

Herrn Dr. Oskar Schmidegg zum 85. Geburtstag

OSKAR GRAF SCHMIDEGG

Oskar Graf Schmidegg wurde als letzter männlicher Namensträger des Grafengeschlechtes von Schmidegg am 7. Februar 1898 in Bozen geboren. Die Familie wurde bereits im 17. Jhd. geadelt, als sie sich um den Bergbau der Städte Chemnitz und Kremnitz verdient gemacht hatte. Da der Vater als Ingenieur mit der Erhaltung der Südbahn beauftragt war, besuchte der Jubilar in Triest die deutsche Staatsvolksschule und dann das Gymnasium in Klagenfurt.

Unmittelbar nach der Matura im Frühjahr 1916 mußte Schmidegg an die italienische Front, von der er nach Kämpfen am Tonalepaß und dem Stellungskrieg an der Kärntner und Südtiroler Front mit der bronzenen Tapferkeitsmedaille zurückkehrte.

Daher konnte er erst Anfang 1919, aus der Kriegsgefangenschaft entlassen, an der Leopold-Franzens-Universität in Innsbruck immatrikulieren. Das Studium der Chemie, Mathematik und Physik wurde 1925 durch die Lehramtsprüfung in diesen Fächern abgeschlossen. Der Titel der bereits zuvor approbierten Dissertation hat mit der späteren Berufslaufbahn eigentlich noch recht wenig gemein: "Darstellung der Sulfosäure des 1-Phenyl-3,5 Dimethyl-1,2,4 Triazols".

Nach der Promotion konnte Schmidegg im Probejahr an der Innsbrucker Realschule u.a. auch den späteren Vorstand am Mineralogisch-Petrographischen Institut, Prof. Dr. J. Ladurner, unterrichten.

Im Herbst 1925 kam Schmidegg als Assistent an das Institut Professor Sanders, der - seiner Zeit damals weit vorausblickend - hier ein geochemisches Labor errichten wollte. Diese weitblickende Idee konnte aber wegen der damaligen wirtschaftlichen Schwierigkeiten nicht verwirklicht werden.

Somit begann Schmidegg sich in die Gefügekunde einzuarbeiten - mit seiner mathematischen Vorbildung für ihn kein Problem - und leistete Beiträge zu Sanders grundlegenden Arbeiten über geregelte Wachstumsgefüge. Kurz darauf ergab sich die Möglichkeit, Arbeiten im Hochgebirge durchzuführen. Schmidegg war schon zuvor ein hervorragender Bergsteiger und Schifahrer (seine Schwester Irma war bei der WM 1930 sogar Bronzemedailengewinnerin im Abfahrtslauf), so daß er gerne den Auftrag zur Bearbeitung des Kartenblattes Sölden-St. Leonhard übernahm. Anfangs als Gemeinschaftsarbeit mit W. Hammer geplant, entwickelte sich Schmidegg zum alleinigen Bearbeiter dieser Karte und erarbeitete dabei grundlegende Studien über die Schlingentektonik der südlichen Ötztaler Alpen (1930-1936) und der Villgratener Berge (1937).

Seit 1936 arbeitete Schmidegg als Geologe bei der Geologischen Bundesanstalt in Wien, hatte den Schwerpunkt seiner Geländearbeiten aber weiterhin im Tiroler Raum.

Während des 2. Weltkrieges wurde Schmidegg vorwiegend in der Lagerstättenprospektion eingesetzt, wobei er u.a. auch die Bergbaue bei Schwaz untersuchte (1938, 1942; und nach dem Krieg, 1951). Hierbei ging er auch den Spuren seines Großvaters, Wilhelm Kroeber, nach, dem zur Erinnerung (als Bergwerksdirektor) der Wilhelm-Erbstollen benannt wurde.

In der Mangelzeit der Nachkriegsjahre blieb der Arbeitsschwerpunkt noch bei den Lagerstätten (vor allem Arbeiten über Schwaz, Haller Salzberg, Kohle von Steinach a. Brenner, Brixlegg u.a.m.).

Daneben liefen auch die Arbeiten an diversen Kartenblättern weiter. Leider konnte bisher aus finanziellen und organisatorischen Schwierigkeiten nur ein Teil der bearbeiteten Karten gedruckt werden.

Die bisher gedruckten Karten Sölden/St. Leonhard (1932), Rätikon (1965; mit R. Oberhauser, W. Heißel und O. Reithofer), Walgau (1967; mit W. Heißel und R. Oberhauser), Krimml (1979; mit F. Karl) sowie die zahlreichten Kartenskizzen in seinen Publikationen zeugen von dem hohen Kartierungsstandard O. Schmideggs.

Nach der Heirat mit der - natürlich einschlägig vorbelasteten - Hilde B. Sicker (sie war Teilhaberin an einem Kunststein- und Steinmetzbetrieb) änderte sich (mehr oder minder zufällig) auch der Tätigkeitsschwerpunkt O. Schmideggs.

Von der Geologischen Bundesanstalt zeitweise beurlaubt, führte er gemeinsam mit A. Fuchs die Vorarbeiten zum Kraftwerk Prutz-Imst der TIWAG durch; auch die laufende Baudokumentation und Beratung erfolgt durch die beiden, teilweise unterstützt durch W. Heißel und K. Mignon.

Seine ersten Kontakte mit der E-Wirtschaft hatte Schmidegg allerdings bereits 1927, als er nämlich im Auftrag O. Ampferers die Kasbachquellen bei Jenbach analysierte und damit zum Nachweis der Unabhängigkeit dieser Quellen vom Achenseewasser beitrug.

Bis Ende 1963 verblieb Schmidegg, zuletzt als "Chefgeologe", bei der Geologischen Bundesanstalt, wobei er wiederum z.T. für angewandte Arbeiten beurlaubt war. So betreute er 1959-1966 den Bau des Kaunertalkraftwerkes inklusive der geologischen Bearbeitung der anfänglich sehr kritischen Rutschhänge, 1962-66 das Kraftwerk Untere Sill der Stadtwerke Innsbruck, und ab 1968 die Vorarbeiten für die Kraftwerksgruppe Sellrain-Silz. Mehrmals wurde er als Amtssachverständiger berufen, so z.B. beim Ausbau der Axamer Lizum, oder bei den Ennskraftwerken.

Stets von einer sowohl materiellen als auch ideellen Bescheidenheit getragen, war Schmidegg dennoch immer äußerst aufwendig in seinem Arbeitspensum, insbesondere in der Begehungsdichte seiner Kartierungen. Dies war nur möglich, weil er die Arbeit zu seinem Hobby werden ließ, dabei aber über eine überdurchschnittliche Kondition verfügt - bei gemeinsamen Begehungen hat er mehrmals auch berggewohnt, aber wesentlich jüngere Ingenieure und Geologen konditionell voll gefordert.

Schlußwort:

Oskar Schmidegg hat aufgrund seiner vielseitigen und langjährigen Tätigkeit naturgemäß über die veröffentlichten Arbeiten und Gutachten hinaus eine Unmenge geologischer und geotechnischer Information zusammengetragen. Bei dem Vorhaben, diese zu sichten und weiteren Geologengenerationen zugänglich zu machen, wünschen wir ihm viel Erfolg und weiterhin Gesundheit!

Christoph Hauser und
Ewald Tentschert

WISSENSCHAFTLICHE ARBEITEN VON O. SCHMIDEGG

- SANDER, B. & SCHMIDEGG, O. (1926): Zur petrographisch-tektonischen Analyse. III. Teil. - Jb. Geol. B.-A. 76, 323-406, 39 Fig., Wien.
- SCHMIDEGG, O. (um 1929): Das Gebiet der Neuburger Hütte. Eine touristische Beschreibung.
- SCHMIDEGG, O. (1928): Über geregelte Wachstumsgefüge. - Jb. Geol. B.-A. 78, 1/2, 1-52, 54 Abb., Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1932) (mit Beiträgen von W. HAMMER): Geologische Spezialkarte Sölden und St. Leonhard. - Geol. B.-A. 1:75 000, Zone 18, Kol. IV (5246), Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1933): Neue Ergebnisse in den südlichen Öztaler Alpen. - Verh. Geol. B.-A. 1933, 5/6, 83-95, mit einer Kartenskizze 1:400 000, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1933): Neue Ergebnisse in den südlichen Öztaler Alpen. - Besprechung, Geol. Zentralbl. 51 A, 125, Leipzig.
- SCHMIDEGG, O. (1933): Der Bau der südlichen Öztaler-Stubai Alpen. - Mitt. DOeAV 1933, 130-132, München.
- SCHMIDEGG, O. (1933): Der Bau der südlichen Öztaler-Stubai Alpen. - Besprechung, Geol. Zentralbl. 57 A, 872, Leipzig.
- SCHMIDEGG, O. (1934): Neue Ergebnisse in den südlichen Öztaler Alpen. - Besprechung, N. Jb. 1934/2, 512, Leipzig.
- SCHMIDEGG, O. (1936): Schlingenbau in den Tiroler Alpen. - Der Bergsteiger, H. 3, 1936, 224-226, 1 Skizze, München/Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1936): Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. - Jb. Geol. B.-A. 86, 1/2, 115-150, mit 1 Taf. (Karte 1:80 000), 10 Abb., Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1936): Aufnahmebericht über Blatt "Radstatt" 5051. - Verh. Geol. B.-A. 1936, 1/2, 59-63, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1937): Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Osttirol). - Jb. Geol. B.-A. 87, 1/2, 111-132, 3 Taf. (tekton. Karte 1:25 000), 4 Textfig., Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1937): Aufnahmebericht von Dr. O. SCHMIDEGG über die Blätter 1:50 000 St. Jakob im Deferegg (177) und Hopfgarten im Deferegg (178). - Verh. Geol. B.-A. 1937, 1/2, 52-55, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1937): Aufnahmebericht von Dr. O. SCHMIDEGG über Blatt "Radstatt" (5051). - Verh. Geol. B.-A. 1937, 1/2, 50-52, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1937): Aufnahmebericht Blatt St. Jakob und Hopfgarten im Deferegg. - Besprechung, Geol. Zentralbl. 60 A, 125, Leipzig.
- SCHMIDEGG, O. (um 1938): Radstatt. - Geol. Manuskriptkarte 1:75 000, col. (Kartenausschnitt Mandling-Zug bis Blattgrenze im Süden), Archiv Geol. B.-A. Nr. A 03952, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1938): Aufnahmebericht von Dr. O. SCHMIDEGG über Blatt Radstatt (5051). - Verh. Geol. B.-A. 1938, 1/2, 45-47, Wien.

- SCHMIDEGG, O. (1938): Bericht über die am 5. Juli 1938 erfolgte Begehung der Cu-Ni-Vorkommen im Haibachtale bei Mittersill (Betrieb Firma Krupp, Schlesische Nickelwerke). - Bericht (6. Juli 1938), maschinschriftl., 3 Blätt., Archiv Geol. B.-A. Nr. A 00626-R, Innsbruck.
- SCHMIDEGG, O. (1938): Vorläufiger Bericht über die im Mai 1938 im Bergbauggebiet Schwaz durchgeführten Arbeiten. - Bericht, maschinschriftl., 1 Blatt, Archiv Geol. B.-A. Nr. A 00627-R, Innsbruck/Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1938): Bericht über die im Bergbauggebiet Schwaz im Monate Juni 1938 durchgeführten geologischen Aufnahmen. - Bericht (2.7.1938), maschinschriftl., 3 Blätt., Archiv Geol. B.-A. Nr. A 00627-R, Wien/Innsbruck.
- SCHMIDEGG, O. (1938): Neue tektonische Ergebnisse in der Gneiszone des Hochpustertales. - Vortrag, gehalten an der Geol. B.-A. am 22.3.1938, Manuskript, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1938): Pitten. Erzvorkommen und alte Baue. - Bericht, maschinschriftl., 1 Blatt, 1 Karte 1:25 000, 1 Blatt Profile, Archiv Geol. B.-A. Nr. A 00615-R, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1938): Vorläufiger Bericht über die April-Mai 1938 im Bergbaugebiete von Pitten durchgeführten geologischen Aufnahmen. - Bericht, maschinschriftl., 7 Blätt., Archiv Geol. B.-A. Nr. A 00615-R, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1938): Bericht über die Begehung der Serpentinlinsen im Lasörlingkamm. - Bericht (11.3.1938), maschinschriftl., 3 Blätt., 2 Karten, 1 geolog. Karte 1:75 000, Archiv Geol. B.-A., Lagerstättenarchiv, Sillian.
- SCHMIDEGG, O. (1938): Bericht über die Aufnahmen im Juli 1938. Schwazer Bergbauggebiet. - Bericht, maschinschriftl., 2 Blätt., Archiv Geol. B.-A. Nr. A 00627-R, Innsbruck/Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1938): Aufnahmsbericht von Dr. Oskar SCHMIDEGG über die Blätter 1:50 000 St. Jakob im Deferegg (177) und Hopfgarten (178). - Verh. Geol. B.-A. 1938, 1/2, 47-50, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1938): Sektion 4956/2 Pitten. - 2 geolog. Manuskriptkarten 1:25 000, col. (Teilkartierungen) mit Legende. - Archiv Geol. B.-A. Nr. A 04253 und A 04254, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1938): Sektion 4956/2 Pitten. - Geolog. Manuskriptkarte 1:25 000, col. (Teilkartierung), Archiv Geol. B.-A. Nr. A 03526, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1939): Bericht über die Untersuchungsarbeiten in dem Kupfer-Nickelerzvorkommen Haibach bei Mittersill/Salzburg vom 23.5.1938-2.9.1939. - Bericht, maschinschriftl., 3 Blätt., Archiv Geol. B.-A., Lagerstättenarchiv, Mittersill.
- SCHMIDEGG, O. (1939): Brief betreffend eine Reihe von Zuschriften und Gutachten über derzeit stillliegende tirolische Bergbaue und Lagerstätten - Beurteilung auf Grund vorhandener Kenntnisse und Gutachten. - Brief (16.8.1939), machinschriftl., 3 Blätt., Arhiv Geol. B.-A. Nr. A 00629-R, Innsbruck.
- SCHMIDEGG, O. (1939): Bericht (1938) des auswärtigen Mitarbeiters Dr. Oskar SCHMIDEGG über die 1937 und 1938 durchgeführten geologischen Aufnahmen im Gebiet von Gerlos (Blatt Hippach-Wildgerlosspitze der österr. Spezialkarte, 5148). - Verh. Geol. B.-A. 1939, 1-3, 82-92, Wien.

- SCHMIDEGG, O. (1939): Lagerstättenaufnahme: Zusammenfassung (ehemaliger Kupfer-Fahlerzbergbau Falkenstein bei Schwaz, Tirol). - Bericht (22.6.1939), maschinschriftl., 2 Blätt., Archiv Geol. B.-A., Lagerstättenarchiv, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1939): Im Sommer 1938 von Dr. Oskar SCHMIDEGG durchgeführte Begehungen auf dem Gebiete der praktischen Geologie.
1. Eisenerzvorkommen von Pitten und Umgebung
 2. Fahlerz-, Eisenspat- und Kupferkiesvorkommen im Bergbauggebiet Schwaz-Brixlegg
 3. Eisen-, Kupfer- und Antimonerze im Bergbauggebiet Panzendorf-Tessenberg-Abfaltersbach
 4. Eisenglanz- und Kupferkiesvorkommen in Kueb am Semmering
 5. Nickelerzvorkommen im Haibachtal bei Mittersill
 6. Asbestvorkommen im Serpentin der Lasöringgruppe. - Verh. Zweigst. Wien f. Bodenforsch. 1939, 1-3, 76-81, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1939): Karte der Umgebung der Alpeinerscharte, vergrößert nach der AV-Karte der Zillertaler Alpen auf 1:10 000. - Geolog. Manuskriptkarte 1:10 000, col., Archiv Geol. B.-A. Nr. A 03874, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1939): Ranaltwerk (Stubaiergroupe). Bemerkungen zu den geologischen Profilen und Karte. - Bericht (10.3.1939), 2 Blätt., 4 Fig. und 1 geolog. Karte 1:25 000 (Übersichtslageplan für das Kraftwerk am Greybach bei Ranalt), col., Archiv Geol. B.-A. Nr. A 00630-R, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1940): 151/1 Krimml. - Geolog. Manuskriptkarte 1:25 000, col., Archiv Geol. B.-A. Nr. A 00789, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1940): 151/2 Wald im Pinzgau. - Geolog. Manuskriptkarte 1:25 000, col., Archiv Geol. B.-A. Nr. A 00790, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1940): 151/3 Rötspitze. - Geolog. Manuskriptkarte 1:25 000, col. (ohne ital. Anteil), Archiv Geol. B.-A. Nr. 00791, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1940): 151/4 Dreiherrnspitze. - Geolog. Manuskriptkarte 1:25 000, col., Archiv Geol. B.-A. Nr. A 00792, Wien.
- HEISSEL, W. & SCHMIDEGG, O. (1940): Bericht über eine Befahrung des Schwefelkiesbergbaues von Bernstein (Oststeiermark). - Bericht (24.4.1940), maschinschriftl., 1 Blatt, Archiv Geol. B.-A. Nr. A 00628-R, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1940): Kaserstattstollen Schurfbau Hoher Burgstall, Fulpmes, Tirol. - Grubenplan 1:100, Archiv Geol. B.-A. Nr. L-235/1K, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1940): Schurfstollen auf Silberberg b. Brixlegg. - Grubenplan 1:1 000, Archiv Geol. B.-A. Nr. L-257/1K, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1942): Befahrung Schwaz am 18.-23.3.1942 mit Herrn Ing. Spreckelsen. - Bericht, maschinschriftl., 3 Blätt., Archiv Geol. B.-A., Lagerstättenarchiv, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1942): Bergbau Falkenstein bei Schwaz. Wilhelm-Erbstollen. - Grubenplan 1:1 000, Archiv Geol. B.-A. Nr. L-306/1K, Wien.
- SCHMIDEGG, O. & WIEBOLDS, J. (1942): Schlitzproben Geyer-Silberberg. - Bericht, maschinschriftl., 4 Blätt., mit Lageplan (Geyer-Zechen, Schurfbau Silberberg-Geyer) 1:500, Archiv Geol. B.-A. Nr. 270/1B-3B, Wien.

- SCHMIDEGG, O. (1942): Gutachten über die hydrogeologischen Verhältnisse im Bergbauggebiet Geyer-Silberberg bei Brixlegg. - Gutachten, maschinschriftl., 2 Prof. und 1 Karte (Bergbauggebiet Geyer-Silberberg) 1:28 800, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1942): Schurfbau Silberberg-Geyer bei Brixlegg. - Bericht, maschinschriftl., 2 Blätt., Lageplan 1:5 000, Profile, 5 Stollenprofile und Aufriß, Archiv Geol. B.-A. Nr. L-271/1B-9B, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1942): Bericht über die vom 29. Oktober bis 6. November 1942 durchgeführten Aufnahmen im Krummörter Tiefbau des Bergbaues Schwaz in Tirol. - Bericht, maschinschriftl., 4 Blätt., 3 Prof., 1 Karte (Krummörter Tiefbau - 40 m Sohle) 1:500, Archiv Geol. B.-A. Nr. L-635/1B-2B, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1943): Rohrerberg bei Fieberbrunn - Untersuchungen der alten Bleierzbergbaue im Mai 1943. - Bericht, maschinschriftl., 12 Seiten, 3 Beil. und 3 Grubenpläne 1:2 000, Archiv Geol. B.-A. Nr. 1-452/1B-4B, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1943): Bericht über geologische Aufnahmen im Schurfbau Silberberg-Geyer. - Bericht, maschinschriftl., 8 Seiten, 1 geolog. Übersichtskarte (Stollen im Gebiet Silberberg-Geyer bei Brixlegg) 1:2 000, Archiv Geol. B.-A. Nr. L-268/1B-4B, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1943): Brixlegg: Bericht über geologische Aufnahmen am Schurfbau Geyer-Silberberg. - Bericht, maschinschriftl., 2 Blätt., Beilagen: Grubenpläne, Archiv Geol. B.-A. Nr. L-267/1B, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1943): Schwaz: Bericht über die bis Juli 1943 durchgeführten Aufnahmen im Tiefbau (60 m Sohle) des Bergbaues Schwaz. - Bericht, maschinschriftl., 4 Seiten, 1 Grubenplan (Krummörter Tiefbau) 1:1 000, Archiv Geol. B.-A. Nr. L-636/1B-2B, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1943): Bericht über die geologischen Aufnahmen im Bergbau Schwaz. - Bericht, maschinschriftl., 3 Seiten, 2 Prof., 1 Grubenplan (Krummörterrevier) 1:500, Archiv Geol. B.-A. Nr. L-637/1B-2B, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1943): Bericht über eine Befahrung von Schwaz (Bergbau Falkenstein) am 21.1.1943. - Bericht, maschinschriftl., 3 Blätt., Archiv Geol. B.-A., Lagerstättenarchiv, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1943): Der geologische Bau des Bergbauggebietes von Schwaz. - Jb. Reichsamt f. Bodenforsch. Berlin, 1942, 1-189, Berlin.
- SCHMIDEGG, O. (1944): Bergbau Falkenstein bei Schwaz (Tirol) - Bericht über eine Befahrung des Unterstollens. - Bericht, maschinschriftl., 2 Blätt., mit einem Grubenplan 1:1 000 (Schwaz - Bergbau Falkenstein, Unterstollen), Archiv Geol. B.-A. Nr. L-634/1B, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1944): Bericht über eine Befahrung im Bergbauggebiet (Fieberbrunn) und Analysenzusammenstellung. - Bericht, maschinschriftl., 4 Blätt., mit einem Grubenplan 1:500 (Fieberbrunn - Alter Bleierzbergbau am Rohrerberg, Stollen Koglerberg C2 und C5), Archiv Geol. B.-A. Nr. L-451/1B, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1944): Montangeologisches Gutachten über die Erzlagerstätten des Gebietes Silberberg-Geyer. - Gutachten, 14 Seiten, 3 Anlagen (darunter geologische Übersichtskarte des Stollens im Gebiet Silberberg-Geyer bei Brixlegg), Archiv. Geol. B.-A., Nr. L-263/18, Wien.

