als relative Stauer und beeinflussen durch ihre Lagerung die jeweilige Abflußrichtung des Karstwassers. Ebenso wie auch im Stubau-Hangendschuppe-Karstwasserspeicher sickert auch hier ein beträchtlicher Teil des versickernden Niederschlagswassers durch die Aptychenschichten und erreicht so den darunterliegenden Karstwasserspeicher.

Apfaltermulden-Karstwasserspeicher

Dieser Karstwasserspeicher liegt zwischen dem bereits erwähnten Sonnberg-Karstwasserspeicher und dem Kreuzberg-Karstwasserspeicher. Er ist zwar von ähnlicher geologisch-tektonischer Charakteristik, weist jedoch im Vergleich mit dem Sonnberg-Karstwasserspeicher in der Wasserbilanz beim austretenden Quellwasser ein starkes Defizit auf (siehe Abb. 20). Verursacht durch die vermutlich in diesem Bereich unter der Talsohle liegenden (stauenden) Mylonitzone scheint hier ein Übertritt von Karstwasser in den Lockersedimentkörper des Gaflentzals zu erfolgen.

Stirnfalten-Karstwasserspeicher der Lunzer Decke

Im wesentlichen wird dieser Speicher von Hauptdolomit und Opponitzer Schichten aufgebaut. Quer durch diesen Speicher verläuft die Großschnaidtgrabenstörung. Gemeinsam mit dem Schnabelberg-Spindeleben-Karstwasserspeicher und

dem Hippberg-Antiklinale-Karstwasserspeicher speist er allem Anschein nach auch diffus in den Großschnaidtbach ein. Auch im unteren Forstaugraben erscheint ein wesentlicher Teil des hier gespeicherten Wassers.

16. Bemerkungen zur Wasserbilanz

Wasserbilanzberechnungen über das gesamte Jahr erbrachten im wesentlichen folgendes Ergebnis (siehe Abb. 20):

Im allgemeinen tritt etwa 25–30 % des Jahresniederschlags wieder in Quellen aus. Bei im Norden des Untersuchungsgebietes gelegenen Karstwasserspeichern ist es meist prozentuell mehr als bei südlicher gelegeneren. Dies ist wohl darauf zurückzuführen, daß von Norden nach Süden ein kontinuierlicher Übergang vom Seichten in den Tiefen Karst erfolgt (modifiziert durch die jeweiligen geologisch-tektonischen Verhältnisse) und daher vor allem bei den südlich gelegeneren Karstwasserspeichern ein Übertritt von Karstwasser in den Lockersedimentkörper der Talfüllungen erfolgt. Da die Verdunstung und Evapotranspiration im ganzen Gebiet im wesentlichen in einer ähnlichen Größenordnung liegen wird, muß bei Karstwasserspeichern, die durch ein beträchtliches Defizit des aus diesem Speicher austretenden Quellwassers auffallen, ein verstärkter unterirdischer Abfluß, sei es nun in einen darunterliegenden Karstwasserspeicher oder in den Lockersedimentaquifer der Talalluvionen, angenommen werden.

17. Literatur

- APEL, R., 1971: Hydrogeologische Untersuchungen im Malmkarst der Südlichen und Mittleren Frankenalb. – *Geologica Bavarica*, 64, 268–355, München.
- BAUER, F., 1978: Karstwasser. – *Wiener Mitt. (Wasser-Abwasser-Gewässer)*, 27, Wien.
- GEZE, B., 1965: *La Speleologie Scientifique*. – Paris (Ed. du Seuil).
- HUSEN, D. van, 1967: Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 18, 249–268, Wien.
- PAVUZA, R., 1982: Karsthydrogeologie der Kalkvoralpen im Gebiet Waidhofen/Ybbs – Opponitz – Weyer (NÖ, OÖ). – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien.
- & TRAINDL, H., 1982: Quellsinterbildungen. – *Karst-Bull.*, 3, 2. Jg., 6–8, Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E., 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. I. Die Eiszeiten in den Nördlichen Kalkalpen. – 393 S., 56 Abb., 11 Taf., 8 Kart., Leipzig (Tauchnitz).
- ROSENBERG, G., 1960: Die Stubau-Falkensteingruppe bei Weyer, Nördliche Kalkalpen. – *Verh. geol. B.-A.*, 1960, 32–56, Wien.
- SCHNABEL, W., 1970: Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, Niederösterreich. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 19, 131–188, Wien.
- , 1971: 34. Bericht über geologische Arbeiten auf Blatt Großbraming (69). – *Verh. geol. B.-A.*, 1971, H. 4, S. 79 A, Wien.
- TOLLMANN, A., 1964: Analyse der Weyerer Bögen und der Reiflinger Scholle. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 14/15, 89–124, Wien.
- , 1973: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Tl. 1, Wien (Deuticke).
- , 1973: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Tl. 2, 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- , 1976: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Tl. 3, 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke).

- TRAINDL, H., 1982: Hydrogeologie der Kalkvoralpen im Raum Waidhofen/Ybbs –Weyer. – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak., Univ. Wien.
- , 1982: Hydrogeology of a pre-alpine karst-area in Austria. – Proc. II. Int. Symp. „utilization of karst areas“, Bari (in Druck).

Zur Schwefelisotopenverteilung in Sulfid- und Sulfatmineralen
triadischer Gesteine der Kalkalpen, Österreich

(durchgeführt mit Unterstützung der Kommission für Grundlagen
der Mineralrohstoff-Forschung der ÖAW)

von

Michael A. GÖTZINGER und Edwin PAK

mit
1 Abb.

Schlüsselwörter:

Kalkalpen

Mitteltrias

S-Isotopenverteilungen

(in Bleiglanz, Zinkblende,
Cölestin, Gips, Auripig-
ment, Antimonit)

Alterseinstufung und

Korrelation

Anschrift der Verfasser:
Dr. Michael A. Götzinger
Institut für Mineralogie
und Kristallographie
Universität Wien
Dr. Karl Lueger Ring 1
A-1010 Wien

Dr. Edwin Pak
Institut für Radiumforschung
und Kernphysik der Österr.
Akademie der Wissenschaften
Boltzmanngasse 3
A-1090 Wien

Zusammenfassung

Von aus der Literatur bekannten Mineralisationen mitteltriadischer Gesteine der Kalkalpen wurden Schwefelisotopenwerte ($\delta^{34}\text{S}$ -Angaben in ‰CDT) bestimmt. Von Blei-Zink-Vererzungen (Annaberg, Arzriedel, Schwarzenberg, alle Niederösterreich und Frein, Steiermark) lieferten die Blei-Zinkerze vom Arzriedel Werte um +30, eine sedimentäre Anisvererzung (Bleiglanz) vom Schwarzenberg -12,4, die Kluftvererzungen im Wettersteinkalk desselben Gebietes -16,5 (Zinkblende) und -20,7 (Bleiglanz), die anderen schwach positive Werte.

Kluftgebundener Cölestin (Raum Schwarzenberg) ergab +25,7.

Aufgrund der Schwefelisotopenwerte von Gipsvorkommen können zwei, die im Zusammenhang mit Fluoritmineralisationen auftreten (Alland, Niederösterreich, Laussa, Steiermark) als permisch eingestuft werden (+10,7, +11,0), ein weiteres (Trübenbach, Niederösterreich) als triadisch (+23,5, +25,4). Damit liegt im Raum Trübenbach ein durchgehendes, gut aufgeschlossenes Mitteltrias-(Anis-)Profil vor. Die Auripigmentmineralisation von Stein/Dellach, Kärnten, gibt mit +6,9 ähnliche Werte wie die Antimonit-Vererzungen der Kreuzeckgruppe (Mariengrube/Nikolsdorf, Osttirol: +6,7), bereits publizierte Werte liegen bei +4. Diese Ergebnisse lassen genetische Zusammenhänge möglich erscheinen.

Einleitung

Im Rahmen von Untersuchungen an Mineralisationen in mitteltriadischen Schichtgliedern der Kalkalpen (vgl. GÖTZINGER et al., 1980, 1981, HAGENGUTH et al., 1982) wurden von mehreren Bleiglanz-Zinkblende-Vererzungen, von Cölestinmineralisationen, von Gipsvorkommen sowie von Auripigment- und Antimonit-Vererzungen die Schwefelisotopenverteilungen festgestellt (vgl. PAK und FELBER, 1974).

Die Abbildung 1 zeigt die gemessenen $\delta^{34}\text{S}$ -Werte ($\pm 0,2$), bezogen auf CDT, gegebenenfalls im Vergleich mit Angaben aus der Literatur.

Bleiglanz-Zinkblende-Vererzungen

Nur noch sehr geringe Erzführung weisen Haldenfunde des ehemals auf Silber, Blei und Zink ausgerichteten Bergbaureviers Hocheck-Galmeikogel, S Annaberg, NÖ. auf. Als Trägergesteine der an Klüfte gebundenen Vererzungen werden Annaberger Kalk der Sulzbachdecke (Schmelzfenster; Bereich Joachims- und Annagrube am Hocheck), Reiflinger Kalk der Unterbergdecke (Bereich Galmeikogel) und Wettersteindolomit der Reisalpendecke (Bereich Erzgraben) beschrieben (POBER, 1981, HAGENGUTH et al., 1982). Eine Zinkblendeprobe aus dem Bereich Hocheck (vgl. dazu auch MEIXNER, 1940) ergab +10,7 ‰.

Vom Ostabhang des Arzriedels bei Trübenbach/Ötscher, NÖ. ist eine Bleiglanz-Zinkblende-Vererzung in dolomitisierten Gutensteiner Schichten des Arzriedel-Fensters (TOLLMANN, 1976) bekannt (BAUER und HOLZER, 1964, HAGENGUTH et al., 1982). Bleiglanz mit Cerussit sowie dunkelbraune Zinkblende sind eingesprengt in spätigen, eisenhaltigen Dolomit. Eine Zinkblende der Aufsammlung BAUER und HOLZER ergab +30,5 ‰ (für ZnS), eigene Proben ergaben +29,8 ‰ (für ZnS) und +27,7 ‰ (für PbS). So hohe positive Werte sind in Blei-Zink-Vererzungen der Ostalpen ungewöhnlich (vgl. SCHROLL und PAK, 1983).

Einige Lesesteine von der Halde der Kaiser Josephi Fundgrube am Nordhang des Schwarzenberges bei Türnitz, NÖ., enthalten eine sedimentäre Bleiglanz-Vererzung

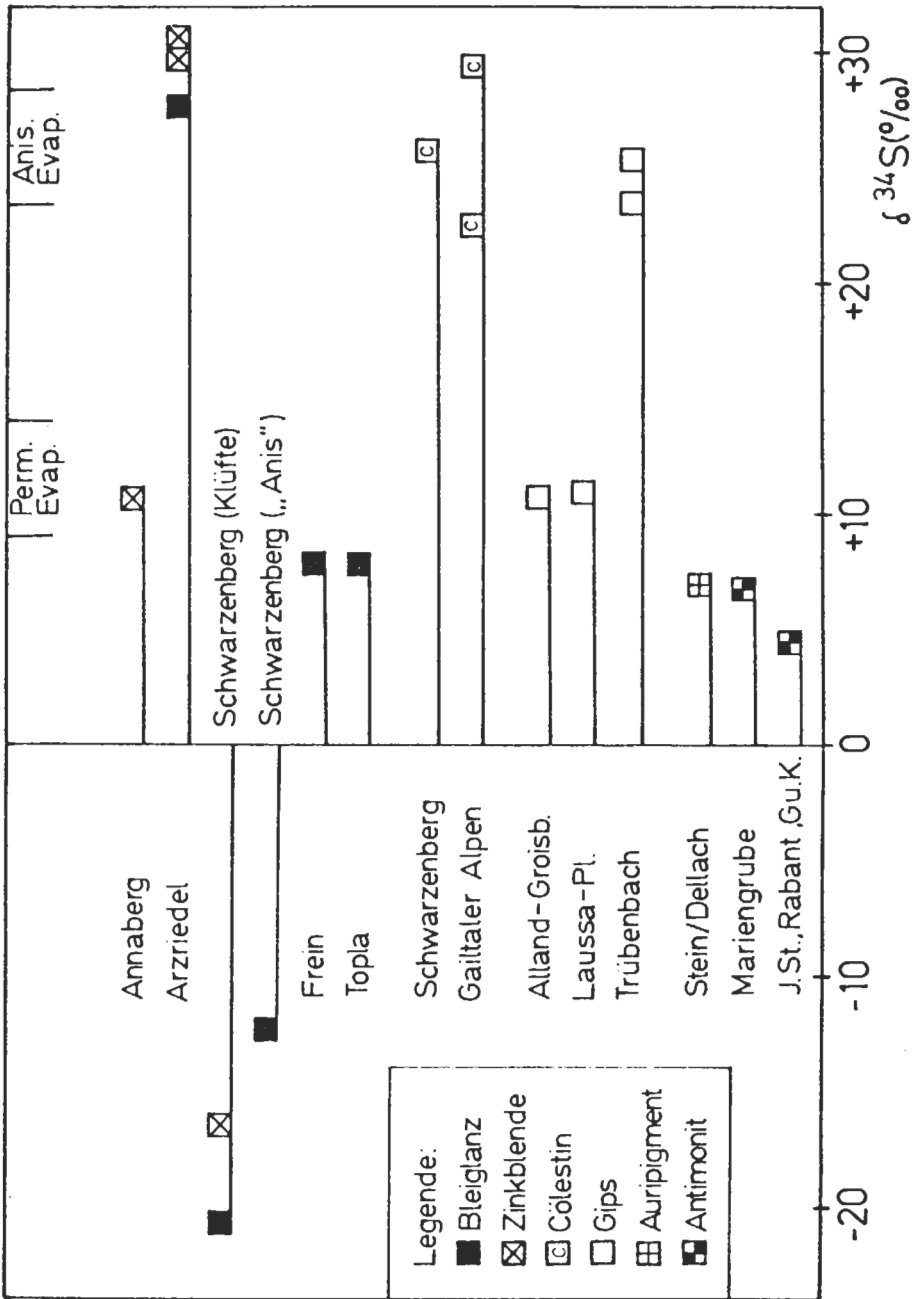


Abb. 1: $\delta^{34}\text{S}$ -Werte mehrerer Sulfid- und Sulfatminerale im Zusammenhang mit mitteltriadischen Gesteinen der Kalkalpen; in %, Meßfehler $\pm 0,2$.