- SCHMIDEGG, O. & NOVITZKY, A. (1944): Erz mengenberechnung im Bergbau Schwaz. - Bericht (29.3.1944), maschinschriftl., 2 Blätt., Archiv Geol. B.-A., Lagerstättenarchiv, Wien.
- SCHMIDEGG, O. & HEISSEL, W. (1948): Geologische Karte des Gebietes um Gerlos. - Geol. Manuskriptkarte, 1:25 000, col. (Gebiet Gerlos-Gerlosstraße-Reichenspitze-Aukar-K.), mit 2 Blätt. Legende, Archiv Geol. B.-A. Nr. A 00810, Innsbruck.
- SCHMIDEGG, O. (1949): Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nößlachjoch (Brenner-Gebiet). - Veröff. Mus. Ferdinandeum, 26, 1-19, 1 Karte 1:25 000, 10 Profile, Innsbruck (Wagner).
- CORNELIUS, H.P.; MOHR, H.; SCHMIDEGG, O. & KUEMMEL, F. (um 1949): Neunkirchen und Aspang. - Geol. Manuskriptkarte 1:75 000, mit Legende, col., Archiv Geol. B.-A. Nr. A 04516, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1949): Bericht (1948) über die 1947 und 1948 durchgeführten geologischen Aufnahmen im Gebiet von Gerlos (Blatt Hippach-Wildgerlosspitze der österr. Spezialkarte, 5148). - Verh. Geol. B.-A., 1949, 1-3, 82-92, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1951): Die Stellung der Haller Salzlagerstätte im Bau des Karwendelgebirges (eine tektonische Gefügeuntersuchung, 1. Teil). - Jb. Geol. B.-A., 94, 2, 159-205, 9 Abb., 2 Taf. (davon eine SW-Kartenskizze 1:10 000), Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1951): Die Erz lagerstätten des Schwazer Bergbaugesbietes, besonders des Falkenstein. - Schlern-Schr., 85 (Schwazer Buch), 36-58, 2 Karten, Innsbruck.
- SCHMIDEGG, O. (1951): Bericht (1949) über die geologischen und lagerstättenkundlichen Aufnahmen:
1. Hoher Gleirsch (Karwendel)
 2. Ahrnspeitz, Bleiglanz-Zinkblende
 3. Gebra bei Kitzbühel, Eisenspat
 4. Obernberg am Brenner, Bleiglanz, Zinkblende, Fahlerz, Flußspat, Baryt
 5. Walder Alpe, Manganschiefer
 6. Fieberbrunn, Vererzungszone am Nordrand des paläozoischen Dolomits
 7. Spertental (Spießnägell), Magnesit
 8. Lanersbach (Zillertal), Magnesit
 9. Lisens (Sellrain), Andalusit
 10. Hollenzen bei Mayrhofen (Zillertal), Talk, Asbest
 11. Nößlachjoch, Anthrazit und Farberde. - Verh. Geol. B.-A., 1950-51, 1, 113-117, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1951): Eisenerzbergbau Gebra-Lannern (bei Kitzbühel, Tirol). - Bericht, maschinschriftl., 1 Blatt, Beilage Grubenplan 1:2 800, Archiv Geol. B.-A. Nr. L-668/1B, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1951): Aufnahmen auf Blatt Hippach-Wildgerlosspitze (5148), Bericht 1950. - Verh. Geol. B.-A., 1950-51, 2, 19-21, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1951): Über lagerstättenkundliche und sonstige praktisch-geologische Arbeiten in Nordtirol (Bericht 1950). - Verh. Geol. B.-A., 1950-51, 2, 72-73, Wien.

- SCHMIDEGG, O. (1951): Geologischer Führer zu den Exkursionen (anlässlich der Feier des 100-jährigen Bestandes der Geologischen Bundesanstalt): XI. Inntal (Wörgl-Innsbruck). - Verh. Geol. B.-A., Sh. A, 119-123, Taf. mit 3 geol. Profilen und einer geol. Kartenskizze 1:500 000, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1951): Geologischer Führer zu den Exkursionen (anlässlich der Feier des 100-jährigen Bestandes der Geologischen Bundesanstalt): XII. Patscher Kofel bei Innsbruck. - Verh. Geol. B.-A., Sh. A, 2 Taf., darunter ein geolog. Panorama, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1952): Bericht (1952): Geologische Aufnahmen auf Blatt Hippach-Wildgerlosspitze (5138). - Verh. Geol. B.-A., 1952, 1, 20-22, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1952): Geologische Aufnahmen auf Blatt Steinach (148). - Verh. Geol. B.-A., 1952, 1, 22, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1953): Die Silltalstörung und das Tonvorkommen bei der Stefansbrücke (südlich Innsbruck). - Verh. Geol. B.-A., 1953, 2, 135-138, 1 tekt. Skizze, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1953): Brief betreffend Schwaz. - Bericht (29.6.1952), maschinschriftl., 4 Blätt., Archiv Geol. B.-A., Lagerstättenarchiv, Innsbruck.
- SCHMIDEGG, O. (1953): Die Erzlagerstätten am Reither Kopf und am Reither Kogel. - Schlern-Schriften, 101 (Jenbacher Buch), 17-25, 1 geol. Karte, Innsbruck.
- SCHMIDEGG, O. (1954): Achsen- und Flächengefüge beiderseits des Silltalbruches zwischen Innsbruck und Matrei. - Tschermaks Min. Petr. Mitt., 3. F., 4, 125-137, 1 Karte, 10 Diagr., Wien (Springer).
- SCHMIDEGG, O. (1954): Aufnahmsbericht 1953, Blatt Feldkirch. - Verh. Geol. B.-A. 1954, 1, 78-79, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1954): Bericht über geologische Aufnahmen 1953 auf Blatt Zell a. Ziller (150) und Krimml (151). - Verh. Geol. B.-A., 1954, 1, 76-77, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1954): Bericht über lagerstättenkundliche Aufnahmen. - Verh. Geol. B.-A., 1954, 1, 79-80, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1955): Zillertaler Alpen, östliches Blatt. - Geol. Manuskriptkarte 1:25 000, col. (Nordteil; unvollständig), Archiv Geol. B.-A. Nr. A 03885, Innsbruck/Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1955): Zum tektonischen Gefüge des Rätikons I (oberes Rellstal und oberes Brandnertal). - Jb. Geol. B.-A., 98, 2, 145-172, 2 Taf., 4 Abb. (eine gefügetektonische Übersichtskarte 1:25 000), Wien
- SCHMIDEGG, O. (1955): Geologische Aufnahmen 1954 auf Blatt Krimml (151). - Verh. Geol. B.-A., 1955, 1, 71-72, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1955): Geologische Aufnahmen in der Venediger Gruppe (Blatt Krimml, 151, und Großglockner, 152). - Verh. Geol. B.-A., 1955, 1, 73-75, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1955): Geologische Aufnahmen 1954 auf Blatt Zell am Ziller (150). - Verh. Geol. B.-A., 1955, 1, 76, Wien.

- SCHMIDEGG, O. (1955): Geologische und gefügektonische Aufnahmen im Rätikon, Blatt Feldkirch (141). - Verh. Geol. B.-A., 1955, 1, 76-77, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1955): Bericht über lagerstättenkundliche und sonstige Arbeiten aus der praktischen Geologie. - Verh. Geol. B.-A., 1955, 1, 77, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1956): Bericht 1955 über Aufnahmen auf Blatt Zell am Ziller (150), Krimml (151) und Matrei i.O. (152). - Verh. Geol. B.-A., 1956, 1, 83-85, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1956): Bericht 1955 über Aufnahmen auf Blatt Feldkirch (141). - Verh. Geol. B.-A., 1956, 1, 85-86, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1956): Bericht 1955 über Aufnahmen auf der Umgebungskarte 1:25 000 von Innsbruck und südlicher Anschlußgebiete. - Verh. Geol. B.-A., 1956, 1, 87, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1956): Arbeiten aus dem Gebiete der praktischen Geologie. - Verh. Geol. B.-A., 1956, 1, 87, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1957): Neues zur Geologie des Brennermesozoikums (Blaserdecke und Serleskamm). - Mitt. Geol. Ges. Wien, 48. R.-v.-Kleberberg-Festschrift, 271-295, 2 Taf., 3 Abb. (mit geolog. Karte Serleskamm und Blaser 1:25 000), Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1957): Geologische Aufnahmen 1956 in der Venediger-Gruppe (Blatt Krimml, 151). - Verh. Geol. B.-A., 1957, 1, 74-75, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1957): Geologische Aufnahmen 1956 im Rätikon (Blatt Feldkirch, 141). - Verh. Geol. B.-A., 1957, 1, 75-76, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1957): Geologische Aufnahmen 1956 auf der Umgebungskarte von Innsbruck 1:25 000. - Verh. Geol. B.-A., 1957, 1, 76-77, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1957): Arbeiten 1956 auf dem Gebiete der praktischen Geologie. - Verh. Geol. B.-A., 1957, 1, 110, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1958): Geologische Aufnahme und Voraussage beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). - Geologie und Bauwesen, 24, 1, 22-29, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1958): Geologische Aufnahmen 1957 auf Blatt Krimml (151) und Zell a. Ziller (150). - Verh. Geol. B.-A., 1958, 3, 259-260, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1958): Geologische Aufnahmen 1957 auf Blatt St. Jakob im Deferegggen (171). - Verh. Geol. B.-A., 1958, 3, 260-261, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1958): Geologische Aufnahmen 1957 im Rätikon (Blatt Feldkirch, 141). - Verh. Geol. B.-A., 1958, 23, 261-262, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1958): Geologische Aufnahme 1957 für die Umgebungskarte von Innsbruck. - Verh. Geol. B.-A., 1958, 3, 262-263.
- SCHMIDEGG, O. (u, 1959): Geologische Aufnahme 152/1, Hohe Fürlegg. - Geol. Manuskriptkarte 1:25 000, col. (Teilkartierung), Archiv Geol. B.-A. Nr. A 00802, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (um 1959): Geologische Aufnahme 152/3, Prägraten. - Geol. Manuskriptkarte 1:25 000, col. (teilweise kartiert). - Archiv Geol. B.-A. Nr. A 00803, Wien.

- SCHMIDEGG, O. (1959): Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). - Jb. Geol. B.-A., 102, 3, 353-406, 2 Textabb., Taf. IX-XIII (Geol. Karte 1:1 000), Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1959): Geologische Aufnahmen 1958 im Rätikon (Blatt Feldkirch, 141). - Verh. Geol. B.-A., 1959, 3, A 80-A 83, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1959): Geologische Aufnahmen 1958 auf Blatt Krimml (151) und Blatt Zell am Ziller (150). - Verh. Geol. B.-A., 1959, 3, A 84, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1959): Geologische Aufnahmen 1958 auf Blatt St. Jakob im Deferegggen (177). - Verh. Geol. B.-A., 1959, 3, A 84, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1959): Geologische Aufnahmen auf der Umgebungskarte von Innsbruck 1:25 000. - Verh. Geol. B.-A., 1959, 3, A 84-A 85, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1960): Geologische Aufnahmen 1959 im Rätikon (Blatt Feldkirch, 141). - Verh. Geol. B.-A., 1960, 3, A 78-A 82, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1960): Geologische Aufnahmen 1959 auf Blatt Krimml (151). - Verh. Geol. B.-A., 1960, 3, A 82, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1960): Geologische Aufnahmen auf der Umgebungskarte von Innsbruck (1:25 000). - Verh. Geol. B.-A., 1960, 3, A 83, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1961-1964): Zur Höhe des Bergwasserspiegels (Druckstollen Kaunertal). - 5 interne Berichte der TIWAG, Archiv der TIWAG, Innsbruck.
- SCHMIDEGG, O. (1961): Geologische Übersicht der Venediger-Gruppe nach dem derzeitigen Stand der Aufnahmen von F. KARL und O. SCHMIDEGG. - Verh. Geol. B.-A., 1961, 1, 35-56, 1 Übersichtskarte 1:100 000, 5 Profile, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1961): Geologische Aufnahmen 1960 im Rätikon (Blatt Feldkirch, 141). - Verh. Geol. B.-A., 1961, 3, A 70-A 73, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1961): Geologische Aufnahmen 1960 für die Umgebungskarte von Innsbruck 1:25 000. - Verh. Geol. B.-A., 1961, 3, A 74, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1961): Geologische Aufnahmen auf Blatt Krimml (151). - Verh. Geol. B.-A., 1961, 3, A 74-A 75, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1962): Geologische Aufnahmen 1961 auf Blatt St. Jakob im Deferegggen (177). - Verh. Geol. B.-A., 1962, 3, A 68-A 69, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1962): Geologische Aufnahmen 1961 auf Blatt Krimml (151) und Zell am Ziller (150). - Verh. Geol. B.-A., 1962, 3, A 69-A 71, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1962): Geologische Aufnahmen 1961 auf Blatt Feldkirch, 141 (Rätikon). - Verh. Geol. B.-A., 1962, 3, A 71-A 72, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1962): Geologische Aufnahmen 1961 für die Umgebungskarte von Innsbruck 1:25 000. - Verh. Geol. B.-A., 1962, 3, A 72, Wien.
- SCHMIDEGG, O. & ZIRKL, E.J. (1963): Uranvererzungen in Südtirol. - Verh. Geol. B.-A., 1963, 1/2, 97-109, 4 Abb., Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1963): Ein tauernmetamorphes Manganvorkommen in der Unteren Schieferhülle des Gerlosgebietes (Tirol). - Der Karinthin, 48, 30-32, Klagenfurt.

- SCHMIDEGG, O. (1963): Geologische Aufnahmen 1962 auf Blatt Zell am Ziller (150) und Krimml (151). - Verh. Geol. B.-A., 1963, 3, A 51-A 53, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1963): Geologische Aufnahmen 1962 für die Umgebungskarte von Innsbruck. - Verh. Geol. B.-A., 1963, 3, A 51-A 53, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1963): Geologische Aufnahmen auf Blatt Feldkirch (141). - Verh. Geol. B.-A., 1963, 3, A 53, Wien.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1964): Hohe Tauern, Großvenedigerbereich. Exkursion I/1. Stoffbestand, Alter und Tektonik der zentralen Granite und der Schieferhüllgesteine im weiteren Bereich des Großvenedigers. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 1, 1-16, 3 Abb., 1 Taf. (geolog. Übersichtskarte d. Venedigergruppe 1:100 000), Wien.
- REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O. (mit Beiträgen von OBERHAUSER, R.) (1964): Rätikon. Exkursion III/1. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 1, 225-242, 2 Taf. (darunter tekton. Übersichtskarte des Rätikon 1:100 000), Wien.
- CLAR, E. & HORNINGER, G. (mit einem Beitrag von SCHMIDEGG, O.): (1964): Hornungsexkursion Baugologie. Exkursion I/6. Geologische Verhältnisse im Bereich des Kaunertalkraftwerkes der Tiroler Wasserkraftwerke AG. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 1, 114-116, 1 geolog. Profil, 1 Karte 1:200 000, Wien.
- CLAR, E. & HORNINGER, G. (mit einem Beitrag von SCHMIDEGG, O.) (1964): Übersichtsexkursion Baugologie. Exkursion I/6. Geologische Verhältnisse im Gerlostal, längs der Straße von Zell am Ziller-Gerlos. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 1, 119-120, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1964): Geologische Aufnahmen 1963 auf der Umgebungskarte von Innsbruck 1:25 000. - Verh. Geol. R.-A., 1964, 3, A 49, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1964): Geologische Aufnahmen 1963 auf Blatt Krimml, 151, und Zell am Ziller, 150. - Verh. Geol. B.-A., 1964, 3, A 46-A 49, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1964): Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. - Verh. Geol. B.-A., 1964, 1, 27-37, 3 Taf. (davon 1 geol. Karte SW, 1:25 000 = Überschiebungsrand der Ötztaler Masse im unteren Silltal), Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1965): Geologische Aufnahmen 1964 auf Blatt Zell am Ziller, 150. - Verh. Geol. B.-A., 1965, 3, A 49-A 51, Wien.
- HEISSEL, W.; OBERHAUSER, R.; REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O. (1965): Geologische Karte des Rätikon, Vorarlberg. - Geol. B.-A., Gebietskarte 1:25 000, aufgen. 1953-1961, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1966): Zur Geologie der Kraftwerksgruppe Untere Sill. - Festschr. Stadtwerke Innsbruck, 21-32, 4 Abb., 1 Karte 1:30 000 (Geol. Karte des unteren Silltales), Innsbruck.
- SCHMIDEGG, O. (1966): Geologische Aufnahmen 1965 auf den Blättern Zell am Ziller (150) und Krimml (151). - Verh. Geol. B.-A., 1966, 3, A 54-A 55, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1966): Geologische Aufnahme St. Jakob im Defereggen. - Geol. Manuskriptkarte 1:50 000, col., 1 Blatt Leg. (Österr. Gebiet ohne Umgeb. Kalkstein), Archiv Geol. B.-A. Nr. A 03905, Wien.

- SCHMIDEGG, O. (1966): Geologische Aufnahme St. Jakob im Deferegggen. - Geol. Manuskriptkarte 1:50 000, col., 1 Blatt Leg. (italien. Anteil und Umgeb. Kalkstein), Archiv Geol. B.-A. Nr. A 03906, Wien.
- SCHMIDEGG, O. & LADURNER, J. (1967): Versuch einer mengenmäßigen Erfassung der ausgeräumten interglazialen Terrassensedimente des Inn-ales und seiner Nebentäler. - Veröff. Tiroler Landesmus. Ferdinandeum, 47, 53-66, Innsbruck.
- HEISSEL, W.; OBERHAUSER, R. & SCHMIDEGG, O. (1967): Geologische Karte des Walgaues, Vorarlberg. - Geol. B.-A., Gebietskarte 1:25 000, Wien.
- JÄGER, K.; KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1969): Rubidium-Strontium-Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit-Granatgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern). - Tschermaks Min. Petr. Mitt., F. 3, 13, 251-272, 2 Abb., Wien (Springer). -
- SCHMIDEGG, O. (1970): Geologische Aufnahmen 1969 auf Blatt Lanersbach, 149, und Zell am Ziller, 150. - Verh. Geol. B.-A., 1970, 5, A 59-A 61, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1972): Kurzbericht über geologische Arbeiten in den nördlichen Zillertaler und Tuxer Alpen. - Nachr. Deutsche Geol. Ges., 5, 124-125, Hannover.
- SCHMIDEGG, O. (1972): Geologische Aufnahmen 1971 auf Blatt Lanersbach (149) und Blatt Zell am Ziller (150). - Verh. Geol. B.-A., 1972, 3, A 69-A 71, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1973): Geologische Aufnahmen 1972 auf Blatt Lanersbach, 149, und Zell am Ziller, 150. - Verh. Geol. B.-A., 1973, 3, A 72-A 73, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1974): Geologische Aufnahmen 1973 auf der Umgebungskarte Innsbruck 1:25 000. - Verh. Geol. B.-A., 1974, 4, A 99-A 102, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (um 1975): Gerlos-Krimml (Geologische Karte der Zillertaler Alpen), Aufnahmen der Jahre 1948-1965, 1969, 1970-1971, 1975. - Geol. Manuskriptkarte 1:25 000, 1 Blatt, col., Archiv Geol. B.-A. Nr. A 03885, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 118, Innsbruck. - Verh. Geol. B.-A., 1975, 1, A 85-A 86, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1975): Berichte 1974 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 148, Brenner, und 175, Sterzing. - Verh. Geol. B.-A., 1975, 1, A 92, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1975): Berichte über geologische Aufnahmen auf den Blättern 149, Lanersbach, und 150, Zell am See. - Verh. Geol. B.-A., 1975, 1, A 96-A 97, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Alt-kristallin und Mesozoikum auf den Blättern 147, Axams, und 148, Brenner. - Verh. Geol. B.-A., 1976, 1, A 144-A 146, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf den Blättern 149, Lanersbach, und 150, Zell am Ziller. - Verh. Geol. B.-A., 1976, 1, A 147-A 148, Wien.

- SCHMIDEGG, O. (1977): Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im Mesozoikum auf den Blättern 117, Zirl, und 118, Innsbruck. - Verh. Geol. B.-A., 1977, 1, A 102-A 104, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1977): Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im Alt-kristallin und Mesozoikum auf den Blättern 147, Axams, und 148, Brenner. - Verh. Geol. B.-A., 1977, 1, A 127-A 129, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1979): Bericht 1977 über Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen für die Umgebungskarte Innsbruck 1:25 000. - Verh. Geol. B.-A., 1978, 1, A 104-A 105, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1979): Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im Alt-kristallin und Mesozoikum der Kalkkögel für die Umgebungskarte Innsbruck 1:25 000. - Verh. Geol. B.-A., 1978, 1, A 116-A 118, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1979): Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit für die Umgebungskarte Innsbruck 1:25 000. - Verh. Geol. B.-A., 1978, 1, A 121, Wien.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1979): Krimml. - Geologische Karte der Republik Österreich, OK 151, 1:50 000, Nebenkarten (Tektonische Übersicht; und Verteilung der Arbeitsgebiete), 1:400 000, Wien.
- RUTTNER, A.; FELKEL, E. & SCHMIDEGG, O. (1980): Bruno SANDER zum Gedenken. - Verh. Geol. B.-A., 1980, 2, 7-23, mit Porträt und Bibliographie, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1981): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im Bereich des Innsbrucker Quarzphyllites auf Blatt 148, Brenner (für die Umgebungskarte Innsbruck 1:25 000). - Verh. Geol. B.-A., 1979, 1, A 133-A 136, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1983): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit und dem aufliegenden Diluvium für die Umgebungskarte Innsbruck 1:25 000. - Verh. Geol. B.-A., 1980, 1, A 107-A 109, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1983): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im Quartär und in der Trias für die Umgebungskarte Innsbruck 1:25 000 auf Blatt 118, Innsbruck (Nachtrag). - Verh. Geol. B.-A., 1980, 1, A 83, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1983): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Diluvium und in der Trias für die Umgebungskarte Innsbruck 1:25 000, auf Blatt 118, Innsbruck. - Verh. Geol. B.-A., 1980, 1, A 83-A 85, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1984): Bericht 1980 über geologische Aufnahmen im Diluvium und in der Trias für die Umgebungskarte Innsbruck 1:25 000, auf Blatt 118, Innsbruck. - Verh. Geol. B.-A., 1981, 1, A 137-A 138, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1984). Bericht 1980 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit und dem aufliegenden Diluvium für die Umgebungskarte Innsbruck. - Verh. Geol. B.-A., 1981, 1, A 138-A 141, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1984): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen im Bereich des Innsbrucker Quarzphyllit und im Bereich der Terrassenablagerung des Wipptales auf Blatt 148, Brenner (für die Umgebungskarte Innsbruck 1:25 000). - Verh. Geol. B.-A., 1982, 1, A 104-A 107, Wien.

Werkeverzeichnis SCHMIDEGG, O.; zusammengestellt von HAUSER, Ch.

Zeitliche und stoffliche Gliederung der Erzvorkommen im Innsbrucker Quarzphyllit

von J.G. Haditsch und H. Mostler*)

Zusammenfassung

Der Innsbrucker Quarzphyllit (Unterostalpin) wurde erstmals anhand von 15 Profilen einer detaillierten Seriengliederung unterzogen, die eine Dreigliederung ermöglichte: Die Liegendeinheit, hauptsächlich dem Ordovizium zuordenbar, setzt sich neben monotonen Quarzphylliten aus Grünschiefern (Prasiniten) zusammen, die im Hangenden von sauren Vulkaniten (Porphyroiden) abgelöst werden. Darüber folgt eine Einheit mit Kalk- und Dolomitmar- moren, Serizitquarziten und Serizit-Chlorit-Schiefern, vor allem silurischen Alters, die von einer aus Schwarzschiefern, Kieselschiefern, und Dolomit/ Magnesit zusammengesetzten Serie, die dem oberen Silur bis Mitteldevon zugerechnet werden kann, aufgebaut wird.

Die drei genannten Serien weisen spezifische Mineralisationen auf:

- a) Die liegende Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie zeigt mit hauptsächlich Antimonit, daneben noch Kupferkies, Arsenkies, Pyrit, Magnetkies, Fahlerz, Zinkblende und Calcit, Ferrodolomit und Siderit als Lagerarten eine deutliche Sb-Vormacht;
- b) die mittlere Karbonat-Serizitphyllit-Serie mit Arsenkies, Magnetkies und Pyrit als Hauptmineralen und in geringen Mengen Kupferkies, Markasit, Antimonit, Fahlerz, Bleiglanz, Zinkblende, Ullmannit und Gold eine As-Betonung, wogegen
- c) die hangende Schwarzschiefer-Karbonat-Serie durch eine Scheelitführung gekennzeichnet ist.

Ein Vergleich mit den Mineralisationen in der im Gesteinsaufbau ähnlichen Grauwackenzone (Oberostalpin) zeigt grundsätzliche Unterschiede: Im stratigraphisch Ältesten (Ordoviz) werden alle Mineralisationen vom geosynklinalen Magmatismus kontrolliert, so im Beckenbereich die Fe-Cu-Zn-(Pb-, Au-) Vererzungen, die dem Zyperntypus vergleichbar sind, und auf

*) Anschriften der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. Johann Georg Haditsch, Mariatroster Straße 193, A-8043 Graz; Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck

den Schwellen die Eisenlagerstätten vom Typus Lahn-Dill. Im Silur gibt es im Becken Kieslager in Schwarzschiefern und randlich, vorwiegend gebunden an eine karbonatische Fazies, Cu-Mineralisationen mit erhöhten Ni- und Co-Gehalten. Das Devon der Grauwackenzone zeigt keine Spur einer W-Vererzung, hingegen ist es nur der Träger einer epigenetischen Fahlerzmineralisation.

Summary

The Innsbruck Quartzphyllite (Lower Austroalpine Unit) has been subdivided into three series, based on investigations on 15 sections. The deepest series, mainly belonging to the Ordovician, consists of monotonous quartzphyllites and greenschists (prasinites), which are overlain by acidic volcanites (porphyroids). In the hanging wall limestone and dolomite marbles, sericite quartzites and sericite-chlorite schists, mainly of Silurian age, occur. The uppermost series is composed by black phyllites, layers of chert, dolomite and magnesite, of Upper Silurian to Middle Devonian age.

These three lithological units host specific mineralizations:

- a) The quartzphyllite-greenschist series shows a distinct antimony predominance with stibnite, chalcopyrite, arsenopyrite, pyrite, pyrrhotite, fahlore, sphalerite, and calcite, ferrodolomite, and siderite as gangue minerals,
- b) the carbonate-sericite phyllite series shows an enrichment of arsenic with arsenopyrite, pyrrhotite, and pyrite as main minerals, and chalcopyrite, marcasite, stibnite, fahlore, galena, sphalerite, ullmannite, and native gold,
- c) the black phyllite-carbonate series hosts a tungsten mineralization.

Between the Grauwackenzone (Upper Austroalpine Unit), which is lithologically similar to the Innsbruck Quartzphyllite, and these mineralizations distinct differences are existing: In the Ordovician of the Grauwackenzone all mineralizations are controlled by the geosyncline magmatism, i.e. the Fe-Cu-Zn(Pb-Au)-metallizations in the basin facies, similar to the Cyprus type deposits, and the iron deposits of Lahn-Dill type on the ridges. In the Silurian kieslager occur within black schists in the basin, whereas copper mineralizations with elevated Ni and Co randomly appear, these mainly bound to a carbonate facies. The Devonian of the Grauwackenzone has no tungsten metallization, but is only bearing an epigenetic fahlore mineralization.

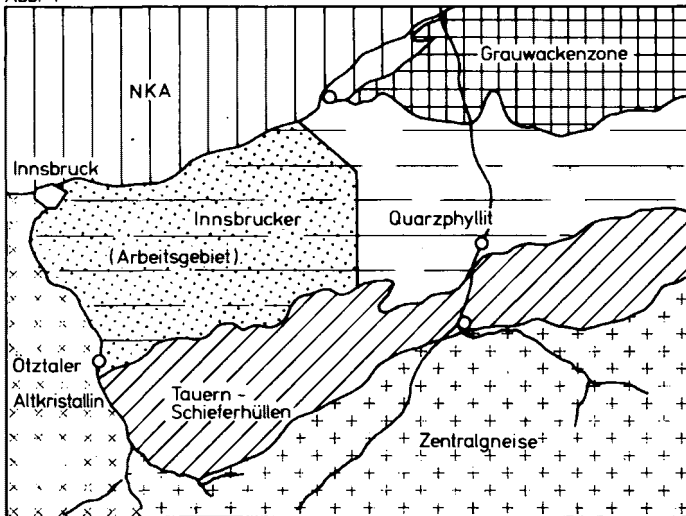
Einleitung und Problemstellung

Wegen der vermeintlichen lithologischen Eintönigkeit wurde der Innsbrucker Quarzphyllit bisher geologisch nur sehr oberflächlich bearbeitet. Dies drückt sich in den geologischen Spezialkarten 1:75 000 Rattenberg bzw. Kitzbühel und Zell am See aus, in denen der Quarzphyllit nur mit einer einzigen Signatur ausgeschieden wurde. Hinsichtlich der Erzmineralisationen gab es zwar, besonders in jüngster Zeit, vereinzelte und auf enge Räume beschränkte Untersuchungen, doch erwies es sich als notwendig, für eine systematische Erfassung der Erzvorkommen zu versuchen, den Quarzphyllit zunächst einer Seriengliederung zu unterziehen. Die ersten Ergebnisse einer derartigen Gliederung, die anhand von 15 Detailprofilen erstellt wurde, sollen im nachstehenden in Verbindung mit der Metallisation gebracht werden.

Die vorliegende Untersuchung fußt zwar auf einem Auftrag der Bundesministerien für Wissenschaft und Forschung sowie für Handel, Gewerbe und Industrie, und der Tiroler Landesregierung zur Erfassung einheimischer mineralischer Rohstoffe, doch wurden die Arbeiten seit der Berichterstattung über die Auftragsforschung (H. MOSTLER, 1979) wesentlich ausgeweitet.

Der behandelte Raum umfaßt das Innsbrucker-Quarzphyllit-Areal zwischen dem Sill- und dem Zillertal (Abb. 1). Ziel der vorliegenden Arbeit

Abb. 1



war es, zunächst alle in dem erwähnten Gebiet auftretenden Erzmineralisationen zu erfassen, zu typisieren, deren Genese zu erklären, um auf diesem Wege die Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Vererzungen abzuklären. Darüber hinaus sollten auch jene metallogenetischen Konzepte, die den unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit miteinbeziehen, kritisch überprüft werden. Schließlich war es auch ein Anliegen, die hier auftretenden Mineralisationen mit lithologisch ähnlich aufgebauten, aber anderen tektonischen Stockwerken zugehörigen zu vergleichen. Dieser Vergleich sollte auch dazu dienen, gegebenenfalls eine Kontrolle der Lagerstättenbildung durch überregionale metallogenetische Ereignisse nachzuweisen.

1) Tektonische Übersicht

Der Innsbrucker Quarzphyllit ist ein eigenständig tektonisches Element, das im Gegensatz zu vielfach geäußerten Meinungen nicht progressiv, sondern innerhalb der Grünschieferfazies retrograd metamorph ist. Inwieweit sich auch in dieser Abfolge Gesteine finden, die ursprünglich der Amphibolitfazies angehört haben, läßt sich zur Zeit noch nicht sagen. Sollte es sich jedoch bestätigen, daß Teile des Innsbrucker Quarzphyllits bis in die Amphibolitfazies aufgestiegen sind, dann müßten auch die bisher dem Mittelostalpin zugeordneten Gesteine der Patscherkofel- und Glungezerzone dem Unterostalpin zugerechnet werden.

Die drei später noch eingehender zu behandelnden Gesteinsserien liegen, soweit sie bisher untersucht sind, auf jeden Fall invers. Abgesehen von örtlich intensiven Verfaltungen ist der Innsbrucker Quarzphyllit flachwellig verformt und fällt im untersuchten Gebiet generell nach Norden ein. Das ENE-WSW-Streichen wird von gleich orientierten B-Achsen kontrolliert, die um die Horizontale pendeln bzw. flach gegen W abtauchen. Die kompetenten Gesteine, wie Prasinite, Kalk- und Dolomitmarmore sowie quarzitisches Gesteine, sind sehr oft als B-Tektonite in die stark teilbeweglichen phyllitischen Gesteine eingewickelt.

Als geologisch wirksame tektonische Elemente treten vor allem die bc-Flächen auf, deren Sprunghöhen allerdings 100 m kaum überschreiten dürfen. Da sowohl die ac-Flächen als auch die bc-Flächen auch von einer nach-eiszeitlichen Tektonik genutzt werden, ist es oft schwierig, die alte Bruch- von der jungen Hangtektonik auseinanderzuhalten.

Im Luftbild überwiegen NNE-SSW-Flächen und Flächenscharen um WNW-ESE, die jedoch geologisch kaum oder nicht wirksam sind, wogegen die geologisch bedeutsamen Flächen zurücktreten.

2) Versuch einer lithostratigraphischen Gliederung

Der Innsbrucker Quarzphyllit läßt sich zwanglos in drei Serien aufgliedern (siehe auch Abb. 11):

Schwarzschiefer-Karbonat-Serie (vorwiegend devonischen Alters)

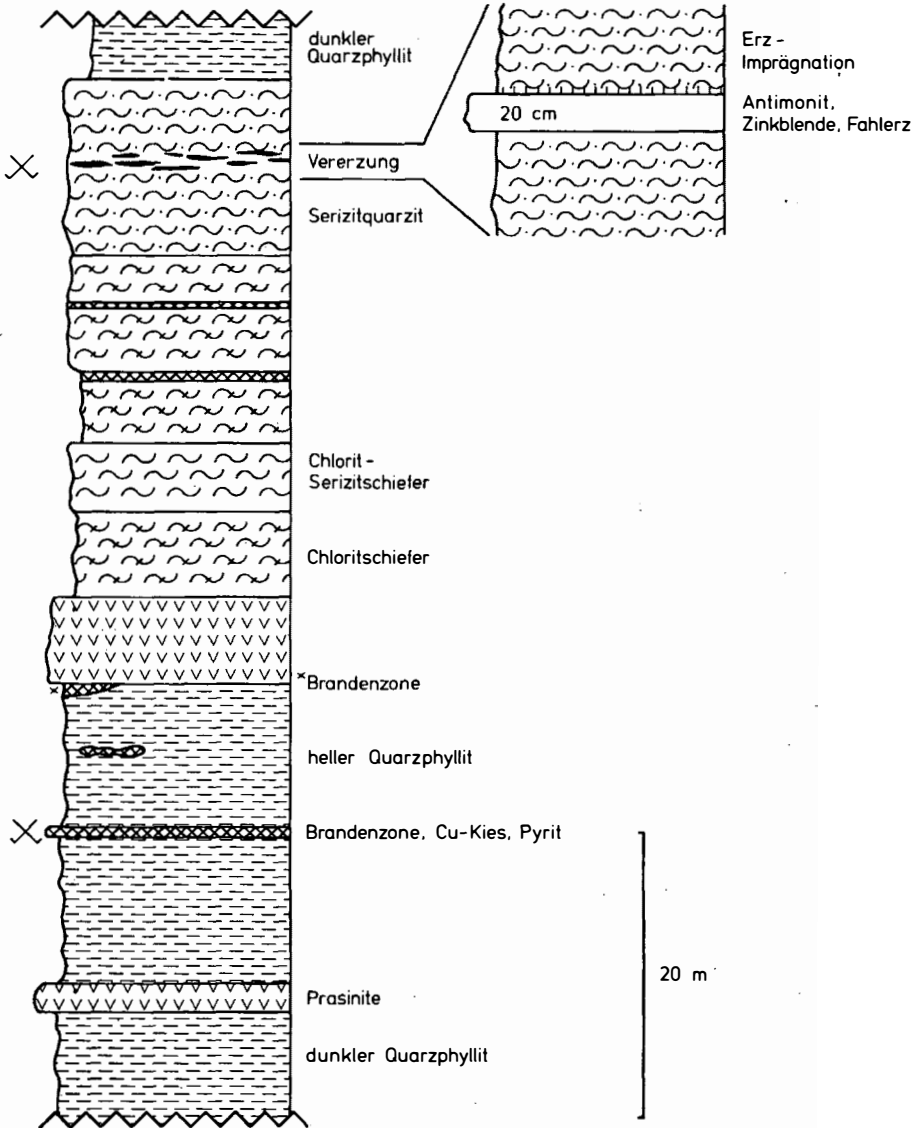
Karbonat-Serizitphyllit-Serie ("Silur")

Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie ("Ordovizium")

Die nähere Umgebung der Vererzungen wurde in Säulenprofilen erfaßt, die im nachstehenden auszugsweise wiedergegeben werden sollen.

PROFIL: WATTENER HIMMELREICH

Abb. 2



Profil Wattener-Himmelreich (Abb. 2)

Das Profil liegt ausschließlich im Bereich der Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie. Über dunkelgrauem Quarzphyllit (nicht zu verwechseln mit den Schwarzphylliten der stratigraphisch höchsten Serie) treten Prasinite auf, die Pyrit mit wenig Kupfererzmineralen führen (Kupferkies konnte hier nur in Rissen von Pyrit festgestellt werden).

Auch die darüber einsetzenden typischen (hellen) Quarzphyllite führen im höheren Teil etwas Pyrit und Kupferkies. Darauf folgen massige, 4-5 m mächtige Prasinite, die im Vergleich zu anderen sehr arm an Kiesen sind.

Darüber liegt eine Sequenz von Chlorit- und Chlorit-Serizit-Schiefern, die im Gegensatz zu den eigentlichen Quarzphylliten, die infolge ihres höheren Quarzknauergehalts kompakter wirken, ein ausgeprägtes Schieferungsgefüge aufweisen. Diese Folge schließt im Hangenden mit Serizitquarziten ab, in denen eine reiche Antimonvererzung mit nicht unwesentlichen Gehalten an Zinkblende und Fahlerz auftritt. Im Hangenden dieser Vererzung konnte noch eine Sulfidimprägation nachgewiesen werden.

Profil Tulfes-Dannerbauer (Abb. 3)

Der basale Teil mit einer relativ starken Antimonitvererzung innerhalb der typischen Quarzphyllite ist der Grünschiefer-Quarzphyllit-Serie zuzuordnen. Die nächsthöhere Serie setzt unvermittelt mit einer mächtigen Karbonatlage ein. Diese ist teilweise als ein metasomatisch stark veränderter dolomitischer Kalkmarmor ausgebildet, teilweise auch als Eisendolomit. Andere eisenreiche Magnesiumkarbonatgesteine (mit Mesitinspat, Sideroplesit usw.) finden sich im Hangenden.

Die lithostratigraphische Position dieser Fe- und Mg-reichen Karbonatlagen entspricht ungefähr den von O. SCHULZ (1977) aus der Lagerstätte Eisenkar im Mölstal beschriebenen.

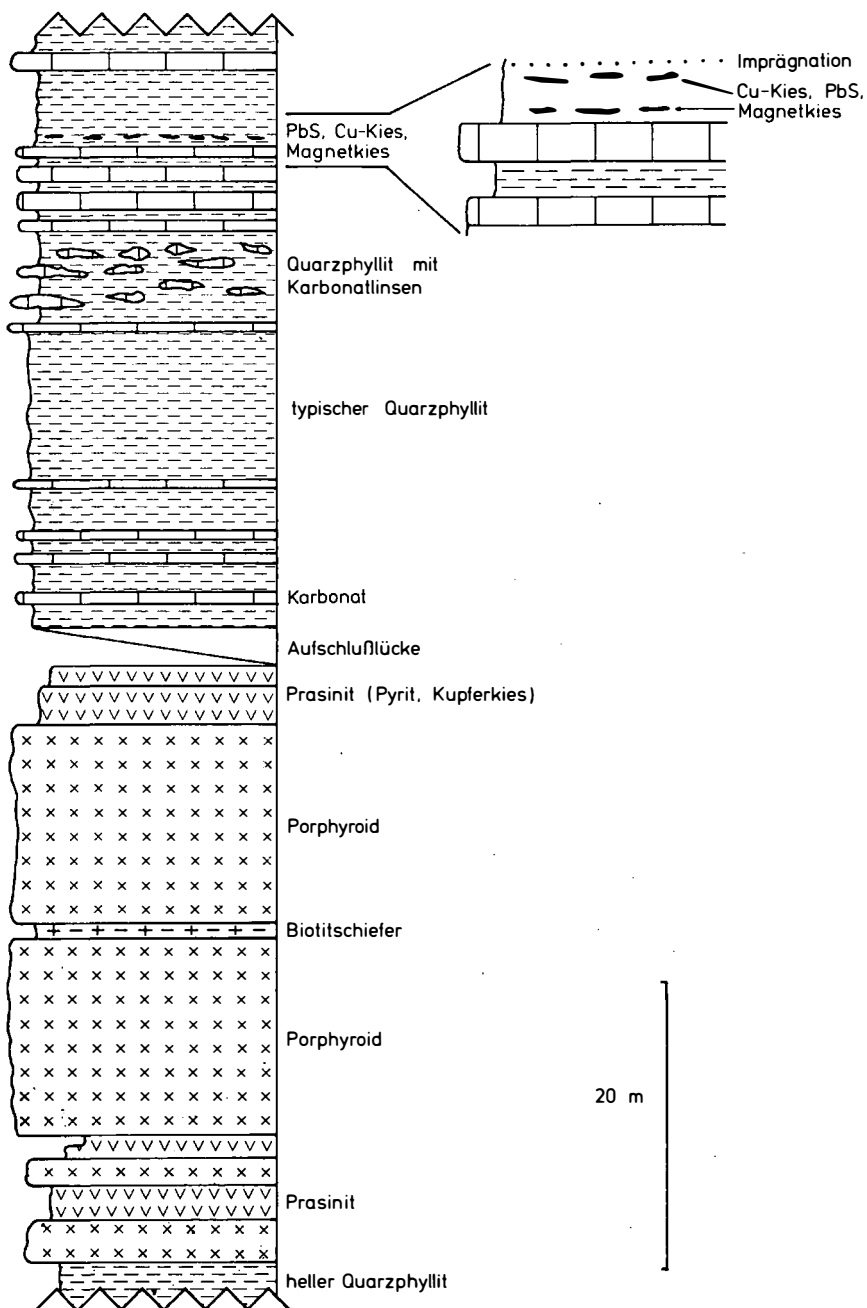
Eisenkarbonate mit unterschiedlichem Mg-Gehalt treten vom Mölstal über das Volder- und Arzetal bis ins Wipptal hinein auf.

Profil Sillschlucht (Abb. 4)

In der Sillschlucht ist nur der Hangendanteil der Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie aufgeschlossen. Über geringmächtigen hellen Quarzphylliten treten zunächst stark verschieferte Porphyroide auf, die von geringmächtigen Prasiniten überlagert werden. Darüber folgen wiederum Porphyroide, die allerdings von einer Biotitschieferlage unterbrochen werden.