(HAGENGUTH, 1981). Sie tritt lagig innerhalb graduierter Schichten eines dunklen, bituminös-dolomitischen Kalkes auf. Aufgrund der Fundlokalität, alter Grubenkarten von 1779 (Pd 141, Hofkammerarchiv in Wien) und der geologischen Situation kann berechtigterweise angenommen werden, daß entweder Reiflinger oder Gutensteiner Schichten vererzt sind (HAGENGUTH et al., 1982). Eine Bleiglanzprobe „Schwarzenberg-Anisvererzung“ ergab $-12,4\text{‰}$. Die ehemals abgebaute Blei-Zink-Vererzung ist jedoch größtenteils an Klüfte im Wettersteinkalk und -dolomit gebunden. Von einer Probe feinverteilter Zinkblende aus einer vererzten tektonischen Breccie des 2. Zubaus wurde ein Wert von $-16,5\text{‰}$ gemessen, von einer Bleiglanzprobe $-20,7\text{‰}$. Daher scheint es denkbar, daß die Klüftvererzungen Mobilisate einer sedimentär angelegten Vererzung in Anisgesteinen darstellen, sichere Aussagen werden jedoch erst bei Vorliegen von Bleiisotopenverhältnissen möglich sein.

Derzeit stratigraphisch nicht sicher einstuftbar (vgl. CORNELIUS, 1952, LEIN, 1981) sind die mit Bleiglanz, Zinkblende und Pyrit vererzten Dolomite des ehemaligen „Kieß-Bergbaues in Proles“ = Kohlanger W Frein bei Mariazell, Stmk. (vgl. HAGENGUTH et al., 1982). Eine Bleiglanzprobe ergab $+7,8\text{‰}$. Eine interessehalber mitgemessene Bleiglanzprobe aus der bekannten Anisvererzung Topla, Jugoslawien (STRUCL, 1974) ergab ebenfalls $+7,8\text{‰}$.

Cölestinmineralisationen

Derber, hellblauer Cölestin tritt in calciterfüllten Klüften des Gutensteiner Kalkes im Wegdurchbruch des oberen Isbary-Forstweges SW Hoher Stein/Schwarzenberg bei Türrnitz, NÖ. auf. Das Ortsbild und die Anlage der Mineralisation ähneln sehr manchen Fluoritmineralisationen vergleichbarer stratigraphischer Position anderer Lokalitäten (z. B. Laussa, Stmk., vgl. GÖTZINGER et al., 1980, 1981).

Nach bisherigen Untersuchungen lassen sich in mitteltriadischen Gesteinen drei Typen von Cölestinmineralisationen unterscheiden:

- 1) Syngenetische bis frühdiagenetische Cölestinbildungen (Partnachsichten der Gailtaler Alpen, Ktn., vgl. NIEDERMAYR et al., 1975);
- 2) Cölestinsprossung im verfestigten Sediment (U-Anis bei Göstling, NÖ., vgl. WAGNER, 1970);
- 3) Klüftfüllungen mit Calcit (Gutensteiner Schichten SW Hoher Stein, NÖ., vgl. HAGENGUTH et al., 1982).

Sowohl von den Kärntner Vorkommen als auch von dem Klüftcölestin liegen $\delta^{34}\text{-S}$ -Werte vor: $+22,5\text{‰}$ (Kreuzenbachtal), $+29,5\text{‰}$ (Reißgraben) – (SEEMANN und PAK, unpubl.), $+25,7\text{‰}$ (Klüftcölestin).

Gipsgesteine (Evaporite)

Über Schwefelisotopenzusammensetzungen von Evaporiten der Ostalpen liegen bereits viele Arbeiten vor (PAK, 1974, 1978, 1981). Demnach können neben den häufigeren (ober)permischen Evaporiten auch triadische Evaporite unterschieden werden. Aus den Daten der genannten Arbeiten lassen sich folgende Mittelwerte errechnen:

Triadische Gips-Anhydritgesteine: $25,9 \pm 1,1\text{‰}$ ($n = 20$),

Permische Gips-Anhydritgesteine: $11,5 \pm 0,8\text{‰}$ ($n = 97$),

vgl. dazu auch KLAUS und PAK (1974), NIELSEN (1979), PAK und SCHAUBERGER (1981).

Im Zusammenhang mit Fluoritmineralisationen in mitteltriadischen Gesteinen stehen, wie aus den Aufschlüssen immer wieder ersichtlich ist, Gips und Gipstone sowie

Anhydritgesteine, deren Altersstellung bisher unbekannt war. Einen kurzen Überblick gibt folgende Zusammenstellung:

Fluoritvorkommen	Gipsvorkommen	Bemerkungen zu Vorkommen
Alland-Höcherberg, NÖ.	Alland-Groisbach	ca. 500 m entfernt
Halltal-Mariazell, Stmk.	Halltal-Braschkgl.	ca. 700 m entfernt
Laussa-Platzl, Stmk.	Laussa-Platzl	direkt angrenzend

Von zwei dieser Gipsvorkommen liegen nunmehr $\delta^{34}\text{S}$ -Werte vor:

Alland-Groisbach +10,7 ‰, Laussa-Platzl +11,0 ‰, beide Gipsvorkommen können demnach als permisch eingestuft werden. Ergänzend soll bemerkt werden, daß Fluorit auch in Gips-Anhydritgesteinen vorkommt, so beispielsweise im Bergbau Wiern/Grundsee, Stmk., und im Bergbau Grubach bei Golling, Sbg., beide Gipslagerstätten sind permischer Entstehung (PAK, 1978, 1981).

An der Basis des aus der Literatur bekannten geologischen Profiles von Trübenbach/Ötscher, NÖ. (TOLLMANN, 1966) tritt hellgrau gebänderter Gips an der Straße Trübenbach-Brandgegend auf. Von einer Probe nahe Trübenbach wurde ein $\delta^{34}\text{S}$ -Wert von +23,5 ‰ erhalten, von einem zweiten Vorkommen in der Brandgegend +25,4 ‰ (SEEMANN & PAK, unpubl.). Demnach sind diese Gipsvorkommen in das Anis zu stellen. Es bilden in diesem gut aufgeschlossenen geologischen Profil (vom Liegenden ins Hangende) Gipse, Rauhacken, tonige Gutensteiner Basisschichten, Gutensteiner Dolomit und Kalk sowie Annaberger Kalk (vgl. TOLLMANN, 1966, S. 120) eine durchgehende Schichtenfolge, die für weiterführende fazielle, mineralogische und geochemische Untersuchungen in Bearbeitung steht (beispielsweise enthalten die Gutensteiner Kalke bis 3000 ppm F aufgrund feinverteilten Fluorites).

Auripigment- (und Antimonit-)mineralisationen

SW Stein bei Dellach im Drautal, Ktn. liegt am westlichen Ende mitteltriadischer Gesteinsserien (nach GEYER, 1893-96, 1901; Schlerndolomit, Partnachschichten und Unterer Muschelkalk) eine Auripigmentmineralisation in Klüften von dunkelbraunen, bituminös-dolomitischen Kalken. Eine kurze Beschreibung dieses Vorkommens geben CZERMAK und SCHADLER (1933). Zwei weitere derartige Vorkommen liegen (l. c.) SE Dellach, möglicherweise genetisch zugehörig ist das Vorkommen bei Sachsenburg NW Spittal/Drau, Ktn., welches schon von ZEPHAROVICH (1873) erwähnt wurde. Mittels Schwefelisotopenbestimmung sollte eine Charakterisierung des Vorkommens bei Stein gegeben werden, oder (auf Anregung von Herrn Dr. L. WEBER, Wien) ein möglicher Zusammenhang mit einem gangförmigen Antimonitvorkommen (Mariengrube bei Nikolsdorf, Osttirol) aufgezeigt werden. Dieses Vorkommen ist das westlichste einer ganzen Reihe von Antimonit Vererzungen (vgl. HIESSLEITNER, 1949, LAHUSEN, 1972, CERNY, 1983). Seine Entstehung wurde als deszendend zu erklären versucht (LAHUSEN, 1972, S. 51). Zu Vergleichszwecken wurde daher eine Antimonitprobe aus der Mariengrube mitanalysiert. Weitere $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von Antimonitvorkommen der Kreuzeckgruppe wurden von CERNY et al. (1981) publiziert. Einen Überblick gibt folgende Zusammenstellung:

		$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
Auripigment	Stein/Dellach	+6,9
Antimonit	Mariengrube/Nikolsdorf	+6,7
Antimonite	Johannisstollen, Rabant, Gursker Kammer (CERNY et al., 1981) (n = 4)	+4,2 ± 0,2

Besonders gute Übereinstimmung liegt zwischen Auripigment und der typisch gangförmigen Antimonit-Vererzung Mariengrube (WEBER, 1982) vor. Wieweit hier genetische Zusammenhänge wirklich vorliegen, können nur weiterführende Untersuchungen einer Klärung näher bringen. Die gemeinsame Lage der Arsen-, Antimon- (und Wolfram-) sowie Quecksilber-Vererzungen an derselben Bruchlinie (vgl. TOLLMANN, 1977) soll jedoch nicht unerwähnt bleiben.

Dank

Diese Untersuchungen werden in dankenswerter Weise von der Kommission für Grundlagen der Mineralrohstoff-Forschung (Obmann: Prof. Dr. W. E. PETRASCHECK) der Österreichischen Akademie der Wissenschaften unterstützt. Für die Überlassung von Probenmaterial danken wir Frau E. POBER, Wien (Proben aus Annaberg), Herrn Dr. G. HAGENGUTH, Wien (Proben aus Topla) und Herrn Dr. L. WEBER, Oberste Bergbehörde, Wien (Proben aus der Mariengrube), sowie Herrn Dr. R. SEEMANN, Naturhistorisches Museum, Wien, für die Überlassung unpublizierter S-Isotopenwerte.

Literatur

- BAUER, F. & HOLZER, H., 1964: Ein vergessener Blei-Zink-Schurfbau in Niederösterreich. — *Montan-Rundsch.*, 1964, H. 2, 26, Wien.
- CERNY, I., 1983: Integrierte Rohstofforschung in der Kreuzeckgruppe und anschließenden Bereichen der Gäitler Alpen bzw. Reißeckgruppe (Endbericht 1981). — Unveröff. Bericht, Bleiberger Bergwerks Union AG, A-9530 Bad Bleiberg.
- , PAK, E. & SCHROLL, E., 1981: Schwefelisotopenzusammensetzung von Antimoniten und anderen Erzen aus Lagerstätten der Kreuzeckgruppe. — *Anz. Österr. Akad. Wiss., math-naturwiss. Kl.*, 1981, H. 8, 161–163, Wien.
- CORNELIUS, H. P., 1952: Die Geologie des Müürztalgebietes (zugleich Erläuterungen zu Blatt Müzzzuschlag 1 : 75.000). — *Jb. Geol. B.-A.*, Sdb. 4, 94 S., Wien.
- CZERMAK, F. & SCHADLER, J., 1933: Vorkommen des Elementes Arsen in den Ostalpen. — *Tscherm. min.-petr. Mitt.*, 44, 1–67, Wien.
- GEYER, G., 1893–96: Geologische Spezialkarte, k. k. geolog. Reichsanstalt, Obdrauburg und Mauthen. — Wien.
- , 1901: Erläuterungen zur Geologischen Karte Oberdrauburg–Mauthen. — *K. k. geolog. Reichsanstalt*, 85 S., Wien.
- GÖTZINGER, M. A., LEIN, R. & WEINKE, H. H., 1980: Vorläufiger Untersuchungsbericht über das Fluoritvorkommen in den Gutensteiner Schichten aus der Laussa bei Altenmarkt/St. Gallen in der Steiermark. — *Anz. Österr. Akad. Wiss., math-naturwiss. Kl.*, 1980, H. 1, 1–6, Wien.
- , LEIN, R. & WEINKE, H. H., 1981: Beiträge zur Mineralogie der Gutensteiner Schichten (Anis). — *Fortschr. Min.*, 59, Bh. 1, 53–54, Stuttgart.
- HAGENGUTH, G., 1981: Die Blei-Zink-Vererzung vom Schwarzenberg bei Türritz in Niederösterreich. — Unveröff. Vorarbeit am Inst. f. Geologie, Univ. Wien, 50 S., Wien.
- , POBER, E., GÖTZINGER, M. A. & LEIN, R., 1982: Beiträge zur Geologie, Mineralogie und Geochemie der Pb/Zn-Vererzungen Annaberg und Schwarzenberg (Niederösterreich). — *Jb. Geol. B.-A.*, 125, 155–218, Wien.
- HIESSLEITNER, G., 1949: Die geologischen Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich. — *Jb. Geol. B.-A.*, 92, 1–92, Wien.

- KLAUS, W., mit Beitr. v. PAK, E., 1974: Neue Beiträge zur Datierung von Evaporiten des Ober-Perm. — *Carinthia II*, 164/84, 79–86, Klagenfurt.
- LAHUSEN, L., 1972: Schicht- und zeitgebundene Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnobervererzungen in Kärnten und Osttirol/Österreich. — *Mineral. Deposita*, 7, 31–60, Berlin.
- LEIN, R., 1981: Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürtaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbau-stud. Österr.*, 27, 207–235, Wien.
- MEIXNER, H., 1940: Neue mineralogische Seltenheiten aus der Ostmark. — *Mitt. Wiener Min. Ges.*, 1939, 105, 434–439 [In:] *Tscherm. min. petr. Mitt.*, 51, Leipzig.
- NIEDERMAYR, G., SUMMESBERGER, H. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E., 1975: Über zwei Cölestinvorkommen in der Mitteltrias der Gailtaler Alpen, Kärnten. — *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*, 79, 1–7, Wien.
- NIELSEN, H., 1979: Sulfur isotopes. [In:] JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (eds.): *Lectures in isotope geology*, 283–312, Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- PAK, E., 1974: Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik I. — *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, 1974, 166–174, Wien.
- , 1978: Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik II. — *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, 1978, 6–22, Wien.
- , 1981: Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik III. — *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, 1981, 187–198, Wien.
- & FELBER, 1974: Massenspektrometrische Präzisionsmessung der Schwefelisotopenverhältnisse. — *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. II*, 183, 295–308, Wien.
- & SCHAUBERGER, O., 1981: Die geologische Datierung der ostalpinen Salzlagerstätten mittels Schwefelisotopenuntersuchungen. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1981, 185–192, Wien.
- POBER, E., 1981: Die Blei-Zink-Vererzung am Südostrand des Schmelzfensters südlich von Annaberg in Niederösterreich. — *Unveröff. Vorarbeit am Inst. für Geologie, Univ. Wien*, 77 S., Wien.
- SCHROLL, E. & PAK, E., 1983: Sulfur isotope investigations of ore mineralizations of the Eastern Alps. — *Mineral. Deposita (ISMIDA 1981)*, in Druck, Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- STRUCL, I., 1974: Nastanek karbonatnih kamenin in cinkovo svinčeve rude v aničnih plasteh Tople. — Die Entstehungsbedingungen der Karbonatgesteine und Blei-Zinkvererzungen in den Anis-Schichten von Topla. — *Geologija-Razprave in Poročila, Geological Transactions and Reports*, 1974/17, 299–397, Ljubljana.
- TOLLMANN, A., 1966: Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 58(1965), 103–207, Wien.
- 1976: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. — 456 S., Wien (Deuticke).
- 1977: Geologie von Österreich. Bd. 1, 766 S., Wien (Deuticke).
- WAGNER, L., 1970: Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Wiener Becken. — *Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien*, 202 S., Wien.