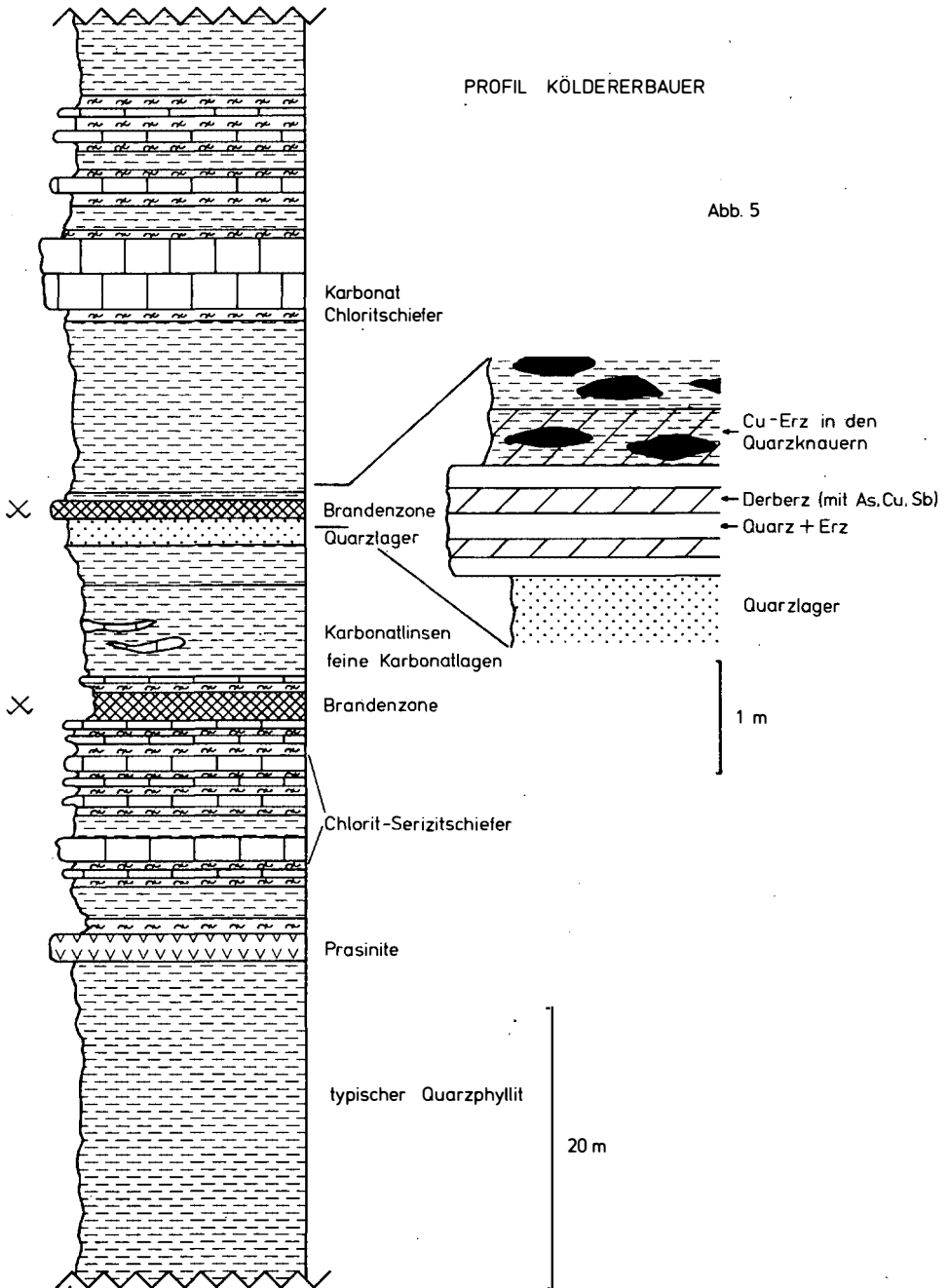
Diese magmatische Folge wird im Hangenden von einem mehrere Meter mächtigen pyritreichen Prasinit abgeschlossen, der abrupt über den Porphyroiden einsetzt.

Über einer Aufschlußlücke von rund 2 m baut sich eine Schichtfolge auf, die zur Karbonat-Serizitphyllit-Serie überleitet. Bedingt dadurch, daß geringmächtige Karbonateinschaltungen bereits im Hangendabschnitt der Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie auftreten, ist örtlich eine scharfe Abgrenzung gegenüber der Karbonat-Serizitphyllit-Serie nicht möglich. Ein Beispiel stellt das vorhin genannte Profil der Sillschlucht in seinem Hangendteil dar. Hier sind in typische Quarzphyllite zuunterst noch vereinzelt, im höheren Teil jedoch schon häufig Karbonatlagen eingeschaltet. Es handelt



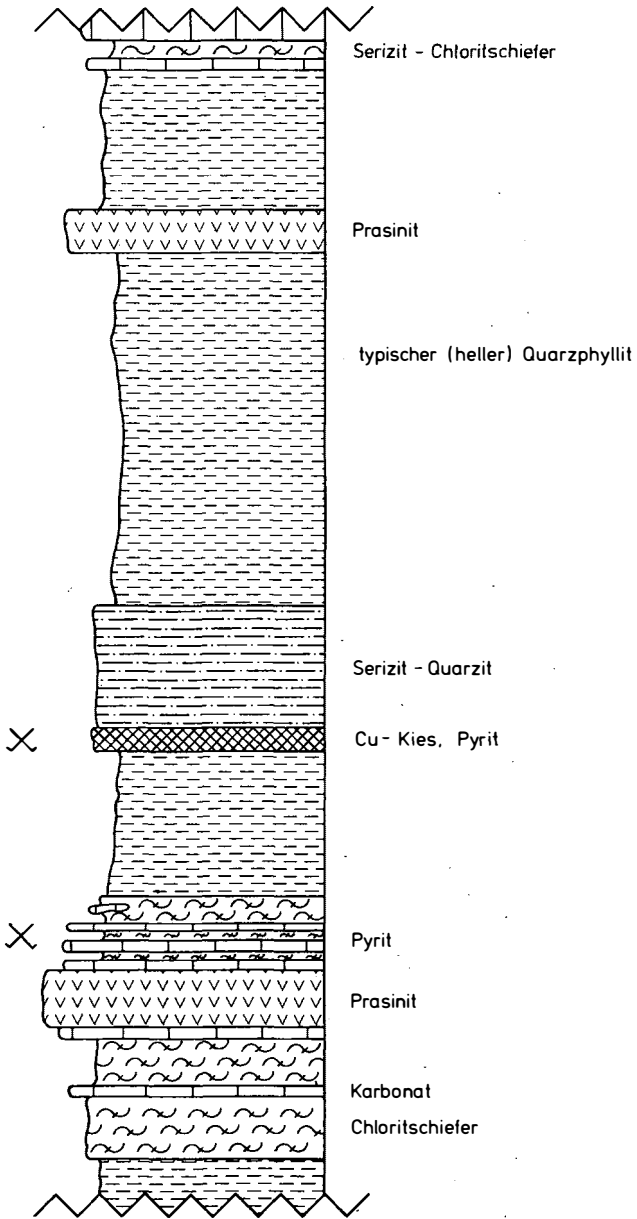
PROFIL KÖLDERERBAUER

Abb. 5



PROFIL: RAUM TULFES-HEISSANGER

Abb. 6



sich bei diesen ausschließlich um Kalkmarmore, in denen eine Kupferkies-Magnetkies-Vererzung mit etwas Bleiglanz auftritt.

Profil Köldererbauer (Abb. 5)

Im Gegensatz zum gerade erwähnten unscharfen Übergang setzt in diesem Profil über eintönig ausgebildeten Quarzphylliten mit einer eingeschalteten massigen Prasinitlage abrupt die Karbonat-Serizitphyllit-Serie mit einer Wechsellagerung von Kalken und Chlorit-Serizit-Schiefern ein, die im Hangenden eine Brandzone führen. Darüber tritt über einem geringmächtigen Quarzlager eine arsenbetonte Vererzung auf, die im Hangenden von Kupfererzen begleitet wird. Hierauf setzt wiederum eine analog zum Liegenden ausgebildete Wechselfolge ein, die von einer Quarzphyllitsequenz abgeschlossen wird.

Profil Tulfes-Heißanger (Abb. 6)

Im liegendsten Bereich dieses Profils, der der Karbonat-Serizitphyllit-Serie zuzuordnen ist, treten detritär stark verunreinigte Karbonatlagen auf. Die stärker-sandige Zufuhr äußert sich durch die Einschaltung von Serizitquarziten. Auffallend sind auch zwei Prasinitkörper, die generell die obere Hälfte dieser Serie kennzeichnen. Die Vererzungen führen hauptsächlich Kupferkies und Pyrit.

Profil Volderer Wildbad (Abb. 7)

Diese Schichtsäule setzt unmittelbar die Abfolge vom Köldererbauer fort. Über einer Wechsellagerung der Karbonatgesteine mit den Chlorit-Serizit-Schiefern treten mächtige typische Quarzphyllite auf, die sehr gut die Faziesdifferenzierung innerhalb der mittleren Serie des Innsbrucker Quarzphyllits widerspiegeln. In den hellen Quarzphylliten setzt auch die stärkste, ober-tags weit verfolgbare Vererzung dieses Raumes mit Arsenkies und Gold auf (Antoniusstollen).

Profil Wattental-Sagwirt (Abb. 8)

Über etwa 80 m mächtigen Dolomitmarmoren, die seinerzeit auch als Bausteine hereingewonnen wurden und in deren hangendstem Bereich bereits eine lagenkonkordante Antimonit-Pyrit-Kupferkies-Vererzung auftritt, setzen normale, eintönig entwickelte Quarzphyllite ein. Sie sind im Liegenden von mehreren Brandzonen durchsetzt. Darüber folgen rund 40 m mächtige Quarzphyllite.

Profil Ampaß (Abb. 9)

Aus einer Quarzphyllitserie mit geringmächtigen Einschaltungen von Karbonatlagen entwickelt sich zunächst ein Karbonatgesteinskomplex aus gebänderten, graublauen, mittel- bis grobkörnigen Kalkmarmoren, der nach oben hin in reinweiße Kalk- bis Dolomitmarmore überleitet. Im höheren Teil dieser Marmorfolge wurde eine 20 cm mächtige Vererzung mit vorwiegend Bleiglanz und etwas Zinkblende entdeckt.

Die über den genannten Marmoren auftretenden Quarzphyllite sind durch eine Brandzone gekennzeichnet, die im Grenzbereich zwischen den Marmoren und dem Quarzphyllit eine Vererzung mit Arsenkies, Zinkblende und Bleiglanz führt. Eine weitere Mineralisation mit Magnetkies, Kupferkies und Pyrit tritt darüber, d.h. in den brandigen Quarzphylliten, auf.

PROFIL: VOLDERER
WILDBAD

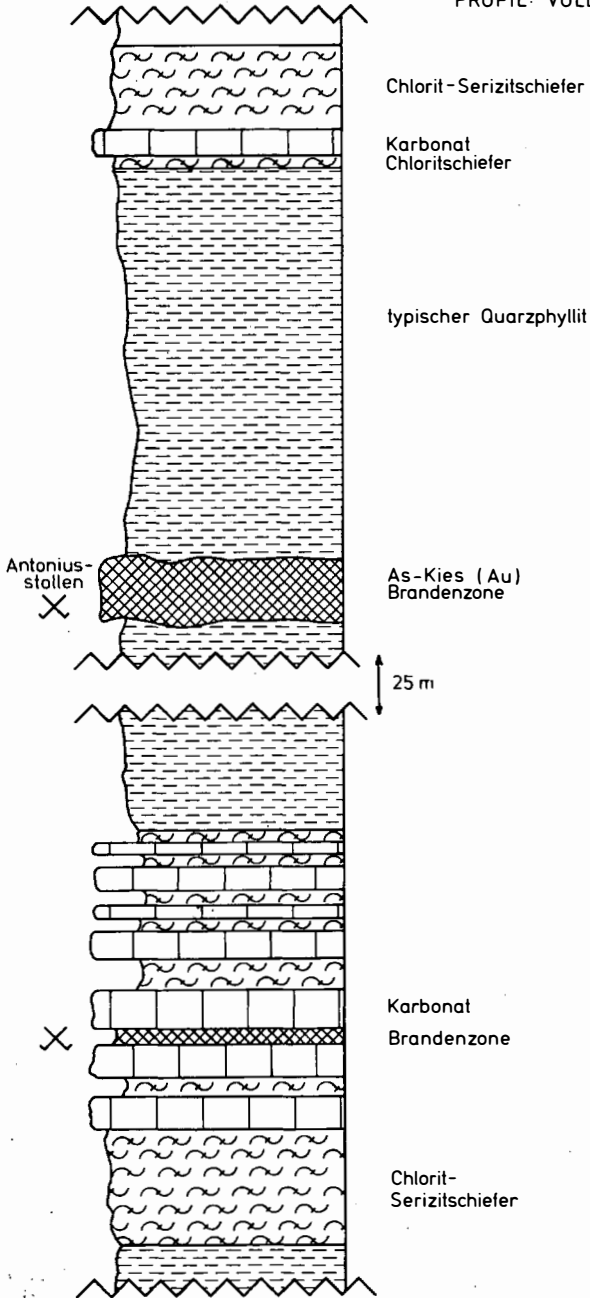
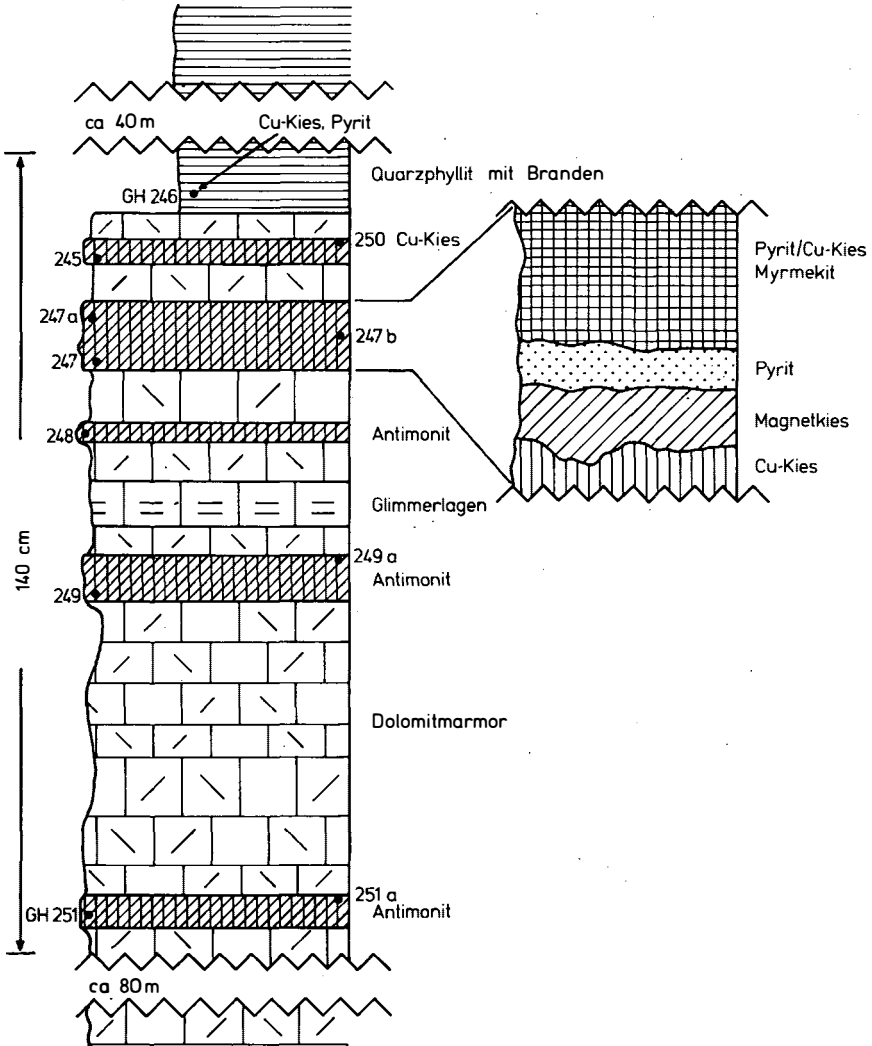


Abb. 7

VERERZUNG: WATTENTAL (SAGWIRT)

Abb. 8



Die Hangendserie des Innsbrucker Quarzphyllits (Schwarzschiefer-Karbonat-Serie) setzt sich aus einer alternierenden Folge von meist dunklen Karbonatgesteinen und dunkelgrauen bis schwarzen Schiefen, die örtlich reich an Kieselschiefer einschaltungen sind, zusammen (z.B. Hennensteigen an der Basis der Tarntaler Serie). Im Zusammenhang mit dieser Studie ist aber nur der vererzte Anteil dieser Abfolge von Belang. Darüber informieren die beiden folgenden Profile.

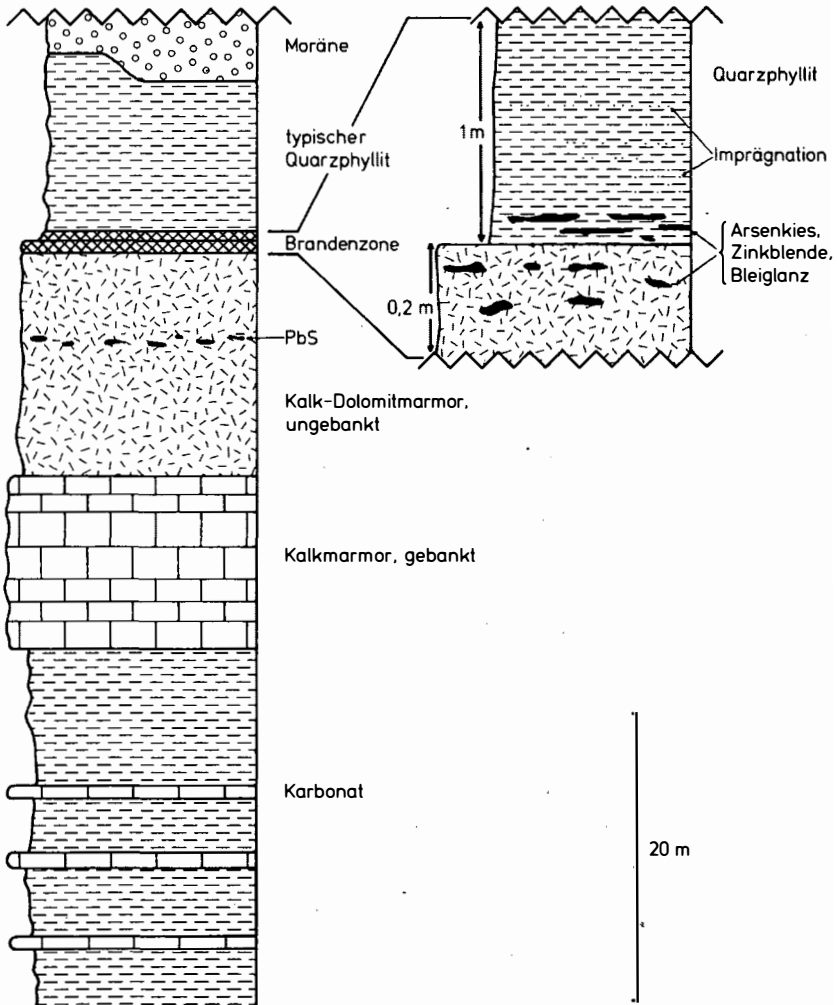
Profile Tux und Klammalm (Abb. 10)

Über einer Folge von typischen (hellen) Quarzphylliten, denen selten auch Prasinite eingeschaltet sind, setzen Schwarzschiefer mit einer schieferungsgebundenen Scheelitführung ein. Im Profil Tux folgen darüber mächtige Dolomit-Magnesit-Körper mit stark absetziger Scheelitführung. Diese wurde in der Vergangenheit bergmännisch bebaut. Im Profil Klammalm liegen über den Schwarzschiefern dunkle Kalke mit mobilisiertem Scheelit in saiger stehenden Klüften. In der weiteren Folge alternieren Schwarzschiefer und die oben erwähnten dunklen Kalke, die örtlich in Eisendolomite umgewandelt wurden. Diese führen Scheelitlager (frdl. Mitteilung von Dr. H. NEINAVIAIE), die dem Vererzungstypus in der Lagerstätte Tux entsprechen.

Zusammenfassend ergibt sich über die Innsbrucker Quarzphyllitabfolge das in der Abb. 11 dargestellte Bild: Während die Liegendserie kaum eine Faziesdifferenzierung aufweist, ist eine solche in den beiden hangenden Serien augenfällig. Die Karbonat-Serizitphyllit-Serie läßt sich in drei Teilfaziesbereiche aufgliedern, deren einer im wesentlichen auf Karbonatgesteinen aufgebaut ist, denen eine tonige und eine sandige Fazies gegenüberstehen. In der Schwarzschiefer-Karbonatserie läßt sich eine Beckenfazies, bestehend aus kieselschieferführenden Schwarzschiefern, und eine Karbonatplattformentwicklung unterscheiden. Ausgehend von der höchsten Serie, die mittels Conodonten in das höchste Silur (siluricus-Zone) und Unter- bis Mitteldevon eingestuft werden konnte (H. MOSTLER, 1973), darf gefolgert werden, daß in ungestörten Abfolgen Teile der nächsttieferen Serie naturgemäß dem Silur zuzurechnen sind. Aufgrund vieler lithologischer Parallelen mit der gut datierten Entwicklung in der Grauwackenzone kann die Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie zum größten Teil dem Ordoviz zugeordnet werden. Als besondere stratigraphische Marke sind die Porphyroide hervorzuheben, die ein überregionales magmatisches Ereignis im höheren Ordoviz darstellen. Ungestörte Profile, wie z.B. das der Siltschlucht, lassen aus diesem Grund die tieferen Teile der Karbonat-Serizitphyllit-Serie als bereits dem Silur angehörend annehmen.

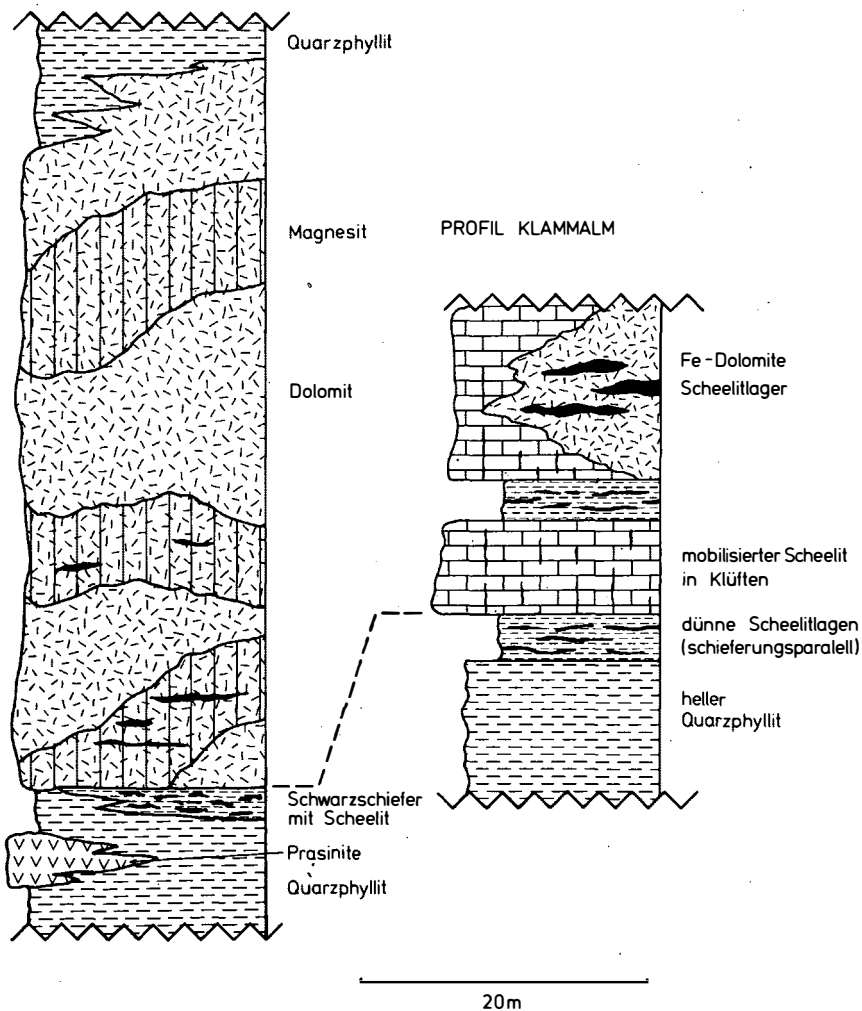
PROFIL: AMPASS

Abb. 9



PROFIL: SCHEELIT - MAGNESITLAGERSTÄTTE TUX

Abb. 10



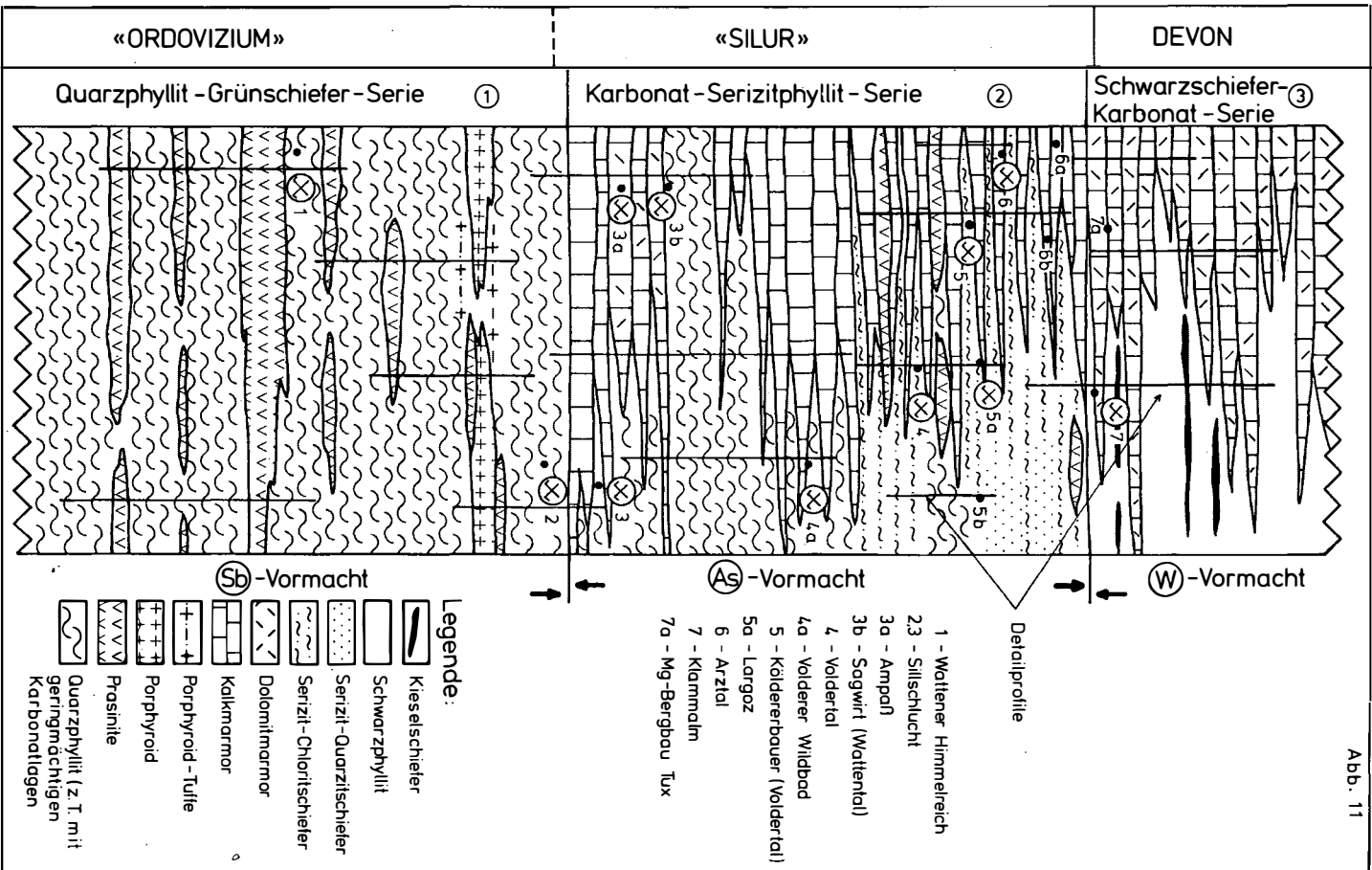


Abb. 11

3) Beschreibung der Vererzung

Obwohl in der Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie aufgrund von Angaben im Schrifttum mehrere Erzvorkommen bekannt sind, war es wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse und wegen des fortgeschrittenen Abbaus in den Steinbrüchen (Ampaß) nicht möglich, alle zu erfassen. Deshalb können im nachstehenden nur wenige bedeutendere Vererzungen behandelt werden.

Die Vererzung von Tulfes-Dannerbauer, die nur untertägig verfolgt werden konnte, liegt in hellen Quarzphylliten (siehe Abb. 3). Sie besteht hauptsächlich aus Antimonit, untergeordnet auch aus Kupferkies, schwach anisotropem Pyrit, Magnetkies, Arsenkies und Zinkblende. Als Lagerart sind Calcit, Ferrodolomit und Siderit zu nennen. Wegen seiner Bedeutung sei hier nur der Antimonit kurz besprochen, der einerseits als feinste Durchstäubung in der karbonatischen Lagerart auftritt, andererseits in größeren Kristallen idioblastisch im Karbonat, oder dieses entlang der Korngrenzen und Spaltrisse verdrängend (Taf. 1, Fig. 1-3). Zum Teil wird der Antimonit auch längs jüngerer Rupturen mobilisiert, wobei in diesen Fällen die Umgebung derartiger Risse deutlich an Antimonit verarmt.

Aufgrund der mikroskopischen Analyse ergibt sich das folgende Bild der Mineralisationsabfolge:

Auf eine Pyrit + (Arsenkies +) Quarz-Phase folgt eine Karbonat (= Siderit) + Antimonit-Phase, darauf eine Karbonat (= Ferrodolomit) + Antimonit + Kupferkies + Zinkblende-Phase. Den Abschluß bildet eine Kupferkies-Magnetkies-Calcit-Paragenese.

Im Wattener Himmelreich tritt die Vererzung in Serizitquarziten auf (Abb. 2). In ihrer Mitte gibt es ein 20 cm mächtiges Derberz, hauptsächlich aus Antimonit, Zinkblende und Pyrit, daneben auch aus Fahlerz und Kupferkies bestehend. Hangend zum Derberz tritt eine stärker imprägnierte Zone auf.

Das Derberz zeigt eine Abfolge, beginnend mit einer Zinkblende mit feinsten Kupferkiesmischungströpfchen, der eine reine Zinkblende, Kupferkies und etwas Fahlerz folgen (Taf. 2, Fig. 1). Die älteste Mineralisation stellt wahrscheinlich ein reliktsch erhaltener Pyrit dar, der örtlich das alte Gefüge abzubilden scheint (Taf. 2, Fig. 2). Diese Phase wird von einer jüngeren mit Zinkblende, Antimonit, Kupferkies und Bleiglanz überholt (Taf. 1, Fig. 4-6; Taf. 2, Fig. 3, 4). Eine hierauf folgende tektonische Durchbewegung führte zur Bildung eines Antimonitschweifs (Taf. 2, Fig. 2).

Die Vererzung beim Köldererbauer tritt in typischen Quarzphylliten der Karbonat-Serizitphyllit-Serie über einem etwa 1 m mächtigen Quarzlager auf (Abb. 5). Die Hauptminerale sind Arsenkies, Magnetkies und Pyrit. Daneben können hier noch Kupferkies, Markasit und sehr wenig Antimonit erwähnt werden.

Die Abfolge beginnt mit Magnetkies und Arsenkies (Taf. 2, Fig. 5, 6; Taf. 3, Fig. 1-3; Taf. 4, Fig. 1). Der Arsenkies bildet Lagen (z.B. Taf. 3, Fig. 1), enthält oft Magnetkieseinschlüsse (z.B. Taf. 2, Fig. 5) und ist zonar ausgebildet (Taf. 4, Fig. 1). Eine Besonderheit stellen hohle Arsenkieskristalle dar, die zumindest zum Teil einerseits auf die Verwitterung von Magnetkieseinschlüssen oder auf deren Verdrängung durch Quarz zurückgehen. Die elektronenstrahlmikroanalytischen Untersuchungen an derartigen Arsenkiesen zeigen die Fig. 1-3 der Taf. 11.

Die nächste Mineralisationsphase brachte zonare Pyrite, Markasit und etwas Antimonit (Taf. 3, Fig. 6; Taf. 4, Fig. 4). Als jüngste Minerale können Kupferkies (Taf. 4, Fig. 3) und Magnetkies (Taf. 4, Fig. 2) die Zwickel füllen oder von Korngrenzen und Spaltrissen aus Karbonatkörner verdrängen. Durch Umsetzung des Magnetkieses entsteht ein feinkörniges Pyritaggregat (Taf. 4, Fig. 5). Die Zonarität der Pyrite ist durch zonar eingelagerte Albite bedingt. Einen Ausschnitt aus einem derartigen Lagenbau zeigen die Fig. 4-7 der Taf. 11.

Die durch den Antoniusstollen aufgeschlossene Lagerstätte am Volderer Wildbad liegt, wie der Einbau beim Köldererbauer, in typischen Quarzphylliten der Karbonat-Serizitphyllit-Serie (Abb. 7). Jüngst wurde durch H. WENGER (1977) eine kurze Beschreibung dieser Lagerstätte gegeben. Daher können wir uns hier im wesentlichen auf neue Erkenntnisse beschränken.

Die primäre Vererzung ist im Antoniusstollen durch Pyrit- und Arsenkieszeilen gegeben (Taf. 4, Fig. 6; Taf. 6, Fig. 1). Der Arsenkies herrscht mit Pyrit (Taf. 5, Fig. 2, 3) und Magnetkies bei weitem vor. An Nebengemengteilen sind Markasit, Kupferkies, Fahlerz und Gold zu erwähnen. Nach der oben erwähnten primären Phase folgen Kupferkies und Magnetkies, denen Markasit (Taf. 5, Fig. 1) und ein zonarer und anisotroper Pyrit (Taf. 6, Fig. 6) nachfolgen. Im weiteren Verlauf der Mineralisation entstehen Magnetkies mit Fahlerz und Kupferkies. Örtlich tritt auch eine myrmekitische Verwachsung von Ullmannit mit Magnetkies auf (Taf. 5, Fig. 4-6). An diesen Magnetkies ist stets auch Gold gebunden (Taf. 6, Fig. 2-5). Magnetkies und Kupferkies kommen stets zusammen mit einem jüngeren Karbonat vor, in dessen Spaltrisse beide Sulfide vordringen (Taf. 7, Fig. 1, 2).

Um die Natur der Myrmekite aufzuklären, wurde eine Untersuchung mit der Elektronenstrahlmikrosonde durchgeführt*). Sie zeigte (Taf. 12, Fig. 1-6) eine enge Verwachsung von Ullmannit und Magnetkies in einer Grundmasse von Magnetkies und Kupferkies. In Fig. 1 der Taf. 12 sind auch noch Quarz und Chlorit zu erkennen. Aufbauend auf diesem ersten Hinweis auf Ullmannit (Taf. 12) wurde eine quantitative Analyse durchgeführt (Analysepunkt: Taf. 11, Fig. 4). Diese ergab:

	Gew.-%	Atom-%
Ni	30.25	36.22
Sb	54.12	31.25
S	12.16	26.67

Bei dem von O. SCHULZ & H. WENGER (1980: 129) als fraglich erwähnten Ullmannit aus der in ähnlicher stratigraphischer Position liegenden Goldlagerstätte Zell am Ziller könnte es sich tatsächlich um einen solchen handeln.

*)Für diese Untersuchung sei an dieser Stelle Herrn Dr. R. TESSADRI (Mineralogisches Institut der Universität Innsbruck) der beste Dank ausgesprochen.

Im Wattental setzt beim Sagwirt im Hangendsten der etwa 80 m mächtigen Kalk-Dolomit-Marmore eine schichtige Vererzung auf (Lage und Umfang der Auffahrungen gehen aus der Arbeit von H. WENGER (1977) hervor). Diese setzt sich aus Pyrit-Antimonit-Lagen in den Dolomitmarmoren und einer jüngeren Pyrit-Kupferkies-Magnetkies-Mineralisation in den darüberliegenden hellen Quarzphylliten zusammen.

Die ältere Vererzung beginnt mit feinkörnigem Pyrit, der von gröberkörnigem gefolgt wird. Dieser ist mit Kupferkies und Antimonit vergesellschaftet. Antimonit und Kupferkies zeigen bereits deutliche Anzeichen einer Mobilisation (Taf. 8, Fig. 1-3, 6).

Jünger als der Antimonit ist eine Phase mit Fahlerz, Kupferkies, Magnetkies und Ullmannit (Taf. 10, Fig. 4), welche einander auch teilweise myrmekitisch durchdringen (Taf. 9, Fig. 1-6). Elementverteilungsanalysen ergaben im wesentlichen eine mikrographische Verwachsung von Ullmannit und Magnetkies. Diese Minerale enthalten feinste Körnchen von Zinkblende und Kupferkies (Taf. 11, Fig. 9-12; Taf. 13, Fig. 1-6). Deutlich von diesen Phasen abgesetzt folgen zwei weitere, die ältere davon mit einem anisotropen Pyrit (Taf. 8, Fig. 4, 5), die jüngere in Form einer Mobilisation von Antimonit (Taf. 10, Fig. 3) und Kupferkies (Taf. 10, Fig. 1, 2).

In der hangenden Vererzung, die unmittelbar über der eben besprochenen einsetzt, beginnt die Mineralisation mit Pyrit (Taf. 7, Fig. 3), Kupferkies und Magnetkies, gefolgt von Kupferkies mit Blattsilikaten (Taf. 7, Fig. 4). Abgeschlossen wird diese Mineralisation mit einem anisotropen Pyrit, Kupferkies und Zinkblende (Taf. 7, Fig. 5, 6).

Im Marmorsteinbruch Ampaß treten innerhalb der ungebankten Kalk-Dolomit-Marmore einige Bleiglanzester auf. Im hangendsten Abschnitt der Marmore, am Übergang zu den hellen Quarzphylliten, gibt es eine Magnetkies-Arsenkies-Kupferkies-Vererzung. In ihr treten untergeordnet auch Markasit, Pyrit, Bleiglanz und Zinkblende auf. Arsenkies und Magnetkies können als die ältesten Erzminerale angesprochen werden. Ihnen folgen Markasit, Pyrit, Kupferkies und Zinkblende (Taf. 10, Fig. 5, 6). Den Abschluß bilden auch hier ein mobilisierter Kupferkies und anisotroper Pyrit sowie Bleiglanz.

Fast allen Erzmineralisationen der drei Serien des Innsbrucker Quarzphyllits ist ein primärer, reliktsch erhaltener Mineralbestand (Pyrit, z.T. Arsenkies und Magnetkies) gemeinsam. Die anderen Erzminerale (und Lagerarten) beweisen durch ihr Gefüge Mobilisationen und Sammelkristallisationen. Derartige Erscheinungen werden allgemein auf Metamorphosen zurückgeführt. Dies, auf die Erzmineralisationen im Innsbrucker Quarzphyllit bezogen, bedeutet Umformungen des mineralischen Stoffbestandes in variszischer und alpidischer Zeit. In den Erzmineralen aufgesproßte Blattsilikate sowie orientiert eingewachsene Albite in den zonaren Pyriten sind Beweise dafür, daß die betreffenden Erzminerale unter den Bedingungen der Grünschieferfazies entstanden sind. Dies steht in völliger Übereinstimmung mit den Ergebnissen von G. HOSCHEK et al. (1980), die für den Innsbrucker Quarzphyllit dieser Gegend die Metamorphose der mittleren Grünschieferfazies nachwiesen.

Aus dem Gesagten kann zwanglos geschlossen werden, daß der lithostratigraphischen Seriengliederung des Innsbrucker Quarzphyllits eine deutliche metallogenetische Abfolge entspricht (Abb. 11), bei der es sich keineswegs nur um eine lokale Erscheinung handelt, sondern die sich hori-

zontbeständig im Streichen auf zumindest 30 km erstreckt:

- a) In der basalen (= Grünschiefer-Quarzphyllit-) Serie tritt eine Sb-betonte Metallisation auf,
- b) die Karbonat-Serizitphyllit-Serie ist durch eine As-Vormacht gekennzeichnet,
- c) die hangende (= Karbonat-Schwarzschiefer-) Serie zeigt fast ausschließlich eine W-Vererzung.

Während zwar Sb-Mineralie auch in der mittleren Serie festgestellt werden können, fällt das völlige Fehlen einer W-Mineralisation in den beiden tieferen Serien auf. Der von R. HÖLL (1975) vom Volderer Wildbad angegebene Scheelit stammt, wie wir feststellen konnten, aus den Schwarzschiefern des Kammereichs zwischen Largo und Hanneburger, d.h. vom Kamm, der das Voldertal vom Wattental trennt. Dies ist auch der Grund für das vergebliche Suchen H. WENGERs (1977) nach Scheelit im Volderer Wildbad. Wolfram ist damit im wesentlichen an devonische Sedimente gebunden, während Antimon und Arsen in ordovizischen und silurischen Abfolgen auftreten. Damit ist eine zeitgleiche Sb-W-Hg-Formation im Sinne von A. MAUCHER (1965) zumindest für den Bereich der Innsbrucker Quarzphyllite nicht haltbar.

4) Vergleich mit anderen Vererzungen der Ostalpen

Die mit der Grauwackenzone ähnlich lithologische Entwicklung legt einen Vergleich der Erzmineralisationen der beiden tektonischen Einheiten nahe. Während im Ordovizium der Grauwackenzone in der Beckenfazies Fe-Cu-Zn-(Pb-Au-)Vererzungen, gebunden an Pillow-Laven von Riffrückensystemen, sowie Kieslager in den Sedimenten darüber, und in den Hochschwellenbereichen Eisenlagerstätten vom Lahn-Dill-Typ bzw. Sideritvorkommen vom Teluc-Ghelar-Typ gebildet wurden (H. MOSTLER, 1981), gibt es im Quarzphyllit zur selben Zeit nur eine monotone Sb-Mineralisation. Während die Vererzungen des Ordoviziums in der Grauwackenzone völlig durch den eugeosynklinalen (basischen) Magmatismus kontrolliert werden, ist eine direkte Bindung der Metallisation des Quarzphyllits an seinen ebenfalls geosynklinalen (basischen) Magmatismus nicht nachzuweisen. Alle ordovizischen Erzvorkommen der Grauwackenzone treten im Liegenden saurer Vulkanite (Porphyroide = Rhyolithe bis Rhyodazite) auf, die aber weder erzbringend noch mobilisierend wirkten. Dies trifft auch für den eher bescheidenen sauren Vulkanismus des Innsbrucker Quarzphyllits zu.

Vielfach wird das gehäufte Auftreten von Titanmineralen, insbesondere von Rutil, in Sedimenten des Innsbrucker Quarzphyllits als Beweis für eine Herkunft dieser Minerale aus basischen Magmatiten angesehen. So deutete z.B. H. WENGER (1980: 182) die Rutilite im Trärgestein der Lagerstätten als aus Ilmeniten hervorgegangen und betrachtete diese Sedimente des Innsbrucker Quarzphyllits als vulkanogen beeinflusst. Demgegenüber muß festgestellt werden, daß Rutil in tonigen Sedimenten häufig auftritt, durch metamorphe Vorgänge leicht konzentriert werden kann und somit in metamorphisierten Gesteinen von der Art der eigentlichen Quarzphyllite a priori zu erwarten ist.

Aufgrund der lateralen Ausdehnung der Erzführung und deren starker Bindung an die ordovizische Grünschiefer-Quarzphyllit-Serie steht eine intra-ordovizische Metallisation außer Zweifel. Eine direkte Verbindung zum örtlichen basischen und sauren Vulkanismus ist nicht belegbar. Trotzdem erscheint angesichts des bedeutenden magmatischen Ereignisses innerhalb des ostalpinen Altpaläozoikums eine Ableitung der erzführenden Lösungen aus Magmatiten möglich.

Im Silur kam es in der Grauwackenzone im Becken zur Bildung von Kieslagern in Schwarzschiefern und randlich (d.h. auf Schwellen) zur Entwicklung von Kupferlagerstätten mit erhöhten Ni- und Co-Gehalten. Im Gegensatz dazu finden sich im Innsbrucker Quarzphyllit arsenbetonte Paragenesen, die teilweise sogar zu einem florierenden Goldbergbau führten (Heinzenberg bei Zell am Ziller; O. SCHULZ & H. WENGER, 1980).

Auch hier ist eine direkte Ableitung der erzbringenden Lösungen aus den örtlich eingeschalteten basischen Vulkaniten nicht beweisbar, wohl aber erscheinen Sb-Vererzungen an Karbonat/Tonschiefer-Grenzen (z.B. beim Sagwirt) aus teilweisen Mobilisationen tieferliegender Metallisationen erklärbar.

Im Devon des Innsbrucker Quarzphyllits (z.T. schon im höchsten Silur) tritt in den Schwarzschiefern eine horizontgebundene Scheelitvererzung auf. Während die Vererzung monomineralisch ist, ist jene in den zwischengeschilderten Karbonatgesteinen infolge Mobilisation polymetallisch. Das Devon der Grauwackenzone führt im Gegensatz dazu, wie überhaupt die gesamte Grauwackenzone, keine Spur einer W-Mineralisation. Dagegen sind Fahlerze recht häufig (z.B. P. GSTREIN, 1979), doch sind diese epigenetischer Natur.

Zusammenfassend ergibt sich somit das Bild einer vom Ordovizium bis ins Devon reichenden Cu-Fe-Vormacht in der Grauwackenzone, der im Innsbrucker Quarzphyllit eine von den Serien kontrollierte Differenzierung der Metallisation (As, Sb, W) gegenübersteht.