- WEBER, L., 1982: Geologie der Osttiroler Antimonerzvorkommen der Kreuzeckgruppe. [In:] Integrierte Rohstofforschung in der Kreuzeckgruppe (Ed.): CERNY, I. (1983). – Unveröff. Bericht, 42 S.
- ZEPHAROVICH, V., 1873: Mineralogisches Lexicon für das Kaiserthum Österreich. Bd. II, 436 S., Wien.

HINWEISE FÜR DIE AUTOREN

1. Allgemeines:

Die Zusendung von Manuskripten samt dazugehörigen Abbildungen bzw. Beilagen bitten wir, direkt an die Schriftleitung der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich (Institut für Geologie der Universität Wien, Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien) zu richten.

Mit der Übersendung des Manuskriptes bekundet der Autor sein Einverständnis, daß die Redaktion eventuell sein Manuskript an einen Begutachter weiterleitet. Nach erfolgter Begutachtung entscheidet ein Redaktionskomitee über die Aufnahme der Arbeit in die Zeitschrift.

Angenommen werden nur **O r i g i n a l a r b e i t e n**, die einen **d r u c k r e i f e n Z u s t a n d** aufweisen, d. h. gut leserlich, einseitig und in Zweizeilenabstand mit Maschine geschrieben sind und auf einer Seite einen ca. 3 cm breiten Korrekturrand aufweisen.

Hinsichtlich der **R e c h t s c h r e i b u n g** und Zeichensetzung richte man sich nach dem Duden. Es soll im Manuskript u. a. klar zwischen Gedankenstrich (–) und Bindestrich (-) (z. B. NW–SE, dagegen NW-Richtung), sowie zwischen „ss“ und „ß“ unterschieden werden.

2. Gliederung:

Titel (fett), Vor- und Zuname des Verfassers, Zahl der Abb. oder Taf.; Anschrift des Verfassers auf der 1. Seite unten; Inhaltsverzeichnis; Zusammenfassung – Abstract – Résumé (ist vom Autor zu erstellen); Text; alphabetisch geordnetes Schriftenverzeichnis; Abbildungstext und Tabellen.

2.1. **T i t e l**: Der Titel soll kurz und bezeichnend sein. Sehr spezielle Begriffe oder Lokalnamen im Titel sollen durch Ergänzungen in Klammer erläutert werden.

2.2. **Z u s a m m e n f a s s u n g**: Jeder Arbeit ist verpflichtend eine kurze Zusammenfassung in deutscher und englischer Sprache voranzustellen. Weitere fremdsprachliche Kurzfassungen (französisch, italienisch, spanisch usw.) sind möglich.

2.3. **K a p i t e l g l i e d e r u n g**: Das Manuskript hat eine klare Unterteilung in Kapitel aufzuweisen. Diese sind durchzunummerieren, wobei die Zusammenfassung stets als erstes Kapitel geführt wird.

2.4. **E i n l e i t u n g**: In der Einleitung soll eine kurze Darlegung der Problemstellung erfolgen. Auch kann diesem Abschnitt gegebenenfalls eine Lageskizze des Arbeitsgebietes beigelegt werden. Eventuelle Danksagungen sind entweder in der Einleitung oder am Ende des Artikels zu bringen.

2.5. Auszeichnung der Schriften:

doppelte Unterstreichung = **fett** (für freistehende Titel und Überschriften sowie für hervorzuhobende Stellen im Text).

einfache Unterstreichung = **g e s p e r r t** (z. B. für hervorzuhobende Worte im Text oder für Unterabschnittstitel).

unterbrochene Unterstreichung = **KAPITÄLCHEN** (bei Personennamen. Dabei sind Genetiv- und Adjektivendungen zwecks Vermeidung von Verwechslungen in gewöhnlichen Buchstaben hinzuzufügen. zum

Beispiel SPENGLERs, SPENGLERsche usw.

geschlängelte Unterstreichung = *kursiv* (bei allen Gattungs- und Art-
namen, wenn ohne Flexionsendungen).

weniger wichtige Teile des Manuskriptes werden in Kleindruck (= Petit)
gesetzt. Sie sind vom Autor durch eine randliche Wellenlinie kenntlich
zu machen.

2.6. Literaturzitate:

Literaturzitate im Text: z. B. . . . O. AMPFERER (1931, S. 300) oder . . .
(O. AMPFERER 1931, S. 300). Bei gemeinsamen Arbeiten zweier oder mehrerer
Autoren sind die Autorennamen durch „&“ zu verbinden. Bei mehreren Ar-
beiten eines Autors in einem Jahr unterteilt man diese mit a, b, usw.

Schriftenverzeichnis: Alle angeführten Schriften sind ausnahmslos
am Ende der Arbeit nach Autoren alphabetisch geordnet zusammenzustellen.

Reihenfolge der Literaturangaben bei Zeitschriften: AUTOR (Erschei-
nungsjahr): Titel. – Zeitschrift (abgekürzt nach internationaler Norm), Band-
zahl oder Jahrgang (doppelt unterstrichen = Fettdruck), Seitenzahl (z. B. . . . ,
116–128, . . .), Zahl der Abb., Taf., Tab., Erscheinungsort.

Reihenfolge der Angaben bei Einzelwerken: AUTOR (Erscheinungs-
jahr): Titel. – Seitenzahl, Zahl der Abb., Taf., Tab., Erscheinungsort (Verlag).

3. Illustrationen:

Bei allen Illustrationen sind für eine gute Reproduktion Originalvorlagen
bzw. bei Fotos Hochglanzabzüge notwendig.

Bevorzugt werden schwarz-weiße Strichzeichnungen, in Tusche angefertigt, mög-
lichst in 2- bis 4-facher Größe der späteren Wiedergabe.

Die im Text eingefügten Bilddarstellungen werden als Abbildungen bezeich-
net und sind durchlaufend zu numerieren. Die Abbildungsvorlagen sind getrennt vom
Text dem Manuskript beizulegen. Am Rande des Manuskriptes ist deutlich zu markie-
ren, an welcher Stelle die Bilder nach Möglichkeit eingeschaltet werden sollten.

Abbildungen, die auf Tafeln stehen, welche dem Text nachgeordnet sind, werden
als Figuren bezeichnet; ihre Numerierung beginnt bei jeder Tafel neu (z. B. Taf.
1, Fig. 1 oder Taf. 3, Profil 1).

Die Vorlagen der Textabbildungen sind dem Satzspiegel (11,8 x 18,6 cm)
anzupassen. Abbildungsvorlagen, die im Druck über das Satzspiegelformat hinausrei-
chen sollen, können nur ausnahmsweise – und zwar auf Kosten des Autors – entge-
gengenommen werden. Dagegen wird auf die Möglichkeit verwiesen, großformatige
Abbildungen bzw. mehrere Abbildungen zusammen auf Tafeln unterzubringen, wel-
che – getrennt vom Text – in einem eigenen, dem Textteil des Bandes folgenden, Bei-
lageteil zusammengefaßt sind.

Es ist zu achten, daß die Beschreibung der Abbildungen bei Verkleinerung
auf Satzspiegelformat nicht kleiner als 1 mm werden soll. Die Erläuterungen (Unter-
schriften) zu den Abbildungen werden hingegen gesetzt; sie sind auf einem Blatt ge-
sammelt den Abbildungen beizulegen.

Signaturen: Bei der Verwendung von Rastern als Flächensignaturen ist auf
eine ausreichende Hell-Dunkel-Abstufung zu achten. Strichsignaturen sollen möglichst
der geologischen Erscheinung (Streichen und Fallen) angepaßt sein, weshalb starre
Schraffen tunlichst zu vermeiden sind.

Allen Abbildungen ist ein direkter Maßstab in Form einer Maßleiste beizufü-

gen. Bei Karten ist die Nordrichtung zu kennzeichnen. Bei Profilen sind Himmelsrichtung sowie Höhen- und Horizontalmaßstab anzugeben.

Die Abbildungsvorlagen müssen rückseitig oder randlich einen mit Bleistift und in Druckschrift ausgeführten Vermerk bezüglich Autor, Abbildungsnummer und Orientierung der Abbildung (Pfeil nach oben) aufweisen.

T a f e l n : Es besteht die Möglichkeit, großformatige Abbildungen als Falttafeln getrennt vom Text beizulegen. Die geplante Anzahl von Tafeln ist wegen der dadurch verursachten Mehrkosten einzuschränken. **F a r b t a f e l n** können nur bei maßgeblicher Kostenbeteiligung des Autors gedruckt werden.

4. K o r r e k t u r :

Insgesamt ist zumindest eine Korrektur vorgesehen. Für die Korrektur sollen die im Duden veröffentlichten **K o r r e k t u r z e i c h e n** verwendet werden.

Die korrigierten Fahnen sind **t e r m i n g e m ä ß** zu retournieren; anderenfalls kann ein nicht rechtzeitig zurückgelangter Artikel für einen späteren Band zurückgestellt werden.

Bei der Korrektur sind **Ä n d e r u n g e n** gegenüber dem Manuskript nur dann zulässig, wenn unter Beibehaltung der Zeilenlänge nicht mehrere Zeilen oder gar ein ganzer Absatz neu gesetzt werden müssen. Alle darüber hinausgehenden Änderungen gehen auf Kosten des Autors.

Bei der **U m b r u c h k o r r e k t u r** sind im Inhaltsverzeichnis die Seitenzahlen und allfällige Seitenhinweise im Text einzutragen. Andere Korrekturen außer Druckfehlerberichtigungen sind in diesem Stadium zu vermeiden. Wenn aus Termingründen nötig, übernimmt die Schriftleitung die Durchsicht der Umbruchkorrekturen.

5. S o n d e r d r u c k e :

Jeder Autor erhält von der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten insgesamt 50 Freiexemplare; diese Anzahl bleibt auch bei mehreren Autoren dieselbe. Weitere Exemplare können gegen Bezahlung bezogen werden. Eine disbezügliche Bestellung ist rechtzeitig (bei Rücksendung der Korrektur) zu tätigen. Spätere Bestellungen können bei fortgeschrittener Druckarbeit nicht berücksichtigt werden.

VERLAUTBARUNGEN

Für den 30. Band unserer Schriftenreihe, dessen Redaktionsschluß mit 31. Januar 1984 festgelegt wurde, können Beiträge aus dem Bereich der Allgemeinen und Regionalen Geologie, der Geotechnik, der Paläontologie, Geomorphologie, Mineralogie und Petrologie eingesandt werden. Bezüglich der Form der Abfassung der einzusendenden Manuskripte sei auf die vorhergehenden Richtlinien hingewiesen.

BUCHBESPRECHUNGEN

AMSTUTZ, G. C., EL GORESY, A., FRENZEL, G., KLUTH, C., MOH, G., WAUSCHKUHN, A., ZIMMERMANN, R. A. (Editors): *Ore Genesis, The State of the Art.* — XX + 804 S., 398 figs., Berlin—Heidelberg—New York (Springer-Verlag) 1982. Leinen DM 145,— (ca. US Doll. 67,50) ISBN 3—540—11139—5.

Der vorliegende Band wurde Professor Paul Ramdohr anlässlich seines 90. Geburtstages gewidmet.

Zahlreiche namhafte Rohstoffwissenschaftler trugen mit interessanten Arbeiten zum Gelingen des Bandes bei. Sämtliche Beiträge sind in englischer Sprache verfaßt, wobei es aber wünschenswert gewesen wäre, mehrsprachige Zusammenfassungen den Einzelarbeiten voranzustellen.

Einzelne Schwerpunktbereiche wurden übersichtlich zu Kapiteln zusammengefaßt. 14 Arbeiten befassen sich mit den Problemen der Genese von Erzen in Sedimenten in schwachmetamorphem sedimentären Gesteinen, davon 7 über Vererzungen in detritären Sedimenten, 6 in Karbonatgesteinen und eine in Evaporiten. Über die Entstehung von Erzen in vulkanosedimentären Abfolgen handeln 5 Detailarbeiten. In 3 Publikationen wird die Entstehung von Lagerstätten in rezenten Sedimenten beleuchtet.

Die Entstehung von Erzen in Magmatiten wird in 14 Einzelpublikationen, jene der Entstehung von Vererzungen in Metamorphiten in 9 Publikationen erörtert. Zu weiteren Themenkreisen werden rohstoffkundliche Arbeiten regionaler Natur (13 Arbeiten), der Verteilung von Lagerstätten in Raum und Zeit (2 Arbeiten), experimentelle Studien von Erzparagenesen (4 Arbeiten) sowie spezielle mineralogische Studien (7 Arbeiten) zusammengefaßt.

Ohne jeden Zweifel sind die einzelnen Detailpublikationen von hohem wissenschaftlichen Niveau und geben über den derzeitigen Stand der Lagerstättenforschung Aufschluß. Dem Nestor der Erzmikroskopie wurde mit diesem Band ein würdiges Denkmal gesetzt.

Es ist allerdings schade, daß die Literaturzitate in den Einzelarbeiten offenbar sämtlichen üblichen Zitierregeln zum Trotz (vom Verlag?) geradezu verstümmelt wurden. Auch im anbrechenden Computerzeitalter wäre es durchaus möglich, Literaturangaben nach bestehenden Regeln zu zitieren. Diese Kritik soll allerdings den hervorragenden Gesamteindruck des vorliegenden Werkes keineswegs schmälern.

Wenngleich sicherlich Lagerstättenkundler als Zielgruppe angesprochen werden, ist der vorliegende Band durchaus auch dem breiteren erdwissenschaftlichen Leserkreis zu empfehlen.

L. Weber

Deutsche Gesellschaft für Erd- und Grundbau e. V. (Hrsg.): *Grundbegriffe der Felsmechanik und der Ingenieurgeologie.* — 2. überarb. u. erw. Aufl., 426 S., 46 Abb., Essen (Glückauf GmbH) 1982. Gebunden DM 48,—.

Der Arbeitskreis „Terminologie“ der Deutschen Gesellschaft für Erd- und Grundbau e. V. (DGEG) hat unter der Leitung von M. LANGER (Fachgebiet Rheologie, Theoretische Felsmechanik der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover) 1969 begonnen, ein Wörterbuch der Felsmechanik und Ingenieurgeologie zu konzipieren, das 1975 in Loseblattform erschienen, seither verbessert und um 80 Kapitel erweitert worden ist und nun in der 2. Auflage vorliegt.

Jeder Begriff wird in einem Kapitel 1) kurz und präzise definiert, 2) ausführlich beschrieben und häufig durch Zusatzbegriffe sowie eine Abbildung erläutert, 3) mit Bemerkungen versehen, 4) zu anderen Begriffen durch Querverweise in Beziehung gebracht und schließlich wird 5) durch meist 2—6, maximal bis 12 Zitate auf weiterführendes Schrifttum hingewiesen.

Vom Kurzkapitel „Abbaueinwirkungen“ (im Bergbau) bis „Zugfestigkeit“ finden sich neben Stichwörtern der Baupraxis solche der Fachgebiete Fels- und Gebirgsmechanik, Felsdynamik-Sprengwesen, Geophysik und Bergbau aber auch allgemein geologische Begriffe, wie Konglomerat, Mergel, Flysch, Schiefer, Moräne etc. und physikalische Grundbegriffe wie Reibung, Dichte, Amplitude, Plastizität oder Sprödigkeit. Nicht ganz konsequent erscheint die Begriffsfassung der Gesteinsarten: „Gestein, magmatisches“ und „Gestein, metamorphes“ aber andererseits „Sedi-

mentgestein“. Neben dem Bingham- und Kelvin-Körper wird z. B. der Hooke-Körper nicht gleichwertig sondern nur unter „Körper, rheologische“ erwähnt, die näheren Eigenschaften dann unter „elastisch“ erläutert.

Ein alphabetisches Verzeichnis der 250 Kurzkapitel — mit englischer und französischer Übersetzungs- sowie ein alphabetisches Gesamtverzeichnis der Stichwörter lassen rasch feststellen, ob ein gesuchter Begriff enthalten ist.

Das ausgezeichnete Nachschlagewerk im handlichen Taschenbuchformat wird sicher viel zur Begriffsklärung- und Vereinheitlichung beitragen und gibt gleichzeitig eine gute Einführung in die Wissensgebiete der Felsmechanik und der Ingenieurgeologie.

Hermann Häusler

HENNINGSEN, D.: Einführung in die Geologie für Bauingenieure. — Hochschultext, 87 S., 37 Abb., 5 Taf., Berlin etc. (Springer) 1982. Geheftet DM 19,80 (= ca. öS 150,—). ISBN 3-540-11309-6

Der Autor, D. HENNINGSEN, hat den Vorteil, an einer deutschen Technischen Universität in der Lehre und gleichzeitig durch Gutachterstätigkeit in verschiedenen Bereichen der Technischen und Angewandten Geologie tätig zu sein, um in der Praxis jenen Erfahrungsschatz zu sammeln, den er in der Lehre seinen Bauingenieur- und Geologiestudenten „wärmstens“ vermitteln kann. Aus 10 Jahren Forschung (Schwerpunkte Sedimentpetrographie und Technische Gesteinskunde) und Praxis resultiert eine vom Umfang auf den ersten Blick bescheiden anmutende Einführung in die Geologie für Bauingenieure, deren Inhalt in jeder Hinsicht überrascht. Das Werk ist keine komprimierte Enzyklopädie der Ingenieurgeologie und strebt auch keine Perfektion einer Stoffdarbietung an, wie sie sonst in Werken ab 700 Seiten aufwärts geboten wird.

In 87 Seiten, mit 37 sehr guten, textbezogenen Abbildungen und 5 Tabellen gelingt in bewußt einfacher Form eine ausgewogene Behandlung jener, für Bauingenieure relevanten geologischen Grundkenntnisse.

In den Kapiteln über Erkundung und Aufschließung des Untergrundes, Lockergesteine und Festgesteine als Baugrund, Eigenschaften und Verhalten von Gesteinen verschiedener geologischer Zeitabschnitte, über Talsperren-Tunnel- und Kavernenbau, über Fest- und Lockergesteine als Baumaterial, über Rohstoffe und Baustoffe und letztlich Hydrogeologie wird in ca. je 10 Seiten dem Leser die praxisbezogene Problematik nahe gebracht und an Hand zahlreicher, vorwiegend aus Deutschland bezogener Beispiele, erläutert. Zahlreiche Hinweise auf DIN-Normen (wie z. B. Bauausführung in Erdbebengebieten, Frostbeständigkeit, Abbau von Naturgestein, Korngrößeneinteilung von Lockersedimenten etc.) und kurze Literaturangaben am Schluß führen den Interessenten weiter.

Wesentlich scheinen folgende Bemerkungen, über die man leicht hinwegliest, weil sie zunächst selbstverständlich erscheinen:

1) Die Aussagesicherheit geologischer Karten ist maßstabsabhängig und begrenzt. Es wäre zu ergänzen, daß eine größere Aussagequalität ab einem bestimmten Maßstab hauptsächlich von den finanziellen Mitteln abhängt, dieser Zusammenhang aber dann nicht mehr linear ist.

2) Geologische Untersuchungen sind bereits im Planungsstadium sinnvoll und notwendig, um wie sich ständig zeigt — Fehlinvestitionen zu vermeiden, oder als Beurteilungsgrundlage für spätere Regressansprüche zu dienen.

3) Unsichere geologische Voraussagen sind in Berichten genau anzugeben. Indem Zeit-Energie-Prognosen erstellt werden (müssen), bleibt die Geologie keine historisch beschreibende Wissenschaft mehr.

Das Problem, daß in Deutschland für Wünschelrutenuntersuchungen öffentliche Gelder ausgegeben werden ist auch in Österreich nicht neu.

Auf die so notwendige Bereitschaft des Bauingenieurs, sich ein echtes Verständnis für geologische Probleme — und nicht nur ein Stoffwissen — anzueignen und mit (dazu bereiten) Geologen zusammenzuarbeiten, wird eingangs hingewiesen. Den Abschluß bildet eine allgemein gehaltene Übersicht über geologische Beratungs- und Auskunftsstellen in der Bundesrepublik.

Der Verlag trägt durch die preisgünstige Ausgabe im Schreibsatz, in der Reihe Hochschultext, sicher auch mit zur großen Verbreitung bei.

Ein Vademecum für Bauingenieur- und Geologiestudenten und alle Jene, die mit ersten Problemen der Ingenieurgeologie konfrontiert werden.

Hermann Häusler

Mac KENZIE, W. S. und GUILFORD, C.: Atlas gesteinsbildender Minerale in Dünnschliffen. — VI + 98 S., 229 Abb., 4 farbige Tab., Stuttgart (Enke-Verlag) 1981. Gebunden DM 48,—, Format 22 x 27,5 cm. ISBN 3-432-91911-5.

Der vorliegende Bildatlas illustriert in sehr anschaulicher Weise die wesentlichen optischen Merkmale und Erscheinungsbilder einer Auswahl gesteinsbildender Minerale in Dünnschliffen. Die Reihenfolge der Bildbeispiele wurde nach kristallchemischen Gesichtspunkten ausgewählt, was dem deutschsprachigen Leser ungewohnt erscheint. Daher wäre es aus didaktischen Gründen sinnvoll gewesen, in der deutschsprachigen Ausgabe eine Umstellung der Reihenfolge der Minerale nach dem Werk von TRÖGER, beginnend mit den isotropen und endend mit den zweiachsigen, durchzuführen.

Der Text, eine Übersetzung aus dem Englischen, ist eine knappe Erläuterung zu den fototechnisch ausgesprochen gut gelungenen Bilddarstellungen.

Bei den Abbildungen sind Gesteinstyp, Fundort der Probe und verwendete Vergrößerungen angegeben.

Zu seiner Charakterisierung wird jedes angeführte Mineral sowohl unter linear polarisiertem Licht als auch unter gekreuzten Nikols dargestellt. Chemische Formel, Symmetrie, Brechungsindizes und Doppelbrechung werden angegeben.

Dann erfolgt eine Beschreibung des in der Abbildung dargestellten Bildausschnittes, und schließlich werden alle Eigenschaften des Minerals selbst angeführt, die man auf dem Foto erkennen kann. Die Schwingungsrichtungen des Polarisators verlaufen parallel zu den Bildkanten des Dünnschliff-Fotos, wodurch sich die Auslöschungsschiefe auch am Bild sehr gut ablesen läßt.

Ebenso praktisch erscheint die Methode, zur Demonstration des Pleochroismus den Objektisch unverändert zu lassen und statt dessen den Polarisator zu drehen, weil dadurch die Abbildungen leichter zu vergleichen sind und außer dem Farbwechsel stärker pleochroitischer Minerale auch ein schwacher Pleochroismus noch erkennbar ist.

Zusammen mit einem Standardwerk wie W. E. TRÖGERs: „Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale“ oder W. A. DEER, R. A. HOWIE & J. ZUSSMAN: „An Introduction to the Rock-forming Minerals“ vermittelt der Bildatlas ein sehr eindrucksvolles, abgerundetes Bild der wesentlichen Merkmale und Eigenschaften gesteinsbildender Minerale.

Die in erster Linie bildliche Darstellung kann wohl für jeden, der sich in die Mikroskopie der gesteinsbildenden Minerale einarbeiten will, eine wertvolle Hilfe sein.

MONTY, D. (ed): Phanerozoic Stromatolites. — 249 S., 121 Abb., 10 Taf., Berlin—Heidelberg—New York (Springer Verlag) 1981. DM 89,— ISBN 3-540-10474-7.

Ebenso wie das vor Jahren im selben Verlag erschienene Buch "Fossil Algae" (herausgegeben von Erik FLÜGEL) ist auch das vorliegende Werk aus einem Symposium (Paris 1979) hervorgegangen und setzt sich aus Einzelbeiträgen verschiedener Autoren zusammen.

Im Gegensatz zur relativ gut erforschten Blütezeit der Stromatolithen im Präkambrium, ist der Umfang ihrer Verbreitung in phanerozoischen Sedimentgesteinen auch heute noch nicht vollkommen geklärt.

Die nach stratigraphischen Gesichtspunkten ausgewählten und geordneten Beispiele bieten einen guten Überblick über das Auftreten von Stromatolithen seit dem Kambrium bis heute. Leider fehlt eine vorangestellte ausführliche Zusammenschau zu diesem Thema, welche dem Nichtspezialisten ein rascheres Eindringen in diese Materie ermöglichen würde, ebenso wie auch eine Zusammenfassung der Symposiumsdiskussion — ein Mangel, der jedoch durch die hervorragende Ausstattung des Buches teilweise wettgemacht wird.

R. Lein

NEWTON, R. C., NAVROTSKY, A., WOOD, B. S. (Editors): Thermodynamics of Minerals and Melts. — Advances in Physical Geochemistry (Editor-in-Chief: SAXENA, S. K.): Volume 1, XII + 304 S., 66 Abb., Berlin—Heidelberg—New York (Springer 1981. Leinen DM 78,— (ca. US Doll. 35,50). ISBN 3-540-90530-8.

Bereits in der Einführung wird als Ziel des Buches eine Übersicht über die aktuellsten Erkenntnisse der Thermodynamik von erdwissenschaftlich relevanten Systemen gesetzt. Das Resultat entspricht vollkommen diesem Ziel. In den verschiedensten Kapiteln werden fast alle Gebiete über die Erforschung und Anwendung der Thermodynamik solcher Systeme behandelt. Der Text ist verständlich und von vielen Abbildungen begleitet.

Das Buch wird in drei Abschnitte und mehrere Kapitel geteilt. In jedem Kapitel wird eine Einschaltung vorgesetzt, die dann von einer kritischen Behandlung aktueller Probleme gefolgt wird. Anschließend werden die Ergebnisse zusammengefaßt und auf die praktischen Möglichkeiten der Anwendung der gewonnenen Erkenntnisse auf geologische Probleme hingewiesen. Jedes Kapitel ist von einem umfangreichen Literaturverzeichnis begleitet.

Einiges aus dem Inhalt: Funktionelle Grundlage der Gibbs'schen Fundamental-Gleichung, verbesserte Cp-Regressions-Gleichung mit einer Tabelle von berechneten Cp- und S^0 -Daten für übliche Endglieder, Lambda-Transitions (translative, Transformation, Inversion, Ordnungsgrad der Kristalle), Kristallfeldeffekte und thermische Eigenschaften der Fe^{2+} -führenden Minerale, Isotopen-Thermometrie. Besonders wichtig sind die Kapitel 6, 7 und 8 über die Berechnung der thermodynamischen Parameter von Endgliedern aus natürlichen Paragenesen, die Geothermometrie und Geobarometrie der pelitischen Gesteine (mit einer ausführlichen Behandlung der Mischungsmodelle von Granat und Plagioklas) und die Gleichgewichtsbeziehungen zwischen Pyroxenen des binären Systems En-Di. Der letzte Abschnitt ist der Thermodynamik von Schmelzen gewidmet. In Hinblick auf die Mischungs-Modelle von Schmelzen und Gläsern, besonders von silikatischen und die Berechnung von Liquidus-Solidus Gleichgewichten. Im letzten Kapitel wird der Einfluß der fluiden Komponenten im Magma erläutert.

Der Wert des Buches als eine gute Übersicht über die Thermodynamik geologisch relevanter Systeme wird noch größer, da es heute bei der vielversprechenden Anwendung der Thermodynamik auf geologische Systeme, wie übrigens auch in allen anderen Bereichen der Erdwissenschaften, der Umfang der Literatur rapid zunimmt, sodaß es immer wieder einer kritischen Analyse und Zusammenfassung der Erkenntnisse bedarf.