R. HÖLL & A. MAUCHER (1976) versuchten die Unterschiede der Metallisation in den einzelnen tektonischen Stockwerken zur Zeit des Ordoviziums durch eine nach Norden einfallende Benioff-Zone zu erklären. Für das Unterostalpin wurden Mo-freie Scheelitvorkommen angegeben, die relativ weit von der Subduktionszone entfernt entstanden sein sollen. Eine Verbindung einer solchen Vererzung mit einer ordovizischen Subduktionszone ist, wie zuvor ausführlich abgehandelt, nicht möglich, da die Scheelite erst im Devon (und höchsten Silur) gebildet wurden. Im übrigen sprechen auch sowohl die magmatische Abfolge (tholeiitische Rückenbasalte) als auch die damit verknüpfte Metallisation (Fe, Cu, Zn) der Grauwackenzone gegen eine Subduktion im Ordovizium.

Wenngleich also die Autoren nicht mit dem Subduktionsmodell bzw. mit der Anordnung der Tröge, wie sie R. HÖLL & A. MAUCHER anführen, übereinstimmen, so tun sie dies doch im Hinblick auf das Alter der W-Mineralisation der Lagerstätte Tux. Allerdings muß hier auch angemerkt werden, daß hinsichtlich des Magnesits der erwähnten Lagerstätte weder in bezug auf das Alter noch bezüglich der genetischen Deutung (über eine Salinarfazies) zugestimmt werden kann.

Als Belege für die syngenetische Bildung der Erzvorkommen im Innsbrucker Quarzphyllit können die ausgedehnte flächige Verbreitung, die Bindung an bestimmte Schichtglieder innerhalb gewisser Serien und schließlich relictisch erhaltene Gefüge angeführt werden. Die variszische und alpidische Metamorphose führten einerseits zu einer Umkristallisation der prämetamorphen Erzschlämme, zu einer Deformation der Kristallite und zu einer teilweisen Mobilisation bestimmter Metalle. Als Beweis für die Erhaltung des prämetamorphen Stoffbestandes wären in den Erzen anzuführen: Biotit, Chlorit, Albit, Epidot, Zoisit, Quarz, Fe- und Mg-Karbonate. Diese Mineralassoziation entspricht völlig dem Mineralbestand des metamorphen Nebengesteins, d.h. des Innsbrucker Quarzphyllits (G. HOSCHEK et al., 1980).

Gewisse Erzminerale, wie z.B. zonar gebaute Pyrite mit eingewachsenen Albiten und Phyllosilikaten, und Erzmyrmekite, wie die beschriebenen, sind ebenso metamorph entstanden.

Literaturverzeichnis

- GSTREIN, P. (1979): Neuerkenntnisse über die Genese der Fahlerzlagerrstätte Schwaz (Tirol). - Mineral. Deposita, 14, 185-194.
- HÖLL, R. & A. MAUCHER (1976): The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. - Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, 1-36.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E.Ch., MOSTLER, H. & J.-M. SCHRAMM (1980): Metamorphism in the Austroalpine Units between Innsbruck and Salzburg (Austria) - A synopsis. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, 335-341.
- MAUCHER, A. (1965): Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. - Freiburger Forschungsh., C 186, 173-188.
- MOSTLER, H. (1973): Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). - Veröff. Univ. Innsbruck, 86 (Festschrift Heißel), 237-266.
- MOSTLER, H. (1979): Untersuchung von Erzlagerstätten im Innsbrucker Quarzphyllit und auf der Alpeiner Scharte. - Unveröff. Bericht.
- MOSTLER, H. (1981): Magmatisch kontrollierte Vererzungen im Ordovizium der Grauwackenzone. - In Druck.
- SCHULZ, O. (1977): Synsedimentäre Fe-Anreicherung in der Innsbrucker Quarzphyllitzone am Beispiel der Sideritlagerstätte Eisenkar, Mölstal (Tuxer Voralpen). - Veröff. Landesmuseum Ferdinandeum, 57, 103-117.
- SCHULZ, O. & H. WENGER (1980): Die Goldlagerstätte Zell am Ziller, Tirol. - Jb. Geol. B.-A., 123, 1, 113-141.
- WENGER, H. (1977): Horizontgebundene Eisen-Kupferkies-Vererzung in der Innsbrucker Quarzphyllitzone. - Veröff. Landesmuseum Ferdinandeum, 57, 171-184.

Tafelerläuterungen

TAFEL 1

- Fig. 1: Tulfes: Antimonit-Idioblasten in Karbonat. Daneben geringfügige Verdrängungen. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 2: Stärker durchgreifende Verdrängung, von den Korngrenzen des Karbonats ausgehend. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 3: Verdrängung des Karbonats durch Antimonit, von Korngrenzen und jüngeren Rissen ausgehend. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 4: Wattener Himmelreich: Zinkblende (grau) mit eingeschlossenem idiomorphem Blattsilikat (dunkelgrau). Die Zinkblende enthält

einerseits nicht orientierte Antimoniteinschlüsse (Tröpfchen), andererseits solche in bevorzugten Richtungen. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.

Fig. 5: Zinkblende (grau) mit wolkigen, manchmal streifenförmig angeordneten Antimonittröpfchen. Der Antimonglanz heilt auch Risse der Zinkblende aus. Am unteren Bildrand im Antimonit ein rundliches Bleiglanz Korn (weiß). 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.

Fig. 6: Zinkblende (grau) und Antimonit (weiß). 1 Pol., 45 x.

TAFEL 2

Fig. 1: Wattener Himmelreich: Fahlerz, umgeben von einem Antimonitsaum mit Kupferkiestropfen an der Grenze zwischen Antimonit und Fahlerz. 1 Pol., 45 x.

Fig. 2: Fahlerz (links, grau) in tektonisiertem streifigem Antimonitgefüge. Anscheinend bilden reliktsche Pyritkörner das vorbestandene Lagengefüge ab. 1 Pol., 45 x.

Fig. 3: Fahlerz (mittelgrau), Zinkblende (kleine, dunkelgraue, rundliche Körner) und silikatische Lagerart in Antimonit. Fahlerz z.T. mit charakteristischem Kupferkiessaum. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.

Fig. 4: Kupferkies mit Fahlerz, zusammen mit Antimonglanz. Der Kupferkies greift besonders längs der Spaltrisse in die Silikate ein. 1 Pol., 45 x.

Fig. 5: Volderbach: Arsenkiesidioblasten mit resorbiertem Magnetkies. 1 Pol., 115 x.

Fig. 6: Jüngerer (angewitterter) Magnetkies umschließt Bruchstücke und Idioblasten von Arsenkies. 1 Pol., 115 x.

TAFEL 3

Fig. 1: Volderbach: Schichtige Anordnung von teilweise hohlen Arsenkiesidioblasten. Einzelne Idioblasten zeigen Magnetkieseinschlüsse (z.B. Bildmitte). 1 Pol., 45 x.

Fig. 2: Zonarer Arsenkies mit dünnem Magnetkiesgürtel. 1 Pol., 287 x, Ölimmersion.

Fig. 3: Arsenkies in verwittertem Magnetkies mit einem gepanzerten Relikt von Magnetkies. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.

Fig. 4: Idiomorpher Pyrit und Markasitaggregate mit jüngerem Kupferkies. 1 Pol., 45 x.

Fig. 5: Markasit (links unten) und zonate Pyritidioblasten. 1 Pol., 45 x.

Fig. 6: Zonarer Pyrit. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.

TAFEL 4

Fig. 1: Volderbach: Zonarer Arsenkies. + Pol. (87°), 115 x, Ölimmersion.

Fig. 2: Magnetkies als Zwickel- und Spaltrißfüller. 1 Pol., 115 x.

Fig. 3: Von Korngrenzen aus verdrängt Kupferkies das Paläosom. 1 Pol., 115 x.

- Fig. 4: Magnetkies und Antimonglanzpfaster, in der linken unteren Ecke wenig Kupferkies. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.
- Fig. 5: Magnetkies, von "grießigem" Pyrit umgeben. 1 Pol., 115 x.
- Fig. 6: Antoniusstollen: Eine arsenkiesreiche Lage, darüber noch etwas Magnetkies. 1 Pol., 45 x.

TAFEL 5

- Fig. 1: Antoniusstollen: Ausschnitt aus einer markasitreichen Lage. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 2: Zerbrochener anisotroper Pyrit mit fraglichen Rekrystallisaten. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 3: Anisotroper, z.T. resorbierter Pyrit., 1 Pol., 45 x.
- Fig. 4: Myrmekit in Kupferkies, hauptsächlich bestehend aus Magnetkies und Ullmannit. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.
- Fig. 5: Myrmekit gleicher Zusammensetzung in Magnetkies und Kupferkies. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.
- Fig. 6: Myrmekit in Kupferkies bzw. in diesen vorgreifend aus Magnetkies und Ullmannit. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.

TAFEL 6

- Fig. 1: Antoniusstollen: Stratiforme Arsenmineralisation. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 2-5: Gold in Magnetkies. 1 Pol., Fig. 2, 4, 5: 115 x, Ölimmersion; Fig. 3: 287 x, Ölimmersion.
- Fig. 6: Anisotroper zonarer Pyrit und Arsenkies. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.

TAFEL 7

- Fig. 1: Antoniusstollen: Älteres Karbonat FeS-frei, jüngerer Karbonat mit Magnetkies, der das Karbonat von Korngrenzen und Spaltrissen aus verdrängt. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 2: Magnetkies verdrängt jüngerer Karbonat von Spaltrissen aus, an der metasomatischen Front Kupferkies. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 3: Wattental: Lage von porigem Pyrit. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 4: Kupferkies mit frisch aufgesproßten Blattsilikaten. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.
- Fig. 5: Anisotroper, poriger Pyrit und Kupferkies mit einem Zinkblendekorn, das eine feine Kupferkiesentmischung aufweist. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 6: Kataklastischer anisotroper Pyrit in Lagerart. 1 Pol., 45 x.

TAFEL 8

- Fig. 1: Wattental: Stark deformiertes Karbonat mit einer Lage aus Antimonit und idiomorphem Quarz. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 2: In weißes Calcitpfaster (mit etwas xenomorphem Quarz) vorgreifender Antimonit (und frisch aufgesproßtes Blattsilikat). 1 Pol., 45 x.

- Fig. 3: Im Paläosom feinkörniger Kupferkies; mobilisierter Kupferkies gröber. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 4: Im Paläosom feinkörniger Kupferkies, der auch von jüngerem idiomorphem Pyrit umwachsen wird. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 5: Auf Kupferkies aufsitzender idiomorpher Pyrit. Darüber Calcit. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 6: Quarz verdrängt weißen, antimonglanzführenden Calcit. 1 Pol., 45 x.

TAFEL 9

- Fig. 1: Wattental: Komplexer Myrmekit (Übersichtsaufnahme). 1 Pol., 45 x.
- Fig. 2: Zwischen Magnetkies (in der linken unteren Ecke) und Kupferkies entwickelter Myrmekit, aus Magnetkies und Ullmannit bestehend. 1 Pol., 287 x, Ölimmersion.
- Fig. 3: Magnetkies und Kupferkies-Ullmannit-Myrmekit. 1 Pol., 287 x, Ölimmersion.
- Fig. 4: Kupferkies-Ullmannit-Myrmekit. 1 Pol., 287 x, Ölimmersion.
- Fig. 5: Fahlerz-Kupferkies-Myrmekit. 1 Pol., 287 x, Ölimmersion.
- Fig. 6: Fahlerz, Kupferkiesringel mit Kupferglanz (innen). 86°, 287 x, Ölimmersion.

TAFEL 10

- Fig. 1: Wattental: Zonarer; weißer Dolomit mit Kupferkies und Quarz. 1 Pol., 45 x, 20 sec. mit 30%-iger Aluminiumnitratlösung geätzt.
- Fig. 2: Zonarer, weißer Dolomit mit Kupferkies und Quarz. 1 Pol., 45 x, 20 sec. mit 30%-iger Aluminiumnitratlösung geätzt.
- Fig. 3: Antimonit am Schnitt von Calcitwillingslamellen. 1 Pol., 287 x, Ölimmersion.
- Fig. 4: Verwachsung von Fahlerz mit Kupferkies und Bleiglanz. 1 Pol., 287 x, Ölimmersion.
- Fig. 5: Ampaß: Ausschnitt aus einer lagigen Mineralisation: Arsenkies, anisotroper Pyrit, Markasit und Kupferkies. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.
- Fig. 6: Kupferkies, Magnetkies, Zinkblende und Karbonatidioblasten. 1 Pol., 45 x.

TAFEL 11

- Fig. 1-3: Voldertal (Köldererbauer): ESMA-Aufnahme eines Arsenkieskristalls in einer Magnetkies-Grundmasse und mit einem FeS-Einschluß. Fig. 1: As; Fig. 2: Fe; Fig. 3: S. 670 x.
- Fig. 4: Wattental (Sagwirt): Myrmekit-Ullmannit/Magnetkies. Ort der Punktanalyse (Kreuz). 670 x.
- Fig. 5-8: Voldertal (Köldererbauer): ESMA-Aufnahmen eines zonaren Pyrits mit eingelagerten Albiten. Fig. 5: Fe; Fig. 6: Si; Fig. 7: Na;

Fig. 8: Al; 960 x.

Fig. 9-12: Wattental (Sagwirt): Ausschnitt aus einem Myrmekit. Fig. 9: Übersichtsaufnahme: Ullmannit (ul), Zinkblende (zn), Kupferkies (cu) und Magnetkies (mk); Fig. 10: Cu; Fig. 11: Sb; Fig. 12: Zn. 2300 x.

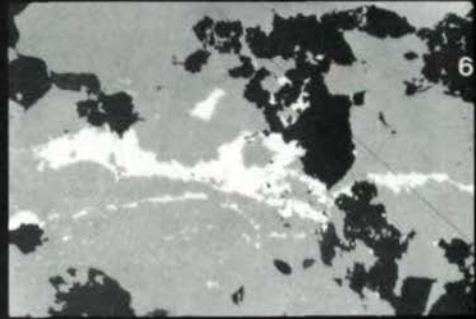
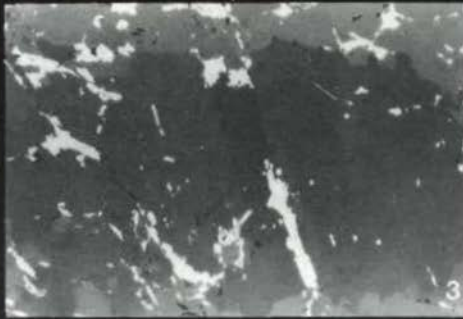
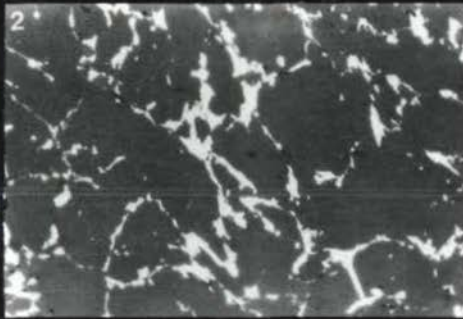
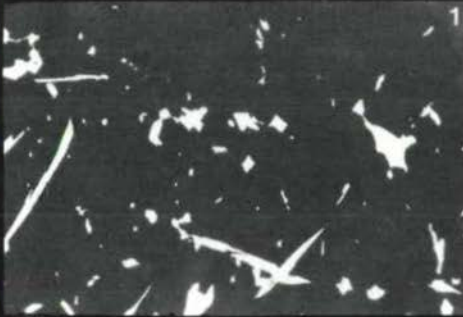
TAFEL 12

Fig. 1-6: Voldertal (Antoniusstollen): ESMA-Aufnahmen eines Magnetkies (mk)-Ullmannit (ul)-Myrmekits, umgeben von Kupferkies (cu), einem Fe-reichen Chlorit (cl) und Quarz (qu). Fig. 1: Übersichtsaufnahme; Fig. 2: Ni; Fig. 3: Sb; Fig. 4: Fe; Fig. 5: Cu; Fig. 6: S. 1300 x.

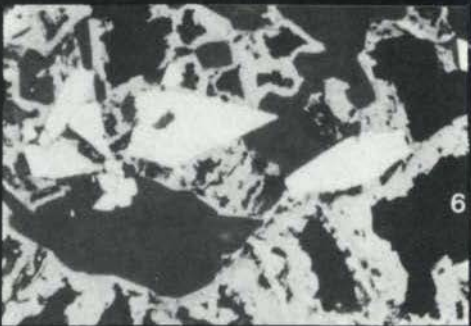
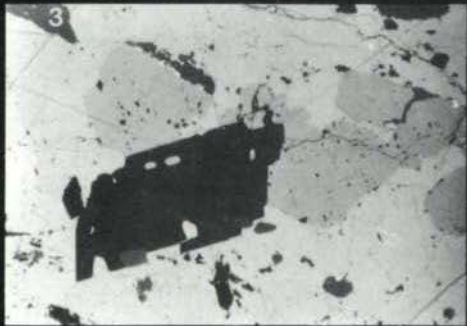
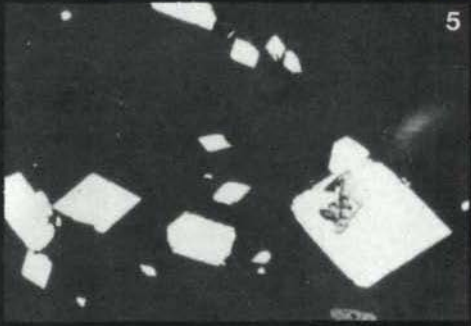
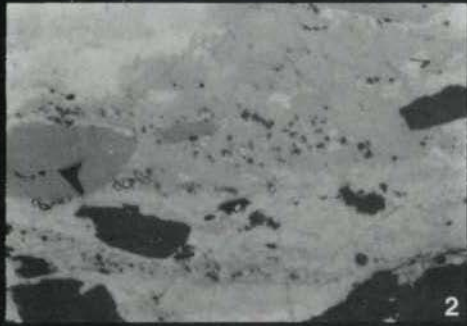
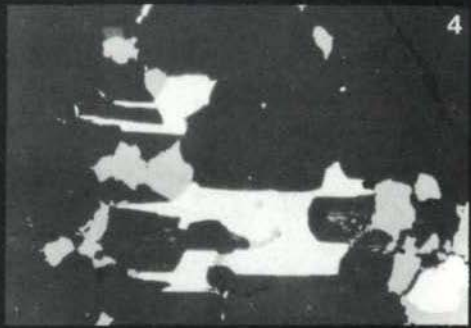
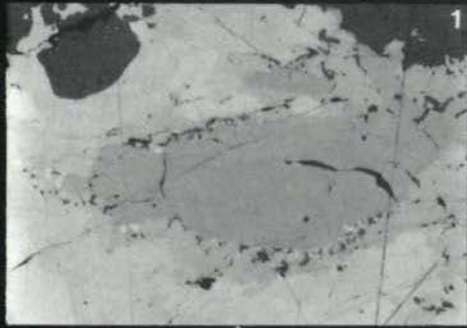
TAFEL 13

Fig. 1-6: Wattental (Sagwirt): ESMA-Aufnahme eines Myrmekits. Fig. 1: Übersichtsaufnahme: Kupferkies (cu), Magnetkies (mk), Ullmannit (ul), Zinkblende (zn), zinkhaltiges Sb-Fahlerz (fa); Fig. 2: Sb; Fig. 3: Zn; Fig. 4: Ni; Fig. 5: Fe; Fig. 6: Cu. 555 x.