Dieses Buch bietet durch sein umfangreiches Literaturverzeichnis eine Möglichkeit zur Vertiefung in die Problematik der Thermodynamik geologischer Systeme, setzt aber voraus, daß der Leser über ausreichende Grundlagenkenntnisse der Gleichgewichtslehre verfügt.

K. Petrakakis

RAD, U. v., HINZ, K., SARNTHEIN, M., SEIBOLD, E. (Editors): *Geology of the Northwest African Continental Margin*. 703 Seiten, 325 Abb., Berlin—Heidelberg—New York (Springer Verlag) 1982. DM 110,— ISBN 3—540—11257—X.

Der Kontinentalrand im NW Afrikas bietet hervorragende Möglichkeiten zum Studium der Entstehung des Atlantik-Beckens und seiner Entwicklungsgeschichte seit 200 Millionen Jahren. Die besonderen geologischen Verhältnisse dieses Bereiches, die günstigen Aufschlußverhältnisse in den Randsenken und eine Vielzahl von Ergebnissen durch seismische Untersuchungen und Bohrungen im angrenzenden Atlantikbecken brachten es mit sich, daß dieses Gebiet, nach dem Abschluß umfangreicher Forschungsprojekte, zu den am besten bekannten Abschnitten passiver kontinentaler Randzonen zählt.

Das vorliegende Buch beinhaltet eine Zusammenstellung von Abschlußberichten zu Projekten, die während der letzten 10 Jahre mit multinationaler Beteiligung in diesem Rahmen durchgeführt wurden. Insgesamt sind es 28 Beiträge zu geophysikalischen, geologisch-tektonischen, vulkanologischen, geochemischen, paläontologischen und sedimentologischen Themenstellungen, wobei den in 6 Kapiteln gegliederten Arbeiten eine Einführung zur Geologie und tektonischen Entwicklung des Untersuchungsbereiches vorangestellt ist.

Das erste Kapitel ist speziellen Fragen zur Struktur und geodynamischen Entwicklung des Kontinentalrandes zwischen Marokko und Sierra Leone gewidmet. Unter Berücksichtigung einer groben geographischen Gliederung werden zunächst Ergebnisse der Bohrung DSDP (Deep Sea Drilling Project) 79 sowie seismische und magnetische Untersuchungsergebnisse aus dem "Off-shore"-Bereich Marokkos diskutiert. Daran schließt eine Darstellung zur geologisch-tektonischen Entwicklung von Atlas und Atlantik, die dem Referenten besonders instruktiv erscheint. Über das "On"- und "Off-shore"-Gebiet des Aaiun—Tarfaya Beckens liegt eine Studie zur Entwicklung von Stratigraphie, Fazies und Tektonik vor, gefolgt von Betrachtungen der tektonischen und sedi-

mentologischen Situation des in diesem Gebiet etwas westlich liegenden Kontinentalrandes über Ergebnisse aus Seismik und Bohrungen. Die Beschaffenheit und tektonischen Lagerungsverhältnisse der sedimentären Abfolgen im tieferen Atlantik vor Mauretanien und Zentral-Marokko wird ebenfalls durch seismische Untersuchungen aufgezeigt.

Schließlich gibt es in diesem Kapitel noch ein Detail zur Stratigraphie und Tektonik der kontinentalen Randsenke von Senegal und Mauretanien sowie Betrachtungen zur Bathymetrie und Mikrophysiographie zum Gebiet zwischen Sierra Leone und Mauretanien, im Bereich des tieferen Atlantik.

Auf diese geologisch-tektonische Bestandsaufnahme folgt im nächsten Kapitel ein Vergleich der geologischen Situation im NW des afrikanischen Kontinentalrandes mit der mesozoisch-känozoischen Entwicklung im E Nordamerikas: Eine weitgehende Übereinstimmung der geologischen Verhältnisse ist gegeben und kann im regionalen Vergleich spezifischer Abschnitte klar herausgestellt werden.

Es folgt ein Abschnitt über die Entwicklung und den Stoffbestand der Vulkanite der Kanarischen Inselgruppe und ihre Beziehung zur jeweiligen geologisch-tektonischen Situation im Rahmen der Beckenentwicklung des Atlantik.

Breiter Raum wird in der Folge der kretazischen Stratigraphie, den jeweiligen Sedimentationsverhältnissen und dem „Paleoenvironment“ gewidmet. Sehr umfangreich sind diesbezügliche Darstellungen zur Biostratigraphie und Paläoökologie von Foraminiferen und Nannoplankton sowie von Radiolarien. Die nachfolgenden Teilabschnitte sind dann im wesentlichen regional-sedimentologische Detailstudien, vornehmlich auf dem marokkanischen Festland und hier vor allem im Gebiet des Atlas. Die Untersuchungen zeichnen sich generell durch sehr detaillierte Profilaufnahmen, besonders im Hinblick auf die Erfassung von Gefügemerkmalen und dem Stoffbestand der Sedimente, aus. In Verbindung mit paläontologischen Kriterien wurde dadurch eine sehr genaue Faziesanalyse möglich, die im einzelnen Berichte zur sedimentologisch-sedimentpetrographischen Entwicklung der Kreide im Gebiet des Tafaya Beckens, dem Sedimentationsraum um Agadir, im Atlas und auf Teilen der Kanarischen und Kap Verde Inseln beinhaltet.

Weitere Untersuchungsschwerpunkte beziehen sich auf die Stratigraphie, Sedimentation und das „Paleoenvironment“ der känozoischen Ablagerungen dieses Raumes. Im einzelnen sind es Versuche zu einer paläoklimatischen Interpretation dieses Zeitabschnittes über spezifische Faunengruppen und dem Mineralbestand von Sedimenten aus Bohrproben, ferner Untersuchungen zu atmosphärischen und ozeanischen Zirkulationsmustern im Hinblick auf die räumliche Verteilung der Sedimente unter Berücksichtigung von Kornaufbau und Mineralbestand, den Sedimentationsraten und der Verbreitung spezifischer Faunengruppen.

Schließlich ist der letzte Abschnitt des Buches der Geochemie gewidmet, wobei Untersuchungen an kretazischen „black shales“ aus dem Süden Marokkos sowie ein Überblick zum organogenen Stoffbestand der Sedimente vorliegen.

Die Vielfalt der Beiträge und ihr weit über den regionalen Rahmen hinausgehender Aussagewert machen das Buch zu einem sehr bemerkenswerten und gelungenem Werk, das nicht nur den an diesem Fragenkomplex näher Interessierten ansprechen müßte. Wenn auch recht teuer in der Anschaffung, sollte das Buch unbedingt Aufnahme in geowissenschaftlichen Institutsbibliotheken finden.

Hans Kurzweil

ZANKE, Ulrich: Grundlagen der Sedimentbewegung. – Hochschultext 402 S., 188 Abb., 13 Tab., Berlin etc. (Springer) 1982. Geheftet DM 58,— (ca. öS 440,—). ISBN 3-540-11672-9.

Der Autor, U. ZANKE, ein habilitierter Bauingenieur, gibt einen Überblick über seine langjährigen Arbeiten über Wasserforschung im Küstenbereich sowie theoretische und experimentelle Untersuchungen am Insitut für Wasserbau und Küsteningenieurwesen in Hannover.

Die Anfangskapitel befassen sich mit den Grundlagen des Strömungsgeschehens (1), wie z. B. mit der Wechselwirkung von Strömung und Gewässersohle, sowie mit den Grundlagen der Sedimentbeschreibung (2). In Kapitel 3 werden die dimensionslosen Parameter der Sedimentbewegung angeführt, deren Anschaulichkeit zwar geringer aber deren Gültigkeit dafür weitreichender ist.

Als charakteristische Eigenschaften von Sedimenten in einer Strömung (4) werden sehr ausführlich die Sinkgeschwindigkeit behandelt und die kritische Geschwindigkeit, bei welcher sich

Sedimentteilchen in Bewegung setzen. Die Berechnungen des quantitativen Sedimenttransportes (5) werden durch die Experimente des Autors veranschaulicht, der mit Eigenkonstruktionen den äolischen Geschiebetransport und die Suspensionsfracht im Strandbereich messend untersucht hat. Auf Sedimenttransport durch Hochwasserwellen, Gezeitenströmungen und oszillierende Wellenbewegung wird kurz eingegangen. Die rechnerisch ermittelte Verteilung suspendierter Sedimente (6) wird mit Messungen z. B. an österreichischen Flüssen verglichen. Als Formen des Sedimenttransportes (7) werden rippelartige Klein- und Großformen sowie Mäander beschrieben. Die Behandlung des Sedimenttransportes im wasserbaulichen Modell (8) ergibt Kriterien, die ein wichtiges Hilfsmittel zur Lösung wasserbaulicher Probleme sind. Abschließend werden für die Wasserbaupraxis wichtige Berechnungen über dynamisch stabile Flüsse und Kanäle (9) sowie über Erosionswirkung, Kolke und Kolkschutz (10. Kapitel) gebracht.

Der Autor bringt in jedem Kapitel eine kritische Betrachtung der theoretischen Ansätze und mathematischen Ableitungen des Schrifttums und ergänzt in vielen Fällen durch eigene neue Lösungsansätze. Jedes Kapitel ergänzen Rechenbeispiele mit Lösungsaufgaben. Die Abhandlungen sind mathematisch anspruchsvoll aber der Inhalt ist durch zahlreiche Graphiken und Darstellungen auch für den mit hydraulischen Formeln weniger Vertrauten erfaßbar. Das Verzeichnis der Abkürzungen hilft hierbei sehr.

Es werden hauptsächlich die Grundlagen der Sedimentbewegung feinkörniger Sedimente behandelt. Auf gravitative Sediment-Strömungsmechanismen, wie Turbidite etc. wird nicht eingegangen, ebensowenig auf Grobklastika, Murenablagerungen etc. oder quartäre Ablagerungen. Ziel der Arbeit ist auch erklärterweise eine Einführung in die Grundlagen der Mechanik der Sedimentbewegung. Um im Titel keine Mißverständnisse aufkommen zu lassen, wäre etwa ein Subtitel „Strömungsmechanik feinkörniger Sedimente“ angebracht.

Auf die Bedeutung der Sedimentbewegung für Bauingenieurwesen, Geologie, Ingenieurgeologie, Geomorphologie, Geophysik, Meteorologie, Agrarforschung und Meeresbiologie wird in der Einführung streiflichtartig hingewiesen. Dabei fällt einem als Parallele die ökologische Fehlbeurteilung des Assuan-Staudammes ein, wo der Sedimenttransport unerklärlicherweise außer acht gelassen worden ist.

Eine sehr fundierte Zusammenfassung über Sedimenttransport und Experimentalhydraulik für Ingenieure und Geowissenschaftler, die mit Fragen des Wasserbaues und der Strömungsmechanik feinkörniger Sedimente befaßt sind.

Hermann Häusler

ZHARKOV, M. A. (1981): History of Paleozoic Salt Accumulation. — 308 Seiten, 35 Abbildungen, Berlin—Heidelberg—New York (Springer-Verlag). Leinen DM 79,— (ca. US Doll. 37.60). ISBN 3—540—10614—6.

Bei dem vorliegenden Werk handelt es sich um eine Übersetzung aus dem Russischen. Die Originalarbeit ist vom Sibirischen Department der Akademie der Wissenschaften der USSR in Novosibirsk 1978 veröffentlicht worden. Es baut auf der Monographie "Paleozoic Salt Formations of the World" (Moskau 1974, russisch) auf. Das Wort "Salt" im Titel ist als Evaporite zu verstehen.

Ziel des Werkes ist, die Vielzahl von Evaporitabfolgen und -becken nach ihren stratigraphischen Positionen zu erfassen, ihre flächen- und volumsmäßige Ausdehnung zu ermitteln und letztlich aus der regionalen Verbreitung ihre paläogeographischen Probleme zu diskutieren.

Die Darstellung der einzelnen Evaporitbecken (2. Kap.), Periode um Periode, ist naturgemäß nur sehr kursorisch und von verhältnismäßig wenigen Skizzen begleitet, wobei zu diesen Skizzen zu bemerken ist, daß manchmal zwischen Kartensignatur und Legende Lücken klaffen (z. B. Abb. 14, 15). Der Schwerpunkt des Buches liegt eindeutig auf der Darstellung der stratigraphischen Verbreitung und der quantitativen Erfassung der Evaporite. In eine Reihe von stratigraphischen Tabellen ist für die einzelnen Becken das Auftreten von Sulfat, Steinsalz und Kalisalzabfolge aufgelistet. Den umfangreichen statistischen Tabellen über die flächen- und volumsmäßige Verteilung ist unter anderem zu entnehmen, daß während des Paläozoikums in zwei Abschnitten, dem Unterkambrium und dem Perm, die Hauptmasse (78 vol %) der Sedimentation aller Evaporite auf den Kontinenten stattgefunden hat. Während Sulfatbildung während des ganzen Paläozoikums zu beobachten ist, fällt die Steinsalzabfolge zum überwiegenden Teil ins Unter-Kambrium und Perm (Kungur-Tatar). Über 90 vol % der gesamten Kalisalze hingegen sind während der zweiten Hälfte des Perms (ab dem Kungur) zum Absatz gelangt.

Die paläogeographisch und paläoklimatologischen Aspekte werden an Hand von Kartendarstellungen diskutiert, wobei jeweils Karten mit der gegenwärtigen Geographie auch Karten mit plattentektonischer Rekonstruktion (CREER 1973) gegenübergestellt werden. Erwartungsgemäß geben die Karten mit plattentektonischer Rekonstruktion eine viel besser verständliche Breitenverteilung der Evaporite wieder.

Das Buch bietet mit seiner Fülle von Daten eine ideale Basis für weitere paläogeographische und -klimatologische Studien. Eine graphische Aufbereitung des umfangreichen Zahlenmaterials hätte dem Leser einen raschen Überblick etwas erleichtert.

P. Faupl

ZUSAMMENFASSUNGEN
 DER IM STUDIENJAHR 1982/83 ABGEGEBENEN DISSERTATIONEN
 AM INSTITUT FÜR GEOLOGIE DER UNIVERSITÄT WIEN

PAVUZA, R.: Karsthydrogeologie der Kalkvoralpen im Gebiet Waidhofen/Ybbs—Opponitz—Weyer (NÖ—OÖ). — Diss. Formal- und Naturwiss. Fakultät Univ. Wien 1980.