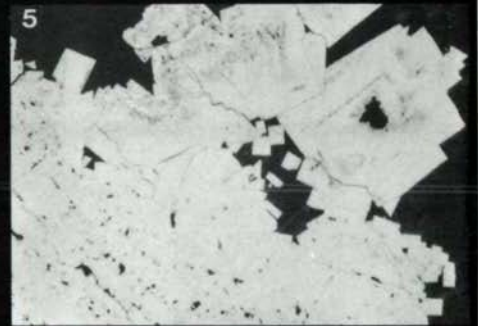
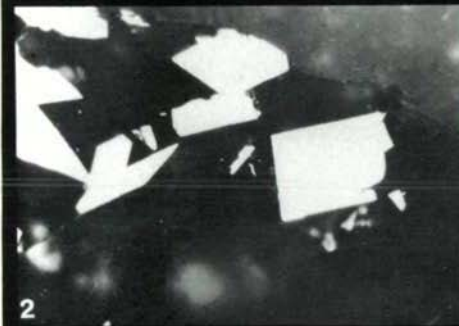
Tafel I



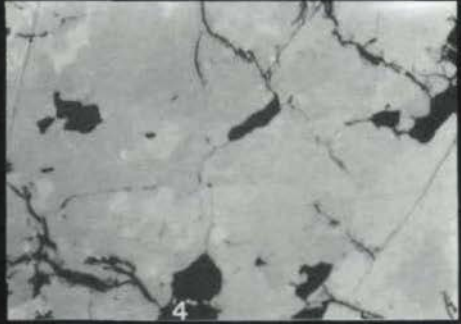
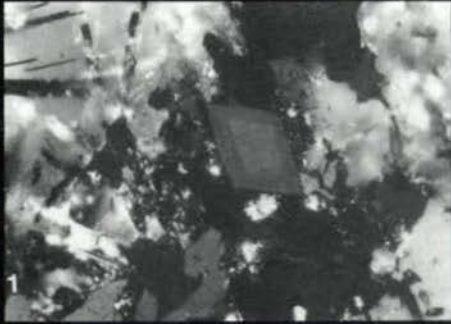
Tafel II



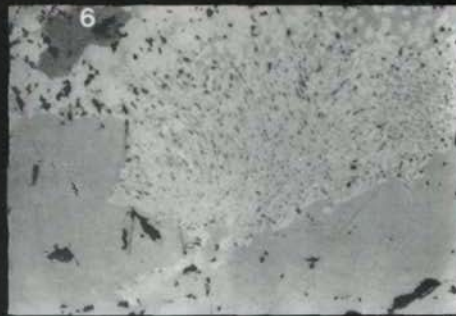
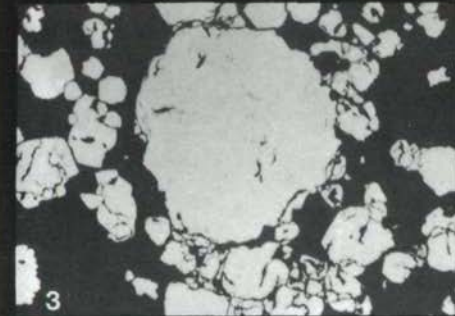
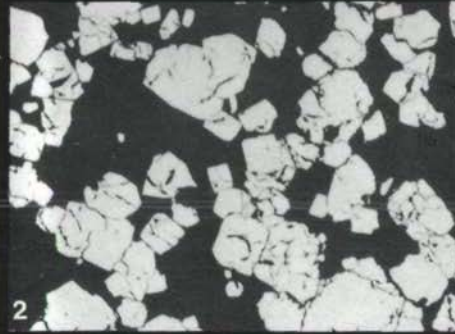
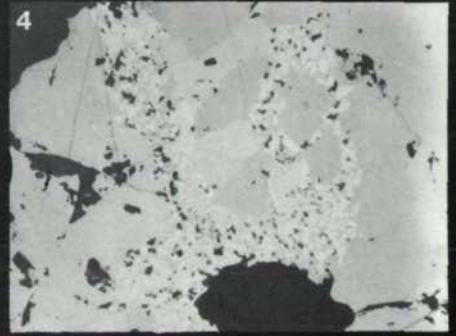
Tafel III



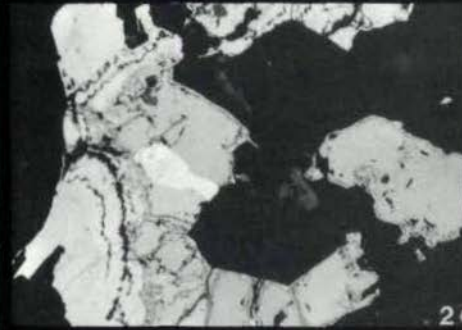
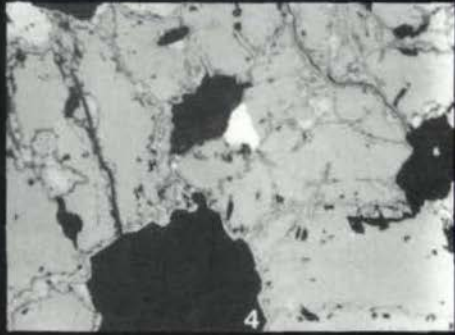
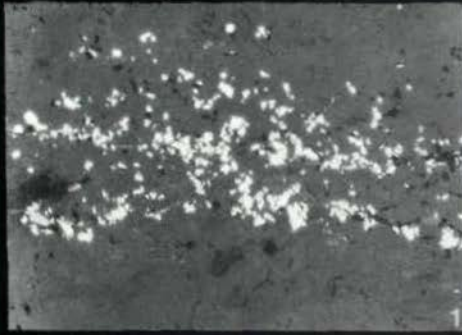
Tafel IV



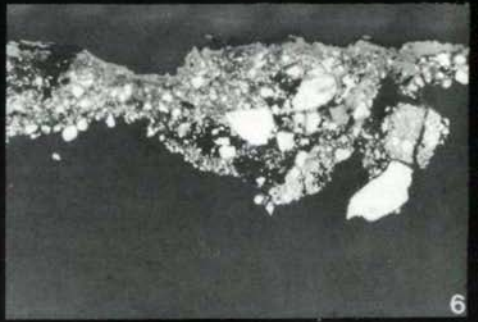
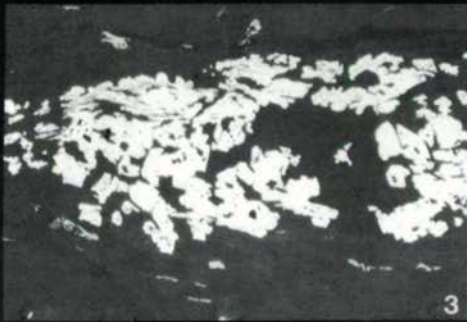
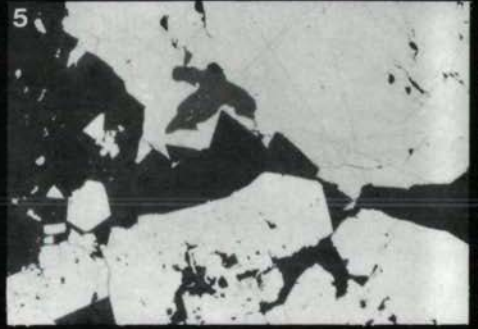
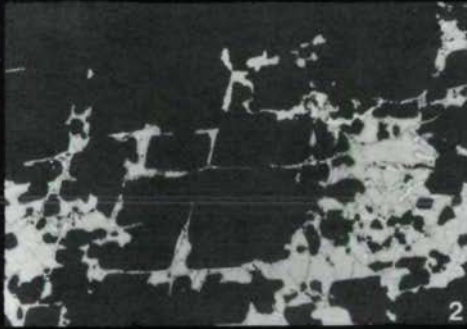
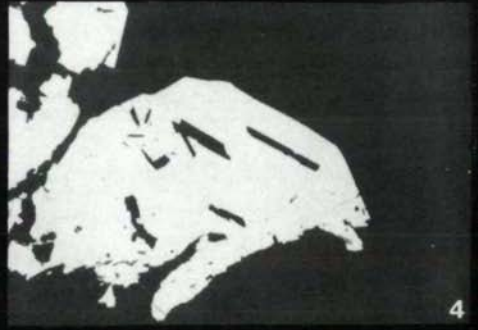
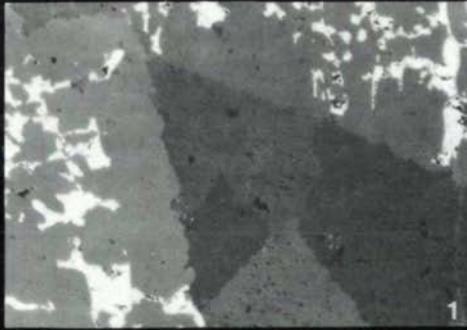
Tafel V



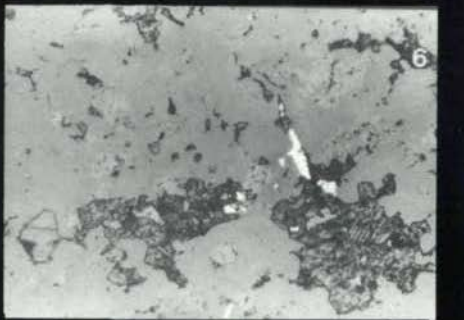
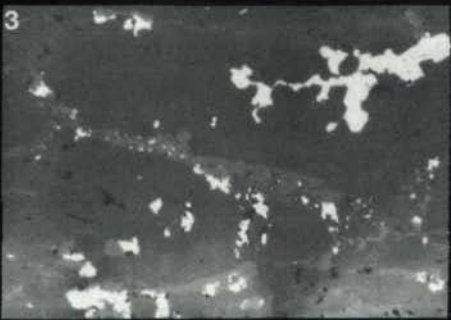
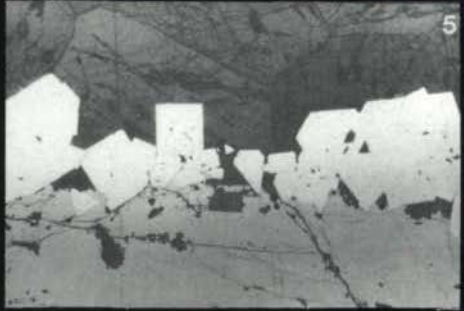
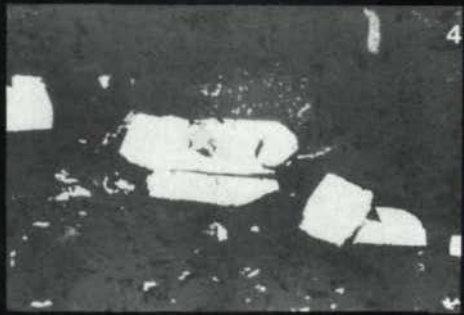
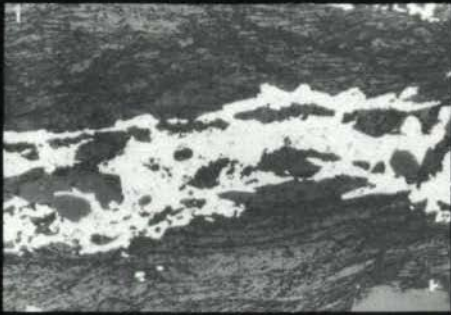
Tafel VI



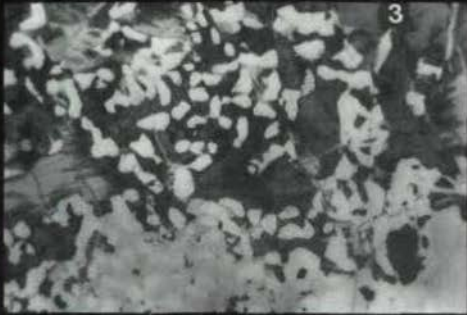
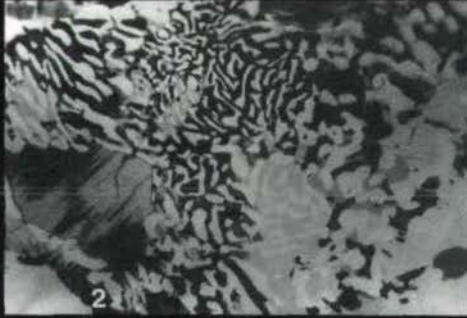
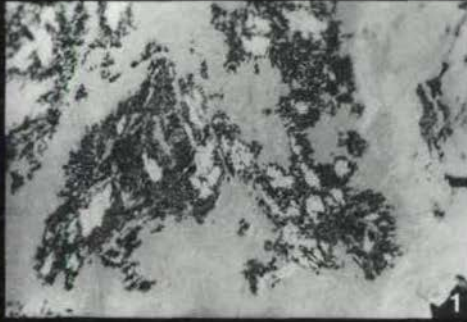
Tafel VII



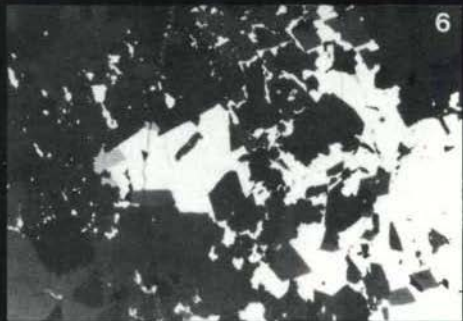
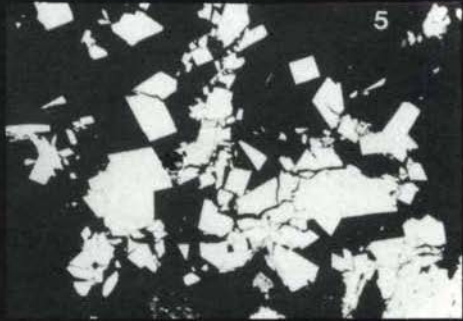
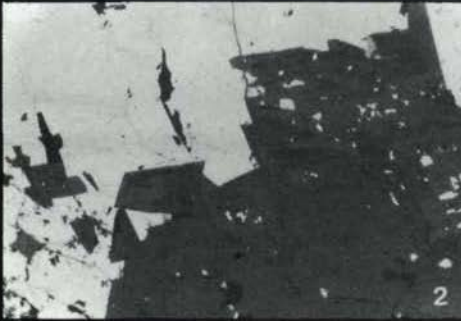
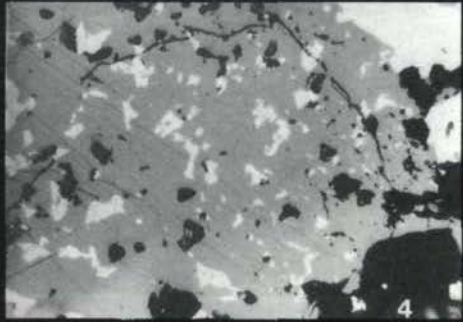
Tafel VIII

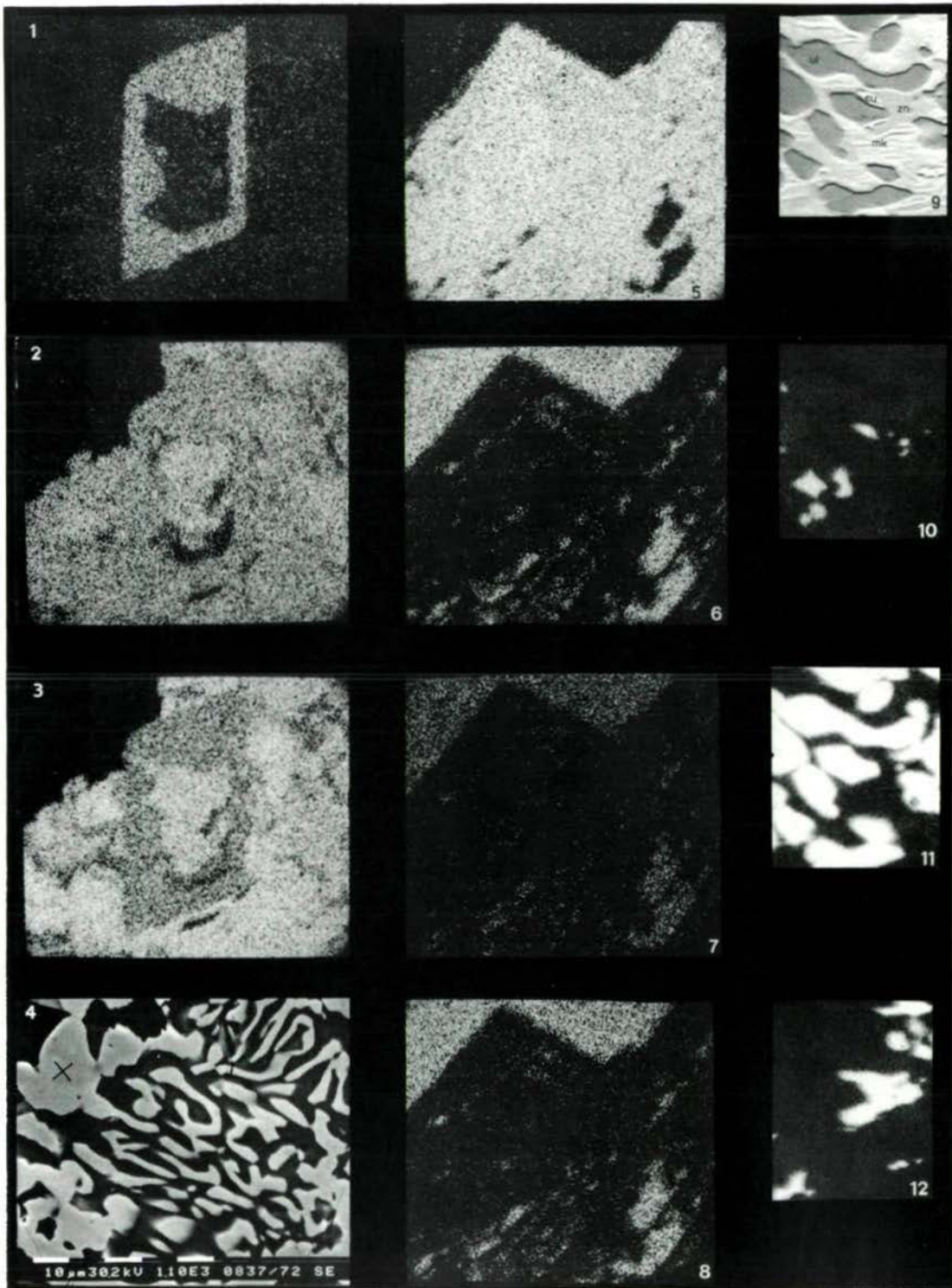


Tafel IX

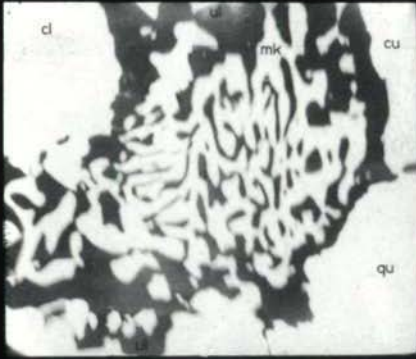


Tafel X





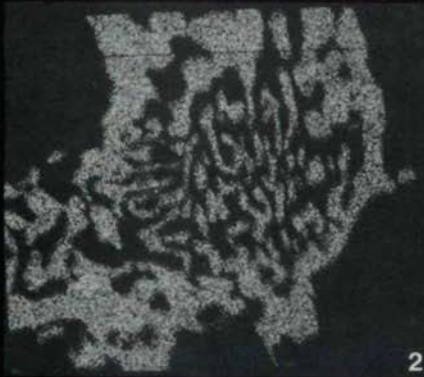
Tafel XII



1



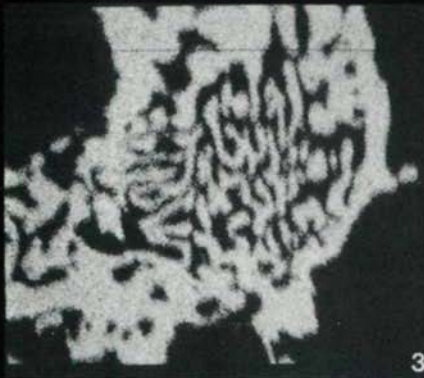
4



2



5

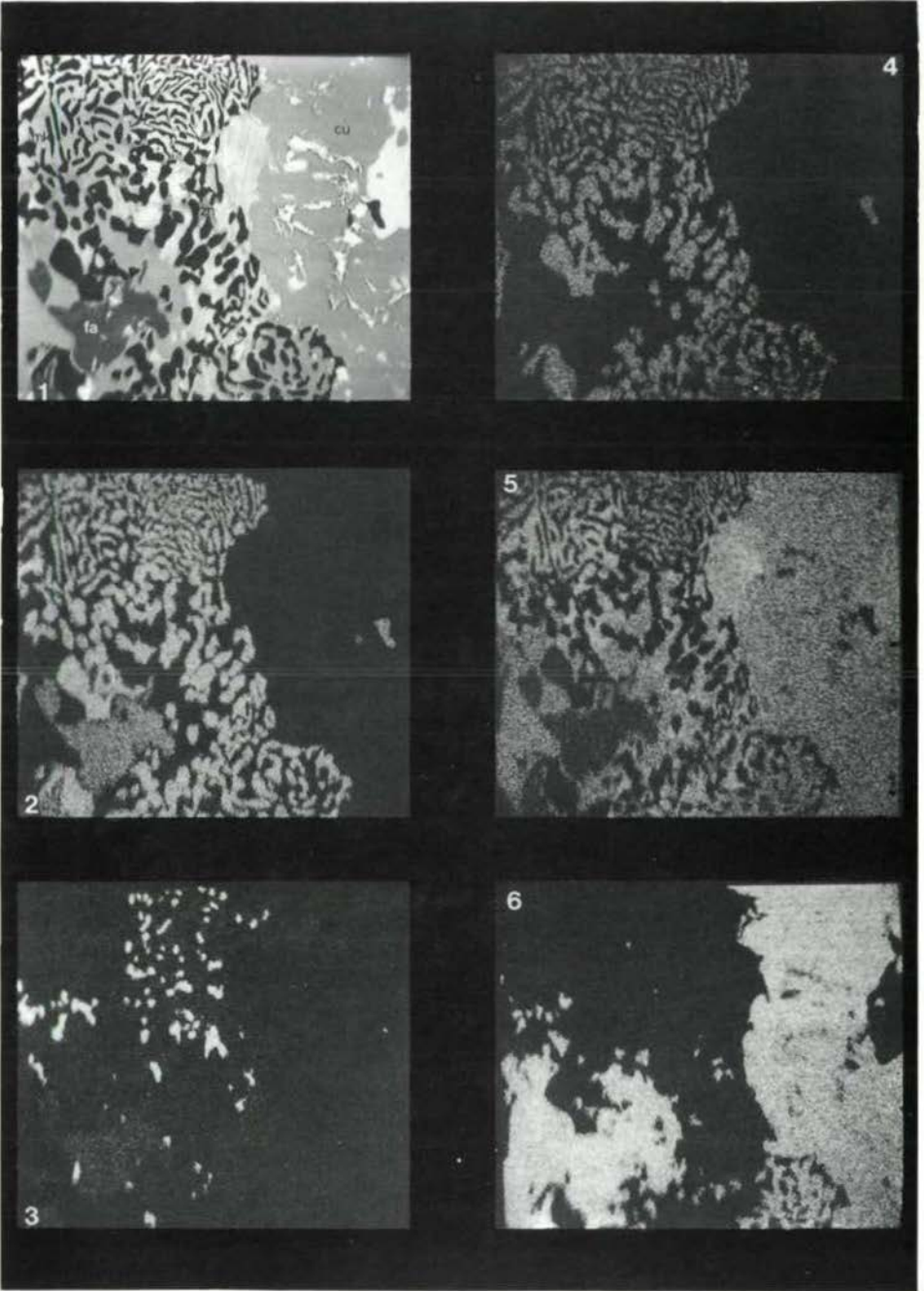


3



6

Tafel XIII



Die Jurabreccien der Eisenspitze

von Tilman Achtnich *)

Zusammenfassung

Die jurassischen Breccien der Eisenspitze, die eine, von Spalten durchsetzte, obertriadische Kalkplattform überlagern, wurden in 4 grobklastische Komplexe unterteilt. Die Breccien; vor allem die Megabreccie mit ihren Olistolithen, gehen auf submarine Felsstürze, debris flows, zum Teil auf grain flows und turbidity currents zurück. Der Ablagerungsraum der Klastika wird dargestellt, fazielle Verzahnung mit der kondensierten Rotkalkentwicklung der Zürser Schwelle demonstriert.

Summary

The Jurassic breccias of the "Eisenspitze" - resting on an Upper Triassic carbonate platform which is interspersed with fissures - were divided into four coarse-grained clastic complexes. The breccias, especially the megabreccia with olistolithes, originate from submarine rockfalls (debris flows), partly from grain flows and turbidity currents. The sedimentation area of the clastic rocks is presented, facies interfingering with the condensed red limestones of the "Zürser Schwelle" is demonstrated.