Begutachter: M. SCHUCH und A. TOLLMANN

Promoviert am 6. Juli 1982

Das Gebiet zwischen Ybbs und Enns im Bereich Waidhofen—Opponitz—Weyer wurde in den Jahren 1979 bis 1981 geologisch überarbeitet und karsthydrogeologisch aufgenommen. Ziel war die Klärung der geohydrologischen Verhältnisse und ihrer Beziehung zu der Geologie des Untersuchungsraumes. Grundlage für die karsthydrogeologische Bearbeitung war daher die Erstellung einer geologischen Karte mit besonderer Berücksichtigung der für die hydrogeologischen Untersuchungen benötigten Faktoren.

Das Gebiet läßt sich von Norden nach Süden bzw. Südwesten in vier geologische Hauptzonen unterteilen:

Nach einem kleinen Abschnitt der helvetischen Klippenzone, der für die Karsthydrogeologie von geringer Bedeutung ist, folgt ein sehr schmaler Streifen der zu den kalkalpinen Einheiten zählenden „Cenomanrandzone“. Er wird von der in diesem Bereich etwa 1—2 km breiten Frankenfesler Decke überschoben. Sie weist einen Gesteinsbestand von Obertrias bis Unterkreide auf. Südlich davon dominieren in der Lunzer Decke, die ihrerseits die Frankenfesler Decke überschiebt, obertriadische Sedimente, namentlich Lunzer Schichten, Opponitzer Schichten und Hauptdolomit. Erst westlich der „Weyerer Linie“, einer Aufschuppungs- bzw. Bruchzone innerhalb der Lunzer Decke, bei der der Ostteil relativ gehoben wurde, trifft man auf jüngere, zumeist jurassische Ablagerungen.

Der Internbau der Lunzer Decke ist — abgesehen von einer intensiven Bruchtektonik — von einem NE-SW streichenden Faltenbau gekennzeichnet.

Für die Hydrogeologie von besonderer Bedeutung ist aber vor allem die Ausbildung einer „Stockwerkstektonik“, bei der sowohl innerhalb der Opponitzer Schichten, vor allem aber zwischen Opponitzer Schichten und Hauptdolomit eine tektonische Grenze entstand, die als Wasserstauer wirkt.

Diese Grenze und die weitgehend impermeablen Lunzer Schichten sind für die Hauptwasserführung in diesem Bereich der Lunzer Decke maßgebend. Das Gebiet des Hauptdolomites und der Opponitzer Schichten zeigt demnach eine je völlig eigenständige Entwicklung, wobei die Klein-klüftigkeit des Hauptdolomites zu einem einheitlicheren Verhalten und etwas besseren Speichereigenschaften dieses Komplexes führt.

In den Opponitzer Schichten sind nicht zuletzt aufgrund der größeren Variabilität der lithologischen Entwicklung (Rauhwacke und Kalk) die Verhältnisse heterogener. Hier spielt das Fließen in weiträumigeren Wasserbahnen eine etwas größere Rolle. Beiden Bereichen ist die Dominanz des tiefen Karstes in bezug auf die abfließende Wassermenge gemeinsam, die weitaus größte Menge des Wassers tritt an der Grenze zum tiefen Karst an Quellen zutage.

In fast allen Bereichen ist in der Wasserbilanz ein Defizit im Sinne von unterirdisch abfließendem Karstwasser zu finden. Am extremsten ist dies im Bereich des Heiligen Steines SW Gaflenz, aber auch im Bereich des Brenntenberges. Verschiedene Anzeichen deuten darauf hin, daß dabei der Karstwasserkörper vor allem in die Lockersedimentaquifer der angrenzenden Täler (Ybbsstal, Saurüssel, Gaflenzbachtal) entwässert.

Im Gebiet der Frankenfesler Decke herrscht aufgrund der lithologischen Gegebenheiten zum Teil oberirdischer Abfluß vor, der Hauptdolomitkörper des Buchenberges entwässert allerdings zum größten Teil unterirdisch.

Einen wichtigen Punkt bildeten hydrochemische Untersuchungen, bei denen sich eine klare Differenzierung zwischen Wässern aus Kalken, Rauhwacken und Dolomiten durchführen ließ. Die funktionalen Zusammenhänge der Hydrochemischen Parameter wurden ebenfalls abgeklärt.

Die Karstlandschaft im Arbeitsgebiet ist typisch für voralpine Karstgebiete. Die Plateaubildung ist nur schwach ausgeprägt, wofür die geologischen Gegebenheiten verantwortlich sind. Während in den Opponitzer Schichten markante Zeichen der Verkarstung zu finden sind (Dolinen, Höhlen etc.), zeigt der Hauptdolomit kaum derartige Merkmale. Am typischsten sind noch die zahlreichen Trockentäler.

Wichtig erscheint der Unterschied zu den hochalpinen Karstgebieten der mittleren und östlichen Nördlichen Kalkalpen: Findet man hier im Mittelgebirge zumeist tektonisch stark bean-

spruchte Gebiete überwiegend in Hauptdolomitfazies, so dominieren in den hochalpinen Bereichen zumeist eher flachere Tafeln von Dachsteinkalk. Im voralpinen Karst ist nun einerseits der Niveauunterschied zur phreatischen Zone geringer, andererseits wird die vadose Zone aufgrund der intensiven Kleinklüftung rasch und eher vertikal durchflossen.

Der hochalpine Karst hingegen zeigt eine mächtige vadose Zone, die zwar durch i. a. stärkere, in Summe aber weniger Klüfte als in den Voralpen gekennzeichnet ist. Dies führt dazu, daß im vadosen Bereich eher inhomogene Verhältnisse auftreten und die Abflußbahnen schwieriger zu ermitteln oder gar vorauszusagen sind.

TRAINDL, H.: Hydrogeologie der Kalkvoralpen im Raum Waidhofen/Ybbs—Weyer. — Diss. Formal- und Naturwiss. Fakultät Univ. Wien 1980.

Begutachter: M. SCHUCH und A. TOLLMANN

Promoviert am 6. Juli 1982

G e o l o g i e und T e k t o n i k : Das bearbeitete Gebiet befindet sich in den östlichen Ausläufern der Weyerer Bögen und umfaßt sowohl Lunzer als auch Frankenfelder Deckeneinheiten.

Die Lunzer Decke konnte in drei Teildecken gegliedert werden: Die Liegendschuppe der Lunzer Decke stellt die tiefste Teileinheit dar. Über ihr liegt die nur mehr in einzelnen Schuppen vorhandene Hangendschuppe der Lunzer Decke — eine Überfaltungsteildecke, die diskordant von der Hauptmasse der Lunzer Decke überschoben wurde. Die Grenze der Hauptmasse der Lunzer Decke im Westen wird durch die Weyerer Linie gebildet. Im Raum Großschnaidt kommt es zur „mehrfachen Stirnfaltenbildung“ während weiter im Osten nur mehr eine einfache Stirnfalte den Rand der Lunzer Decke bildet.

In der Frankenfelder Decke ist ein zum Großteil nach Norden überschlagenes Faltensystem ausgebildet, das vor allem im Raum Großschnaidt von Störungen durchtrennt und in sich überschoben ist.

Das Umbiegen des Streichens der tektonischen Richtungen gemäß dem Streichen im Gesamtkonzept der Weyerer Bögen war in allen Einheiten feststellbar.

Bemerkenswert ist das Cenoman-Randschuppen-Fenster im Bereich des Innbachgrabens.

H y d r o g e o l o g i e : Abhängig von stratigraphischen und/oder tektonischen Rahmenverhältnissen konnten einzelne Karstwasserspeicher mehr oder weniger getrennt voneinander betrachtet werden. Die Wichtigsten und deren Charakteristika seien hier kurz zusammengefaßt:

Stubau-Hangendschuppe—Karstwasserspeicher: Bestimmend für diesen Speicher sind die Aptychenschichten im Liegenden, in die hauptsächlich Rhätkalk in Mulden eingebettet ist. Die Aptychenschichten wirken als relative Stauer und Langzeitspeicher. Obwohl eine Auftrennung auf mehrere Teilbereiche möglich ist, erfolgt die Hauptentwässerung des Stubaus doch gegen NE in der Schwarzenbachquelle; Speicher sind die Rhätkalkmulden (mit NE-SW-Hauptklüftung) wie auch die unterlagernden Aptychenschichten.

Stubau Liegendschuppe — Frankenfelder Decke—Speicher: Die Anreicherung dieses Karstwasserspeichers erfolgt im wesentlichen über die Stubau-Hangendscholle. Mehr als 50 % des austretenden Wassers stammen aus vom Stubau-Hangendscholle-Karstwasserspeicher übergetretenen Wasser. Entscheidend für das Verhalten der Karstwässer in diesem Bereich sind folgende stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse: Erstens die \pm stauende Wirkung des unterlagernden Kreidesandsteins, zweitens eine hydrogeologisch als Stauer wirkende Ennstalquerstörung und drittens die quer durch die Liegendscholle ziehende Angelsbachgrabenstörung. Die beiden ersten Fakten sind für die artesischen Quellwässer im Innbachgraben verantwortlich, die eigentlich eine Hauptentwässerung darstellen. Die zweite Hauptentwässerung erfolgt aus der Frankenfelder Decke im Norden des Stubaus. Die im Bereich der Angelsbachgrabenstörung austretenden Quellwässer sind so gesehen eigentlich nur von lokaler Bedeutung.

Sonnberg-Karstwasserspeicher: Wesentlich für diesen Hauptdolomit-Speicher ist die etwa W-E gerichtete Muldenstruktur und die Stockwerkstektonik im Grenzbereich Hauptdolomit/Opponitzer Schichten, wodurch eine abdichtende Lage entstand. Ebenso sind die immer wieder auftretenden, teilweise stauend wirkenden Mergellagen im Hauptdolomit für die Hydrogeologie wichtig. Aus der Struktur der Hauptmulde resultiert eine muldenachsenparallele Klüftung. Verbiegungen der Achse hatte dazu senkrecht stehende Klüftungen zur Folge. Die Hauptentwässerung erfolgt in Richtung E; teilweise diffus im Waidhofenbach, teilweise sicher auch in den Lokergesteinsspeicher des Schwarzbachtals. Nur etwa ein Fünftel des gesamten in Quellen austreten-

den Wassers entspringt am S-Abhang des Sonnbergzugs. Ca. ein weiteres Fünftel kommt an einer Störungszone im Bereich Mitterlug heraus.

Schnabelberg—Spindeleben-Speicher: Dieser Karstwasserspeicher ist aus einer Vielzahl von Gesteinen zusammengesetzt. Der Hauptanteil wird aber durch Hauptdolomit getragen. Obwohl er nach allen Seiten entwässert, können doch im Gesamtüberblick gewisse Präferenzen festgestellt werden. Die Entwässerung gegen Norden ist so gesehen von eher geringerem Ausmaß. Bemerkenswert ist hier vor allem, daß primär in kalkalpinen Gesteinen gespeichertes Wasser sekundär aus unterlagernden Kreidesandsteinen in der Klippenzone erscheint. Wesentlich größer (bezogen auf die Austrittsfläche) sind die diffusen Quellaustritte im Schwarzbach und Großschneidbach (oben), die sicher zum Großteil aus diesem Speicher stammen. Ebenso relativ stark sind die Quellaustritte im Süden des Speichers, wiewohl auch die diffusen Austritte im Großschneidbach (unten), im Lindabach, ebenso wie der größere Quellaustritt im Kronsteingraben anscheinend aus diesem Speicher gespeist werden. Eine gewisse Stauwirkung an der Überschiebungsfrent der Lunzer Decke, zusammen mit lokalen Einflüssen wie zum Beispiel Störungszone, begründen diese Quellaustritte.

Die restlichen Speichersysteme wurden entweder nur randlich gestreift, wie zum Beispiel der Hipberg-Antiklinale-Speicher oder sind nur von eher untergeordneter Bedeutung (Bsp.: Lindauer Berg-Hangendschuppe-Speicher . . .).

JUNG, G.: Geologische und geochronologische Untersuchungen des Metamorphoseablaufes in Glein-, Stub- und Koralpe. — Diss. Formal- und Naturwiss. Fakultät Univ. Wien 1982.

Begutachter: W. FRANK und W. RICHTER

Promoviert am 23. November 1982

Bisher wurde das Kristallin der Glein- und Koralpe im wesentlichen als ein gänzlich präalpidisches Gebirge mit variszischer Struktur und Mineralbestand aufgefaßt.

Neuere geochronologische Untersuchungen bewiesen jedoch eine erstaunlich hohe kretazische Metamorphose. Meine Untersuchungen sollten die Auswirkungen dieses alpidischen Geschehens näher untersuchen. Zu diesem Zweck wurden zahlreiche geochronologische Untersuchungen an Glimmern und Gesamtgesteinen mit der K/Ar- und Rb/Sr-Methode durchgeführt. Außerdem wurden zahlreiche Dünnschliffe bearbeitet und zu regionalen Vergleichen herangezogen. Geologische Detailkartierung kleiner Gebiete und großräumige strukturgeologische Begehungen ergänzen die Untersuchungen.

Alpidische Amphibolitfazies können wir für die zentrale und südliche Koralpe und zentrale Gleinalpe annehmen. Mit Annäherung an das Grazer Paläozoikum nimmt dieser Einfluß ab.

In der Umgebung von Salla wurden alpidische Temperaturen von ca. 450°C erreicht.

Die Kleinbereichsisochronen der gebänderten Gneise der Koralpe lieferten meist Mischafter zwischen dem alpidischen und variszischen Ereignis und beweisen den starken Einfluß der alpidischen Metamorphose im Bereich der zentralen Koralpe.

Es zeigt sich, daß eine kontinuierliche Isochronenrotation angenommen werden muß, wobei das Ausmaß der Verjüngung in Abhängigkeit von den fluiden Phasen ist. Zwei Modelle werden diskutiert, die diesen Mechanismus erklären könnten.

M e t a m o r p h o s e a b l a u f :

1, Relikte einer ersten andalusitführenden Metamorphose in der Koralpe.

2, Regionalmetamorphose

Koralpe: Andalusit wandelt sich um zu Disthen, Granatbildung und Wachstum grobkörniger Glimmer (gesichert variszische Bildung).

Stubalpe: Erste Paragenese: Granat-Stauroolith-Disthen..

3, Plattengneisdeformation verbunden mit Aufschub von Kor- auf Stubalpe. Erneute Granatblastese in der Koralpe und den höchsten Anteilen der Glein-Stubalpe (hier ist auch der Zerfall von Stauroolith zu Haufwerksdisthen beobachtbar).

4, Intensive retrograde Beeinflussung unter dem Grazer Paläozoikum, sonst von untergeordneter Bedeutung.

Die Alterseinstufung der Hauptstrukturprägung ist nicht geklärt, zahlreiche Argumente sprechen für eine variszische Deformation. Dies hätte zur Konsequenz, daß die Strukturprägung und amphibolitfaziale Mineralparagenese im wesentlichen präalpidisch sind.

MANDL, G. W.: Vergleichende Untersuchung der Hallstätter Faziesräume des mittleren Salzkamm-mergutes (Gosaukammvorland, Hallstatt, Ischl—Aussee), Fazies, Stratigraphie und tektonische Modelle. — Diss. Formal- und Naturwiss. Fakultät Univ. Wien, 1982.

Begutachter: A. TOLLMANN und CH. EXNER

Promoviert am 2. 2. 1983

Die sedimentologisch-faziellen und tektonischen Beziehungen der triadischen Karbonatplattform der Dachsteindecke zu den zeitlichen Beckensedimenten ihrer Randschollen im Bereich des Gosaukammes sollten geklärt werden. Zur Beurteilung der beckeninternen Beziehungen Hallstätter Buntfazies („Salzbergfazies“) zu Hallstätter Graufazies wurden Vergleichsuntersuchungen im Ischl—Aussee Gebiet und in den Schollen um den Plassen (Hallstatt) durchgeführt, die Frage nach der Abgrenzung zur Lammerzone im Westen und zur Werfener Schuppenzone im Süden machte die Einbeziehung der Annaberger Senke in die Untersuchungen nötig.

Im Gosaukamm-Gebiet wurde der Raum zwischen Rußbach und Elendgraben und Gosauseen im Norden und Osten, und dem Lammertal im Westen im Maßstab 1 : 10 000 kartiert, und vor allem die Serien des Karn und Nor mikrofaziell und conodontenstratigraphisch bearbeitet. Im Süden wurde die Kartendarstellung von W. SCHLAGER 1967 südlich Annaberger im Maßstab 1 : 25 000 ergänzt.

Für Karn und Nor wurden Faziesmodelle erarbeitet die zeigen, daß die Gosaukamm-Randschollen Buchbergriedel—Riedlkar, Thörleck-, Zwieselalm-Scholle und Roßmooskeil primär der Dachsteindecke angehörten, und erst im Zuge der Tektonik an vorwiegend NW-SE streichenden steilen Störungen vom Hauptdeckenkörper abgetrennt wurden. Bei Rücknahme dieser Störungen kann für das Nor ein faziell gut belegbarer Übergang vom Vorriff-Bereich der Dachsteinkalk-Riffe in ein südwestlich anschließendes Becken mit Pedataschichten im Grenzbereich und Pötschenschichten im eigentlichen Becken rekonstruiert werden. Die, im terrigen beeinflussten Karn nur grob an einigen wenigen Profilen ablesbaren Tendenzen der Faziesänderung zeichnen ebenfalls eine derartige Beziehung der Randschollen nach: häufige Breccien und Resedimente am Beckenrand, zunehmender Schieferreichtum und Einschaltung von Hornsteinkalken mit offen-marinem Faunencharakter beckenwärts, sowie Einschüttung von Komponenten und Organismen des Seichtwasserbereiches in das Becken.

Die Losegg-Hofpürgl-Rinderfeld-Schollen wurden nicht untersucht, aufgrund des Serienvergleiches werden sie ebenfalls als Randschollen der Dachsteindecke aufgefaßt, die primär die Oberperm- bis Unterkarn-Schichtfolge des nordwestlichen Gosaukammes bildeten, und durch tektonischen Schrägzuschnitt bei dessen NW-Vorstoß an seinem SE-Rand als überfahrene Schuppen zurückblieben.

Die Basis der Dachsteindecke und ihrer Randschollen wird durch den Kontakt ihres tiefsten Schichtgliedes (Haselgebirge, O.-Perm) zu unterlagernden Anisdolomiten und Werfener Schichten (Skyth) markiert, die einen weit nach Norden in die Annaberger Senke reichenden Ausläufer der Werfener Schuppenzone darstellen.

Westlich der Lammer (W. HAMILTON, 1981) wird die basale Schichtfolge der Pailwand, Haselgebirge—Werfener Schichten—Anisdolomit, als Äquivalent der Dachsteindecken-Randschollen (Buchbergriedel) im Osten betrachtet, der Grau-, vor allem aber Buntfaziesschollen wie im Schönaugebiet tektonisch auflagern.

Die Hallstätter Buntkalke können nicht im Sinne W. SCHLAGER's 1967 mit Verzahnungen an die Graufaziesschichtfolgen angeschlossen werden, da sie vom Oberladin bis Sevat durchlaufend eine völlig eigenständige Schichtfolge einer Schwellenzone besitzen, die im krassen Gegensatz zur unmittelbar angrenzenden, zeitgleichen Graufazies mit Riffdetritus (im Sevat) steht. Ein Transgressionskontakt karnischer Buntkalke zum Anisdolomitsockel des Buchbergriedels ist nicht im Sinne SCHLAGER's 1967 belegbar, die Breccien sind durch wahrscheinlich synsedimentäre Tektonik mit Rotkalk-Infiltration im Obenor entstanden.

Die Schichtfolge der Randschollen ist kurz folgendermaßen zu kennzeichnen: Haselgebirge (O.-Perm) — Werfener Schichten (Skyth) — Gutensteiner- und Steinalmdolomit (Oberstes Skyth — Pelson) — Buntdolomit (Illyr), der als diagenetisch bedingte Sonderfazies des Grenzbereiches zu den Hornsteindolomiten und -kalken (Reiflinger Schichten s. I., bis Jul 1) aufgefaßt wird — Nordalpine Raibler Schichten (Jul — ? Tuval 1) mit Schiefertönen, Hornsteinkalken, — „Cidaris-breccie“ (Tuval) — Pötschenschichten und helle Bankkalke im Randbereich (Tuval 3 — Sevat) — Pedataschichten („Gosauseekalk, Alaun ? — Sevat) mit Riffdetritus — Dachsteinkalk (Riffschutt-kalk, Roßmooskeil, Sevat) — Zlambachschichten (Sevat p. p. — Rhät).

Im Ischl—Ausseer Gebiet wurden Teilbereiche 1 : 10 000 bzw. 1 : 5 000 kartiert, im Plassen-gebiet Profile aufgenommen, und eine revidierte Kartenskizze des Plankenstein-Plateaus 1 : 10 000 erstellt. Die Untersuchung im Ischl—Ausseer Gebiet vervollständigte die Buntfaziesschichtfolge bis zu roten Knollenkalken des Illyr hinab (Leislingwände), und erlaubt ferner ein Modell der Beziehungen Buntfazies—Graufazies aufzustellen. Die Übergänge Becken—Schwelle sehen folgendermaßen aus:

Langobard bis Jul 1: Graue Hornsteinkalke — Graugelber Bank- und Massenkalk — Roter Bankkalk/Schreyeralmkalk.

Jul bis Tuval p. p.: Reingrabener Schiefer und auflagernd „Oberer“ Grauvioletter Bankkalk — Roter Bankkalk (extreme, burchtektonisch abgegrenzte Schwellen).

Tuval: Pötschenkalk — Graue und Rote Knollenflaserkalke mit roten Hornsteinen — Roter Knollenflaserkalk — Roter Bankkalk.

In manchen Bereichen: Massiger Hellkalk — Roter Knollenflaserkalk.

Lac 1/1: Pötschenkalk — Heller Bankkalk (selten mit roten Hornsteinen, Schiechlingkogel) — Massiger Hellkalk — Roter Bankkalk.

Lac 2—3: Pötschenkalk — (? Heller Bankkalk) — Massiger Hellkalk, keine Gebiete mit Rotkalksedimentation !

Höchstes Lac 3 — Sevat p. p.: Pötschenkalk — (? bunte Hornsteinkalke) — Hangendrotkalk (zeitgleich in allen Profilen einsetzend, auf extremen Schwellen geringmächtig, fossilreich mit Hartböden und Foraminiferenbewuchs).

Höheres Sevat: Pötschenschichten mergelreich — Graue Mergelkalke — ? — Hangendrot- und -graukalk.

Darüber: Pedataschichten (MF 2, Arenite mit Riffdetritus) — lokal schwarze Plattenkalke und -mergel mit distalen Turbiditen — Graue Fleckenkalke und -mergel mit Turbiditen („Tiefere Zlambachschichten“) — Hangendgrau- und -rotkalk.

Rhät: „Höhere Zlambachschichten“

Die Roten Bankkalke mit Hartgründen und Kondensationshorizonten sind auf einzelne extreme Schwellenzonen beschränkt.

Für die tiefere Mitteltrias liegen noch zu wenige Daten vor.

Die von J. RIECHE 1971 gegebene mikrofazielle Typisierung der Hallstätter Kalke wird auf ihre Anwendbarkeit getestet, ergänzt und modifiziert, allgemeine Überlegungen zur Fazies und zum Ablagerungsraum werden angestellt.

Die heute erfaßbare Gliederung macht eine deckentektonische Trennung der Bunt- und Graufazies im Ischl—Ausseer Raum unwahrscheinlich. Sie erlaubt ferner eine konkretere Rekonstruktion des Hallstätter „Südkanals“, der südlich der Randriffe (etwa Gosaukammeriff) der Dachsteindecke anzuschließen ist. Die Buntkalke werden als Mangelsedimente über Sallnarschwellen interpretiert, die innerhalb eines Beckens mit Hornsteinkalken liegen (Reiflinger Schichten s. i., Pötschenschichten). Der Beckenrand zeigt im Nor deutlich Einflüsse der begrenzenden Karbonatplattformen im Norden und im Süden !

Der tektonische Werdegang beginnt bereits mit ausgedehntem Gleitdeckenbau im Oberjura (Oxford), siehe zusammenfassende Darstellung bei A. TOLLMANN 1981, in dieser Zeit erfolgte der Transport der Buntfaziesschollen über die abgesenkte Triasplattform nach Norden in eingesenkte Radiolaritbecken des Tirolikums, Teilschollen bleiben unterwegs liegen (z. B. Hallstatt).

Die neokome (früh—vorgosauische Phase) und tertiäre tektonische Umgestaltung führte weiter zum heutigen Bild.

Ein modifiziertes paläogeographisches Modell mit detailliertem in Einzelschritten zerlegtem tektonisch-sedimentärem Entwicklungsgang möchte zur Neudiskussion des derzeit üblichen paläogeographischen Modells anregen.

PINZ, F.: Geologische Neuaufnahme der Westkarawanken zwischen Feistritz- und Worounitzagraben. — Diss. Formal- und Naturwiss. Fakultät Univ. Wien 1983.

Begutachter: A. TOLLMANN und CH. EXNER

Promoviert am 6. Juli 1983

In der vorliegenden Dissertation werden auf der Grundlage einer Neukartierung im Maßstab 1 : 10 000 und stratigraphisch-fazieller Untersuchungen neue Ergebnisse zur Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Westkarawanken westlich des Gr. Mittagkogels zwischen Feistritz- und Worounitzagraben vorgelegt.

Die Westkarawanken sind Teil des südalpinen Koschutazuges (Südkarawanken).

Im Paläozoikum (östliche Fortsetzung der Karnischen Alpen) wurde durch Conodontenuntersuchungen die stratigraphische Gliederung verbessert. In einer faziell differenzierten Karbonatfazies des si-d konnten in diesem Gebiet erstmals allodapische Kalke des dm und pelagische dolom. Kalke nachgewiesen werden.

Die bekannten klastischen Serien des si-d (Bischofalm-Gruppe) konnten in ihrer Verbreitung genau erfaßt werden und mit neuen stratigraphischen Daten belegt werden.

Von den Hochwipfelschichten wurden Gesteine der klastischen Trogkofel-Fazies abgetrennt.

Das Perm tritt mit Trogkofelkalk, Grödener Schichten und Bellerophonolomit auf.

Die Werfener Schichten wurden in untere, mittlere und obere Schichten gegliedert.

Die gleichförmige, dolomitische Plattform des Saridolomits wird von faziell unterschiedlichen Sedimenten des Oberanis überlagert (Plattenkalk, -dolomit, „Riffkalk“, Uggowitzer Breccie).

Die Faziesheteropie wird im Ladin durch synsedimentäre Bruchtektonik akzentuiert. Neben Sedimenten eines abgeschlossenen Beckens (Buchensteiner Schichten) tritt eine dolomitische Flachwasserfazies (laminiertes Dolomit) auf. Die andauernde Subsidenz schafft im oberen Ladin mehr pelagische Verhältnisse. Die ladinischen Sedimente wurden mikrofaziell genau untersucht. Erhöhte tektonische Aktivität (mit Vulkanismus) im obersten Ladin führt zu einer generellen Verflachung des Ablagerungsraumes. Im Cordevol besteht eine einheitliche Plattform (Schlern-dolomit).

Raibler Schichten und Dachsteinkalk schließen die triadische Schichtfolge ab.

Die tektonischen Strukturen werden auf die als strukturprägend angesehene Periadriatische Naht bezogen. Die vorherrschenden W-E und NW-SE Störungen werden einem bei der Horizontalverschiebung entstehenden Störungssystem zugeordnet. Dieses wird auch theoretisch betrachtet.

Im Paläozoikum treten randliche Überfaltungen und im Detail nicht genau aufzulösende Schuppen auf, die gegen E an NW Störungen abgeschnitten werden.

Darüber liegt eine aufrechte Schichtfolge (Paläozoikum — Trias), die durch steile Längsstörungen, die z. T. ältere Überschiebungen überprägen, gestört ist.

Die Vorbergzone wird als westliche Fortsetzung des Gratschützenkamms angesehen. Sie wird gleich diesem durch junge Vertikalbewegungen an Längsstörungen gegenüber dem Hauptkamm abgesenkt.

PESTAL, G.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den Mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und des Felbertales (Pinzgau/Salzburg). — Diss. Formal- und Naturwiss. Fakultät Univ. Wien 1983.

Begutachter: W. FRANK und W. RICHTER

Es werden die vorpermischen Formationen im mittleren Teil des Tauernfensters, nämlich die Altkristallinformation und die Habachformation (FRASL 1958) neu vorgestellt. Dabei werden diese Gesteinsformationen aufgrund lithologischer und geochemischer Untersuchungen in fünf faziell unterscheidbare Bereiche aufgegliedert. Möglicherweise stellen diese Faziesbereiche auch eine stratigraphische Abfolge dar. Jedenfalls bedeutet diese Untergliederung einen ersten Schritt in die Richtung einer im gesamten Tauernfenster durchzuführenden Parallelisierung der vorpermischen Formationen bzw. ihrer einzelnen Faziesbereiche.

Als Bildungsbereich für die überwiegende Mehrheit der in den mittleren Hohen Tauern auftretenden altpaläozoischen Metavulkanite und der mit diesen im primären Zusammenhang stehenden Metasedimente ist ein kaledonischer Inselbogen und eine mit diesem vergesellschaftete Geosynklinale vorstellbar.

Das schon lange vermutete altpaläozoische Alter dieser Gesteine konnte nur indirekt mit den Methoden der Geochronologie belegt werden; nämlich durch die Bestimmung herzynischer Hornblende-Abkühlalter und durch die Rb-Sr Datierung von Orthogneisen, die im Karbon in die Habachformation intrudierten. Das exakte Bildungsalter dieser altpaläozoischen Gesteine ist jedoch weiterhin offen.

Weiters wurde im Granatspitzbereich eine genaue tektonische Abtrennung zwischen der Granatspitzhülle und den allochton darüber lagernden Gesteinen der Venediger-Riffeldecke vorgenommen.

HAGENGUTH, G.: Geochemische und fazielle Untersuchungen an den Maxerbänken im Pb-Zn-Bergbau von Bleiberg-Kreuth/Kärnten. — Diss. Formal- und Naturwiss. Fakultät Univ. Wien, 1983
Begutachter: A. TOLLMANN & E. SCHROLL
Promoviert am 6. 7. 1983

Erstmals wurden die im Liegenden der Bleiberger Fazies anzutreffenden Maxerbänke im großen Umfang untertage geologisch kartiert und faziell und geochemisch bearbeitet.

Der etwa 190 m mächtige Sedimentkomplex der Maxerbänke befindet sich etwa 170 bis 190 m im Liegenden des 1. Raibler Schiefers oder 50 bis 60 m unterhalb der Megalodusbank im mittleren Wettersteinkalk.

Die Maxerbänke sind durch einen ständigen Wechsel von reinen, rand- oder flachmarin gebildeten Karbonatgesteinen mit mergeligen Karbonatgesteinen und grünen Mergeln charakterisiert. Die durch transgressive Zyklen gebildeten Karbonatgesteine wurden in einer Lagune abgelagert, die durch ein vielfältiges Relief stark untergliedert war. Diese ausgeprägte Morphologie des Meeresbodens und Sedimentunterbrechungen während kurzzeitiger Verlandungen verhinderten die Ausbildung von Leithorizonten, wie sie die „edlen Flächen“ der Bleiberger Fazies darstellen.

Die Ton- und Schwermineralanalysen und die geochemischen Untersuchungen lassen die unlöslichen Rückstände der mergeligen Karbonatgesteine und Mergel als Verwitterungsprodukte eines kontinentalen Hinterlandes erscheinen. Diese Rückstände zeigen auch keine wie immer geartete Ähnlichkeit zu den Tuffiten aus den Karbonatgesteinen im Liegenden der Maxerbankentwicklung.

In den Maxerbänken sind sowohl konkordante als auch diskordante Vererzungen zu beobachten. Die lokal auftretenden, schichtgebundenen Vererzungen sind syngenetisch angelegt und meistens frühdigenetisch mobilisiert und anschließend in Bereichen mit größerer Wegsamkeit angereichert und auskristallisiert. Diskordante Vererzungen sind besonders im Bereich des Widersinnigen Verwerfers zu finden und wurden epigenetisch, syn- bis posttektonisch gebildet.

Mit Hilfe der Clusteranalyse nach Elementen wurde eine statistische Methode angewendet, die die Beziehungen der einzelnen chemischen Elemente und Elementgruppen zueinander übersichtlich und leicht interpretierbar in Dendogrammen zweidimensional darstellt.

Zu Vergleichszwecken wurden die Maxerbänke von Förolach und Mezica übersichtsmäßig untertage kartiert und bearbeitet.

PROHASKA, W.: Die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse am Westrand des südlichen Wiener Beckens. — Diss. Formal- und Naturwiss. Fakultät Univ. Wien, 1983.
Begutachter: M. SCHUCH und A. TOLLMANN
Promoviert am 21. November 1983

Die vorliegende Arbeit hatte zum Ziel, die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse am Westrand des Wiener Beckens von Baden bis Winzendorf zu untersuchen, wobei ein Hauptaugenmerk auf die Bruchstrukturen und ihre hydrogeologische Auswirkung gerichtet wurde.

Da eine neue geologische Bearbeitung dieses Bereiches derzeit im Druck ist (B. PLÖCHINGER und F. BRIX), wurde die Geologie zum größten Teil übernommen, jedoch durch eigene Begehungen überprüft. Bei diesen Begehungen wurde der Schwerpunkt auf die tektonischen Verhältnisse, auf die Klüftung und auf die chemische Beschaffenheit der Gesteine gelegt, um eine Korrelierung mit der Hydrogeologie und der Hydrochemie herstellen zu können.

Zu diesem Zwecke wurden 8 Gesteinsanalysen und über 100 Bestimmungen des Ca/Mg-Verhältnisses der Gesteine durchgeführt.

Im Lockersedimentbereich des Wiener Beckens wurde ein großes geophysikalisches Meßprogramm durchgeführt um den Verlauf der Brüche feststellen zu können. Auf Grund der rund 1400 durchgeführten Messungen konnten einige Brüche in ihrem Verlauf präzisiert und einige weitere Brüche neu aufgefunden werden.

Durch diese Messungen und durch die Erfassung von rund 700 Bohrungen war es möglich, eine Karte der Oberkante des relativen Grundwasserstauers zu entwerfen und eine Beziehung zu den Grundwasserverhältnissen herzustellen (Schottermächtigkeit, Mächtigkeit des potenten Grundwasserleiters, Grundwasserströmungsverhältnisse).

Durch eine groß angelegte Aktion wurde, erstmals in diesem Bereich, eine simultane Wasserprobennahme durchgeführt. Dabei wurden rund 200 Wasserproben sowohl auf Haupt- als auch auf Spurenelemente analysiert. Nach Ergänzung dieser Daten durch weitere 80 Analysen, konnte in Verbindung mit den Analysen der Speichergesteine, eine Karte der hydrochemischen Fazien erstellt werden, in der die einzelnen Wassertypen des Untersuchungsgebietes ausgeschieden werden konnten. Im Zuge eines Förderversuches in Bad Vöslau konnten Zusammenhänge zwischen den einzelnen Quellen abgeklärt werden. Die Möglichkeit der Erstellung einer Wasserbilanz für das Untersuchungsgebiet wurde untersucht und vorhandene Werte kritisch beleuchtet.

Abschließend wurde versucht, durch einfache und multivariante statistische Verfahren (Clusteranalyse) das umfangreiche Analysenmaterial einer zusätzlichen Auswertung zu unterziehen.

Adolf Anton Papp
13. März 1915 – 29. Oktober 1983

Nach schwerem Leiden verstarb der o. Prof. für Mikropaläontologie Dr. A. Papp, Vorstand des Institutes für Paläontologie der Universität Wien, am 29. Oktober 1983 an einem Bauchfell-Karzinom.

Prof. Dr. A. Papp wurde in Wien am 13. März 1915 geboren und ist in Schwechat aufgewachsen, von wo aus er schon in seiner frühen Jugend paläontologische Sammelfahrten unternahm. Mit seinem Vater verband ihn ein inniges Bergsteigerverhältnis. 1934 inskribierte er an der Akademie Malerei und an der Universität Wien Paläontologie, der er bald sein ganzes Interesse zuwandte. Malerei, besonders das Aquarellieren, betrieb er jedoch bis in die letzten Jahre, erst kürzlich schuf er Lebensbild-Illustrationen zum Perm von Zöbing, der Grestener- und Gosau-Flora sowie zum Jungtertiär für die 3. Auflage: „Niederösterreich im Wandel der Zeiten“ von Prof. Dr. E. Thenius.

Seine frühen Arbeiten wurden stark vom Gedankengut Othenio Ables beeinflusst und waren paläobiologisch ausgerichtet. 1939 promovierte er über das Sarmat-Vorkommen von Wiesen und wurde als wissenschaftliche Hilfskraft am Institut angestellt, doch der Krieg unterbrach für sechs Jahre sein Wirken an der Universität Wien. Selbst der Kriegsdienst konnte ihn nicht vom wissenschaftlichen Arbeiten abhalten und es entstanden eine Reihe von Publikationen über den Ägäis-Raum. Vor allem wurden persönliche Kontakte mit unseren griechischen Kollegen hergestellt, die sich bis heute in einer fruchtbaren und freundschaftlichen Zusammenarbeit der Institute manifestieren.

Heimgekehrt, fanden die nun entstandenen biostratigraphisch ausgerichteten Arbeiten über Sarmat und Pannon internationale Beachtung. 1949 habilitierte sich Adolf Papp an der Universität Wien.

Diese stratigraphische Arbeitsrichtung setzte er ab 1950 mit mikropaläontologisch ausgerichteten Arbeiten fort, in dieser Zeit entstanden die Studien über Uvigerinen, Orbitoiden, Nummuliten und Miogypsinen. Im Rahmen der Mikropaläontologie erkannte A. Papp bereits 1957 die Bedeutung der Orbulinen-Reihe für die weltweite Korrelation des Mittel-Miozäns; er initiierte das Studium des kalkigen Nannoplanktons – vor allem der Discoasteriden – und der Silicoflagellaten und begann diese Gruppen für stratigraphische Zwecke auszuwerten.

1959 erschienen die Bände: „Tertiär“ des Handbuches der stratigraphischen Geologie mit E. Thenius.

In enger Zusammenarbeit mit den Kollegen aus der Paratethys, deren Kontakt er sofort nach dem Krieg wieder suchte, entstand unter der Führung von J. Senes und A. Papp das Konzept der Gliederung des Neogens dieses Raumes. An der Abfassung der Bände der Reihe „Chronostratigraphie und Neostatotypen“ hat A. Papp maßgeblichen Anteil. Das Zustandekommen und die Fertigstellung des Bandes „Pannon“ hat er mit eisernem Willen buchstäblich bis zu seinem Tode vorangetrieben und ein druckreifes Manuskript hinterlassen.

Seiner aktiven Mitarbeit im Rahmen des Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy und im Rahmen des IGCP-Projektes 25: „Tethys – Paratethys Correlations“ von Beginn an ist es zu danken, daß die Erfolge dieser Gemeinschaftsarbeit zum Vorbild für andere stratigraphische Committees wurden.

Seine Auslandsaufenthalte in Bonn (1962–1963) und Utrecht (1965) brachten ihm nationale und internationale Anerkennung.

1967 wurde er zum a. o. Prof. der neuerrichteten Lehrkanzel für Mikropaläontologie ernannt, 1973 zum Ordinarius und seit 1974 war er geschäftsführender Vorstand des Institutes.

Neben den Aufgaben eines Institutsvorstandes hatte A. Papp noch die Kraft, eine Anzahl kleinerer Publikationen und die monographische Revision des Werkes von Alcide d'ORBIGNY, „Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien“, sowie den Band „Pannon“ der Reihe Chronostratigraphie und Neostatotypen zu vollenden. In einem weiteren Arbeitsgebiet, das er in letzter Zeit intensiv wieder aufgenommen hatte, befaßte er sich in Zusammenarbeit mit G. Rabeder mit der Auswertung plio-/pleistozäner Landschneckenfaunen. So umfaßt sein Publikationswerk 212 ausgedruckte Fachpublikationen und eine Reihe von philatelistischen Arbeiten, die aus seinem großen Hobby neben der Mineralogie hervorgegangen sind. Dazu kommen die in Druck gehende Revision von d'ORBIGNY, der Pannon-Band und die Lebensbilder in der erwähnten Publikation von E. Thenius. Im Anhang sind die ab 1979 erschienenen Arbeiten angeführt, ein komplettes Schriftenverzeichnis bis 1979 findet sich in der Zeitschrift Beiträge zur Paläontologie Österreichs (Papp-Festschrift) 7: 2–6, Wien 1980.

Größter Beliebtheit erfreute sich A. Papp bei seinen Mitarbeitern und Studenten. Diese wußte er besonders durch seine aktualitätsbezogenen Lehrveranstaltungen zu fesseln und uns allen war er ein gutmeinender väterlicher Freund mit nimmerndem Verständnis.

Fritz F. Steininger

Schriftenverzeichnis ab 1979

- PAPP, A., 1980: Die Molluskenfaunen von Trilophos südlich von Thessaloniki (Griechenland) und ihre paläogeographische Bedeutung. — Ann. Geol. Pays Hellen., 46, : 225–247, Athen.
- PAPP, A., 1981: Calibration of Neogene Mediterranean – Paratethys – and Continental – Stages. — Ann. Geol. Pays Hellen., ser. IV: 73–77, Athen.
- PAPP, A., 1983: Vegetationsbild der Flora des Perm von Zöbing, bezogen auf den Fossilfundpunkt „Leopolds-Acker“. — (In:) VASICEK, W.: 280 Millionen Jahre alte Spuren der Steinkohlenwälder von Zöbing. — Katalogreihe Krahuletz-Museum Nr. 4: 50 S., Eggenburg.

Im Druck befindliche Arbeiten

- PAPP, A. & SCHMID, M. E.: Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien. — Revision der Monographie von Alcide d'ORBIGNY (1846). — Abh. Geol. Bundesanst. (im Druck), Wien.
- PAPP, A. & al: M₆ – Pannonien. — Die Pannonische Schichtengruppe und ihr Stratotypus. — Chronostrat. & Neostatotypen (Budapest, im Druck).
- PAPP, A.: Lebensbilder Perm von Zöbing, Grestener-Flora, Gosau-Flora und Jungtertiär. — (In:) THENIUS, E.: „Niederösterreich im Wandel der Zeiten“. — 3. Aufl. (im Druck).