Inhalt

- Einleitung
- Rhät und Unterlias
- Klassifikation subaquatischer Massenbewegungen
- Die jurassischen Breccien
 - Megabreccie
 - Feinklastische Serie I
 - Breccie II
 - Feinklastische Serie II
 - Breccie III
 - Breccie IV
- Komponentenverteilungsanalyse der vier Breccienkomplexe

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Tilman Achtnich, Gutenbergstr. 75, D-7000 Stuttgart 1

Faziesschema der jurassischen Eisenspitzenentwicklung
Paläogeographie und Ablagerungsraum
Parseierbecken
Zürser Schwelle
Trias/Jura - Wende und der ostalpine Schelf

Einleitung

Die außergewöhnliche, grobklastische Juraentwicklung der Eisenspitze war schon seit langem Gegenstand der Forschung. AMPFERER (1915, 1920, 1930, 1943) interpretierte die Eisenspitzebreccien als Gosausedimente, später machte er sie zu pleistozänen Gehängeverschüttungen. HUCKRIEDE (1959) und WESTRUP (1970) erkannten den synsedimentären, jurassischen Charakter.

Gliederung der Abfolge, Sedimentologie, Transportmechanismus der Breccien, Paläogeographie des Ablagerungsraums waren bisher noch im Dunkeln.

Tektonisch stellt das Eisenspitzenmassiv den leicht überkippten Südflügel einer Muldenstruktur dar. Tertiäre Tektonik versetzt die triadische, jurassische und kretazische Schichtfolge entlang eines subparallelen Lateralverschiebungssystems.

Rhät und Unterlias

Rhätoliaskalk, Kössener Schichten: Ein echter rhätischer Riffgürtel ist in den südlichen Lechtaler Alpen nicht entwickelt. Vielmehr bestehen laterale Verzahnungen einer back-reef-Fazies des Rhätoliaskalks und einer, bathymetrisch nur wenig tieferliegenden Kössener, Beckenfazies. Organodetrituskalke und Oolithe des Flachwasserbereichs werden abgelöst von Mergeln und Tonschiefern, in die sich Korallenschuttkalke und Lumachellen einschalten.

Spalten im Rhätoliaskalk, Interbreccie:

Im obersten Rhät einsetzende extensionale Tektonik führt zum Aufreißen von Spaltensystemen in der Karbonatplattform. Diese Erscheinung der Altkimmerischen Phase ist nicht außergewöhnlich in den Nördlichen Kalkalpen. Manche Spaltensysteme wurden mehrfach aktiviert: bis zu 3 subparallele Generationen kommen vor, wobei auch 3 verschiedene Füllsedimenttypen beteiligt sind (siehe Foto 1). Die Spaltenfüllungen sind meist brecciös, da Kalkmaterial, das von den Spaltenwänden abbricht, im Füllsediment eingebettet wird. Die einzelnen Generationen unterscheiden sich im Klastenanteil und in der Klastgröße. Die Matrix besteht aus roten Biomikriten mit Crinoidenbruch; der Organodetritusanteil wechselt. Häufig sind Anzeichen von Mangelsedimentation (submarine Kalklösung, Bildung von Kleinhöhlen und Mikroreliefs, Fasercalcitpeten, etc.). Dunkle Fe-Mn-Krusten legten sich bei Sedimentationsstillständen auf das Kleinrelief.

Vor allem in den jüngsten Spaltensedimenten sind Fe-Mn-Knollen und Bruchstücke von Krusten aufgearbeitet. Sie erscheinen heute als Mn-Silikat Braunit, dazu kommen Reste verschiedener Mn-Oxide (Pyrolusit, Bixbyit, Todorokit), ab und zu Hämatit und Goethit. Obwohl die Bildung von Braunit im sedimentären Zyklus noch nicht sicher nachgewiesen ist, läßt sich sein Entstehen doch erklären: primäres Wachstum von Fe-Mn-Knollen und Krusten, wie es für die Lias-Rotkalkentwicklung typisch ist; wechselnde Lagen von Karbonat, gelagertem Mn-Oxid und Goethit. Unter Diagenesebedingungen und SiO₂-Zufuhr (Dogger und Malm?) bauten sich die Mn-Oxide in das Silikat



Foto 1: Mehrphasige Spaltenfüllung im Rhätoliaskalk

Braunit um. Reliktische, gekräuselte Gelstrukturen sind in den Braunitknollen noch zu erkennen.

Im Hangenden der Spalten, teilweise aber auch zwischen ihnen lagert eine rötlich-helle Internbreccie (oder auch synsedimentäre Breccie). Genetisch ist sie mit den Liasspaltsystemen aufs engste verwandt: bereits lithifizierte oder halbverfestigte Mikrite, Biomikrite bis Crinosparite werden durch die andauernde Bodenunruhe des oberen Lias immer wieder aufgearbeitet, verbakken, erneut aufgearbeitet, etc. Oft muß das Brecciengerüst scharfkantiger Komponenten längere Zeit am Meeresboden offen gelegen haben, denn auch hier gibt es Anzeichen für Mangelsedimentation mit sehr geringer Sedimentanlieferung.

Diese Interbreccie, die nur im Westen des Eisenspitzgebietes, vor allem im Ablagerungsbereich der roten Crinoidenkalkte gebildet wurde, verzahnt gegen Osten mit der Fazies der grauen Crinoidenkalkte. Linsen stark umkristallisierter Crinosparite schalten sich ein. Sie führen oft kleinere Plastiklasten aus Matrixmaterial.

Schließlich, noch weiter im Osten, greift diese graue Crinoidenkalkfazies in die Beckensedimentation der Älteren Allgäuschichten vor. Gleitfalten im cm-Bereich, aufgearbeitete Plastiklasten aus dem Mergelmaterial der Allgäuschichten demonstrieren ein Bodenrelief im Übergangsbereich. Im eigentlichen Becken dagegen kommen nur mehr eintönige, gelbgraue bis bräunliche Mergel und Mergelkalkte vor.

Nur im Westen, im Bereich der Spalten und der Internbreccie, steht die sogenannte Knollenbreccie an: in einer roten, biomikritischen Grundmasse schwimmen faustgroße Komponenten derselben Mikrofazies, die weiche Außenformen haben. Diese Plastiklasten entstanden in unverfestigtem Zustand, durch starke Wasserzirkulation an der Sedimentoberfläche. Die biomikritische Matrix führt Crinoidenreste; dazu kommen verschiedene Lageniden, allerdings ohne *Involutina liassica*.

Klassifikation subaquatischer Massenbewegungen

Sämtliche Erscheinungen der Eisenspitzbreccien gehen auf submarine Prozesse zurück. Deshalb wird, ganz kurz, eine Klassifikation der subaquatischen Massenbewegungen vorgelegt, wie sie im folgenden benützt wird: sie beruht auf der internen Zerlegung des transportierten Materials und stellt eine Reihung der Mechanismen auf, vom einen Extrem "Felssturz" bis zu "turbidity current".

"Submarine Felsstürze" haben äußerst geringe Transportweiten und finden nur an steilen Hängen und Wänden statt. Das entstehende Sediment ist völlig unsortiert und chaotisch gelagert. Die Einheit hat keine scharfen Ober- und Untergrenzen.

Bei "slides" und "slumps" werden Sedimentkörper entlang getrennter Scherflächen bewegt. Im Körper findet kaum Relativbewegung einzelner Partikel zueinander statt. Die Hangneigung ist sehr gering ($< 1^\circ$). Ungeregelte Faltenstrukturen und Stauchfalten sind typisch. Die Untergrenze kann erosiv sein.

Die "submarinen Trägheitsströme" unterteilen sich in "debris flows" und "grain flows". Debris flows stellen ein Gemisch aus Tonmineralen, Wasser und unsortiertem Schutt dar. Der Schlammstrom braucht einen Matrixgehalt von mehr als 25%, er kann durch einen Schwimmeffekt sogar Olistolithe transportieren. Die Sedimentationseinheit hat eine scharfe, oft erosive Untergrenze, sehr schlechte Sortierung und praktisch keine Gradierung.

"Grain flows" sind gering viskos, haben keine feinkörnige Matrix. Ihre Kornverteilung ist unimodal, arenitisch; Transportmechanismus durch Korninteraktion (vielfaches Aufeinanderprallen der Partikel). Charakteristisch sind eine scharf begrenzte Sedimentationseinheit, basal inverse Gradierung; im Oberteil herrscht normale Gradierung, dazu kommt eine undeutliche Feinschichtung.

"Turbidity currents" brauchen nur geringe Hangneigung; große Transportweiten sind möglich. Durch hohen Schlammanteil entsteht ein visköses Gemisch, das bei Bewegung in Turbulenzen gerät; diese halten die Kornfracht in Suspension. Bestimmte sedimentäre und biogene Merkmale sind typisch für die Turbidite. Die BOUMA-Sequenz beschreibt eine charakteristische Abfolge von Gradierung, Laminationen, Rippel- und Wickelschichtung in Sedimenten wechselnder Korngröße. Diese Abfolge ist im distalen Teil von Turbiditen entwickelt. Grundsätzlich zeigen Turbidite die besten "Ordnungsstrukturen" aller subaquatischen Massenbewegungsprodukte.

So klar diese Klassifikation auch sein mag, so dürfen wir nicht vergessen, daß sich in der Natur Vorgänge abgespielt haben, die die beschriebenen Mechanismen vermischten, sich folglich also auch vermischte Sedimentstrukturen entwickelt haben.

Die jurassischen Breccien

Durch die Juraentwicklung des Eisenspitzenmassivs wurden 9 detaillierte Profile aufgenommen und bearbeitet. Sie sind, mit ihren Buchstabenkürzeln, auf Abb. 1 dargestellt.

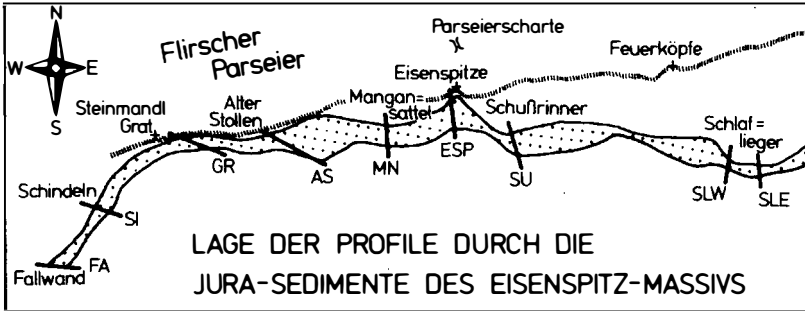


Abb. 1

Tafel 1 zeigt die schematisierten Profile. Obwohl der Zusammenhang dieser Profile tektonisch stark gestört ist, konnten 4 grobklastische Einheiten ausgedehnt und, aufgrund sedimentologischer Charakteristika korreliert werden. Feinklastische Zwischenserien trennen jeweils die 4 Breccienkörper.

Megabreccie

Der älteste Breccienkomplex, der dazu die größte Längserstreckung (E-W) hat. Der Begriff "Megabreccie" (COOK et al., 1972: Hauptmenge der Klaster 1-4 m groß) wurde gewählt, weil die Klaster in diesem Bereich liegen, zum Teil 4 m sogar überschreiten. Sie werden dann "Olistolithe" (ABBATE et al., 1970) genannt.

Untergrenze der Megabreccie: nur im Westen der Eisenspitze (Profil SI) schaltet sich ein 4 m mächtiges, klastisches Paket kontinuierlich in die liegenden roten Mergelschiefer der "Knollenbreccie" ein. Dieses Paket läutet die Entwicklung der hangenden Megabreccie. In der Komponentengröße, der Komponentenabkunft, der Matrix und auch im Ablagerungsmechanismus unterscheidet sich dieses Paket "Schindeln" von der eigentlichen Megabreccie: die größten Klaster messen 10 cm, ein Maximum liegt jedoch im arenitischen Korngrößenbereich. Die Sortierung ist recht gut (siehe Foto 2). 70% der Komponenten werden von verschiedenen Dolosparitypen gestellt, die der norischen Formation des Hauptdolomits entstammen. Dazu kommen ca. 30% rhätische Karbonate, wie sie für die eigentliche Megabreccie typisch sind (siehe dort). Wichtig, und nur hier in diesem basalen Schüttungskörper der Megabreccie ganz im Westen vorkommend, sind winzige Bruchstücke (bis 5 mm) eines Feinsandsteins bis Siltits (Quarze max. 0,1 mm), der tonig gebunden ist. Diese Komponenten stammen aus den Raibler Schichten im Eisenspitzengebiet. Nur hier, im Klastpaket "Schindeln", erhalten wir den Hinweis für einen Abtrag karnischer Gesteine! Ein diffuser SiO_2 -Gehalt in der schiefrigen Matrix des Klastpakets erklärt sich aus der Drucklösung jener karnischen Siliciklastika.

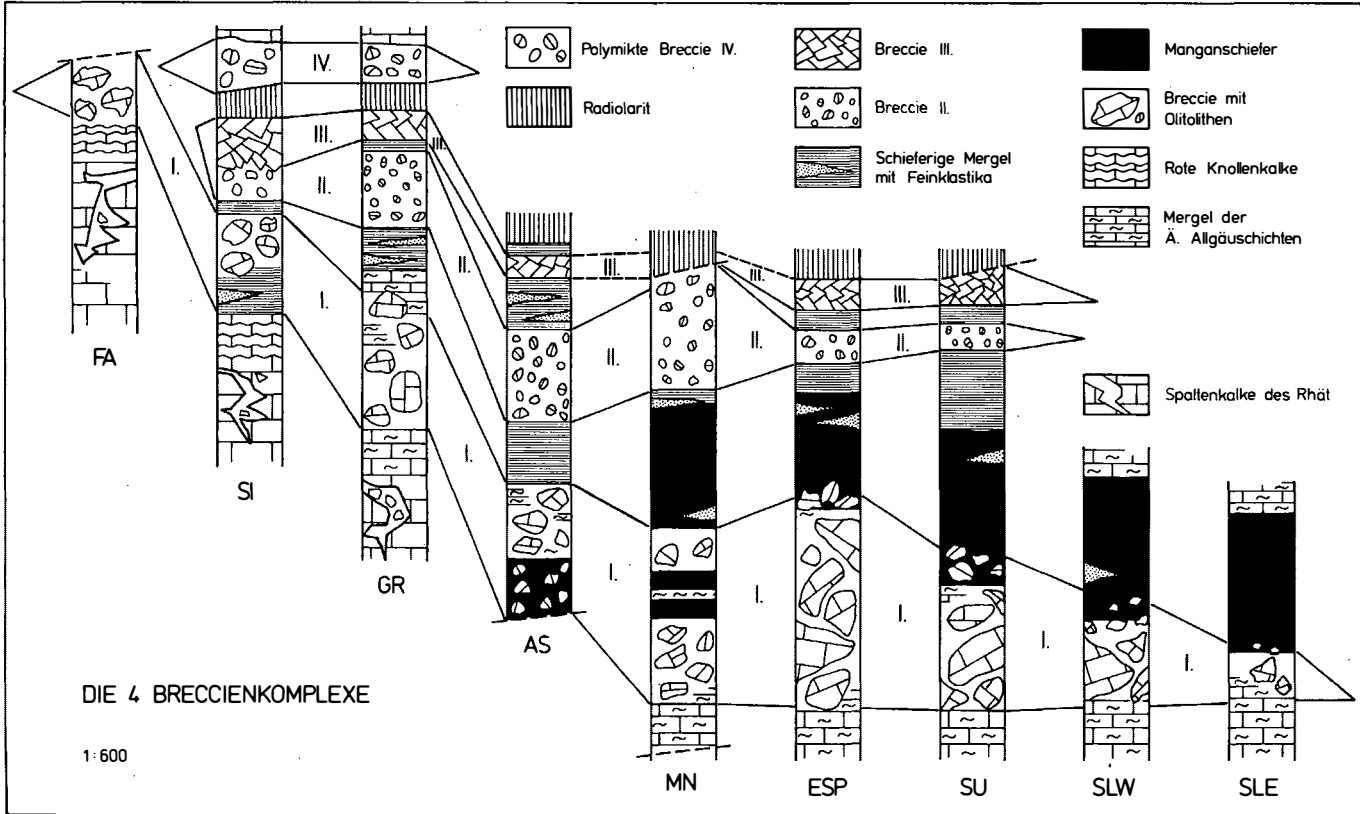




Foto 2: Breccie Schindeln mit Dolosparitkomponenten; x 6

Im Hangenden dieses Klastpakets "Schindeln" setzen kontinuierlich typische Kalkkomponenten der eigentlichen Megabreccie ein. Auch weiter im E des Eisenspitzgebiets, etwa in den Profilen ESP oder SU ist keine scharfe Untergrenze ausgebildet; Hinweise für Sedimentationsunterbrechungen finden sich ebenfalls nicht. Basal sind Slumpingstrukturen und arenitische Echinodermenschuttlinsen häufig. Auch die Obergrenze ist nirgendwo scharf. Im Hangenden der Megabreccie liegen feinklastische Sedimente, Silt- und Tonschiefer. Im E des Gebiets sind sie als schwarze "Manganschiefer" ausgebildet. Je weiter wir nach Osten kommen, desto höher reicht der klastische Einfluß der Megabreccie in die Mn-Schiefer. Die Komponenten der Breccie stecken hier in einer schwarzen, vererzten Matrix. Mehrmals wurden in diesem Gestein Bergbauversuche unternommen (Profil AS-Alter Stollen). HÜCKRIEDE (1959, S. 423) hielt dieses Vorkommen, getäuscht durch die Mikrofauna der Komponenten, für rhätisch und nahm folgerichtig auch eine rhätische Mangananreicherung an. Vergleiche im Mineralbestand "echter" Lias-~~E~~-Manganschiefer

und der Matrix am AS ergaben aber eine deutliche Obereinstimmung. Mikrosondenanalysen winziger Rhodochrosite aus Mn-Schiefern und Matrix ergaben dasselbe. Schließlich zeigen Röntgenverteilungsbilder des Elements Mn, daß dieses Mn a u s s c h l i e ß l i c h in der Matrix auftritt und nicht (abgesehen von Klüften) in den rhätischen Karbonatkomponenten, wie es bei einer rhätischen Mn-Vererzung zu erwarten gewesen wäre (siehe Foto 3).

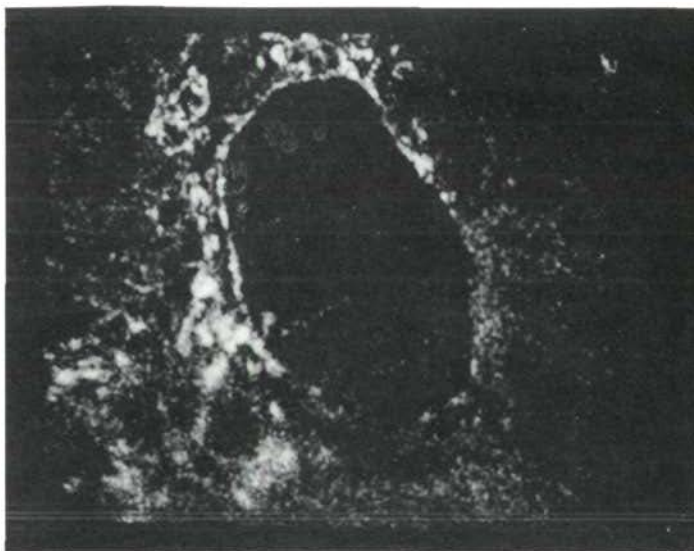


Foto 3: Mangan-Röntgenverteilungsbild der Megabreccie; x 1000

Die "normale" Grundmasse der Megabreccie ähnelt der Zusammensetzung der Älteren Allgäuschichten (Calcit, Illit, winzige detritäre Glimmer, Pyrit; praktisch kein Quarzdetritus). Die Megabreccie hält etwa 30% Matrix, 70% stellen die Komponenten. Vor allem im Westen (SI) zeigt die Matrix Anlagerungsgefüge in Zwickeln und Hohlräumen, oft auch Anzeichen von Verstellungen während der langsamen Verfüllung dieser Räume mit Grundmassematerial. Die Matrix erscheint meist gelbgrau, tonig-schiefrig und führt oft reichlich arenitischen Echinodermenschutt.

Die Lagerung der Komponenten in diesem ehemaligen Schlamm ist völlig ordnungslos, sogar als chaotisch zu bezeichnen: Fehlen von Schichtung, Bankung, Einregelung, Gradierung, Sortierung. Nur die Einlagerung der Olistolithe findet horizontgebunden statt (E-Seite des Eisenspitzzipfels).

Eine Komponentenverteilungsanalyse brachte wertvolle Erkenntnisse über die qualitative und quantitative Streuung der Klaster durch die einzelnen Profilschnitte. Mikrofazielle und sedimentologische Vergleiche der Klaster mit an-

stehenden Gesteinen ergaben folgende Zuordnung (stark vereinfacht):

- a) Komponenten der Crinoidengraukalkfazies und der Älteren Allgäuschichten:
 - graue Mikrite und Echinomikrite
 - Echinossilite
 - Crinosparite
 - Crinorudomikrite etc.
- b) Komponenten liassischer Rotkalke:
 - rote Echinomikrite und - Silite
- c) Komponenten der back-reef-Fazies des Rhätoliaskalks:
 - Biomikrite und Biopelmikrite
 - Biopelsparite, Foraminiferenpelsparite
 - Bioarenite
 - Oosparite etc.
- d) Komponenten der rhätischen "Beckenfazies" (Kössener Schichten):
 - verschiedene Lumachellen
 - Biomikrite mit Korallen
 - verschiedene Mikrosparrite mit umkrusteten Biogenresten und Bioturbationsgefügen etc. {siehe Foto 4}
- e) Dolomitkomponenten des Hauptdolomit:
 - verschiedene Dolosparite, z.T. mit Peloidghosts etc.
- f) Komponenten der Raibler Schichten:
 - Feinsandsteine und Silite (nur SI)



Foto 4: Megabreccie mit Komponenten der Kössener Schichten; x 6

Aus Dünn- und Anschliffen wurde nun die - flächenmäßige - Beteiligung dieser Typen am Komponentenbestand (jeweils = 100%) abgeschätzt (siehe Abb. 2). Deutlich zeigt sich ein Vorherrschen der Plattformsedimente des Rhätoliaskalks und der Kössener Schichten im Westen, während nach Osten hin Liasgraukalke und Klasten der Allgäuschichten dominieren. Das sediment-liefernde Hochgebiet, der zerbrechende Karbonatkörper, muß also im W des Eisenspitzgebiets zu suchen sein.

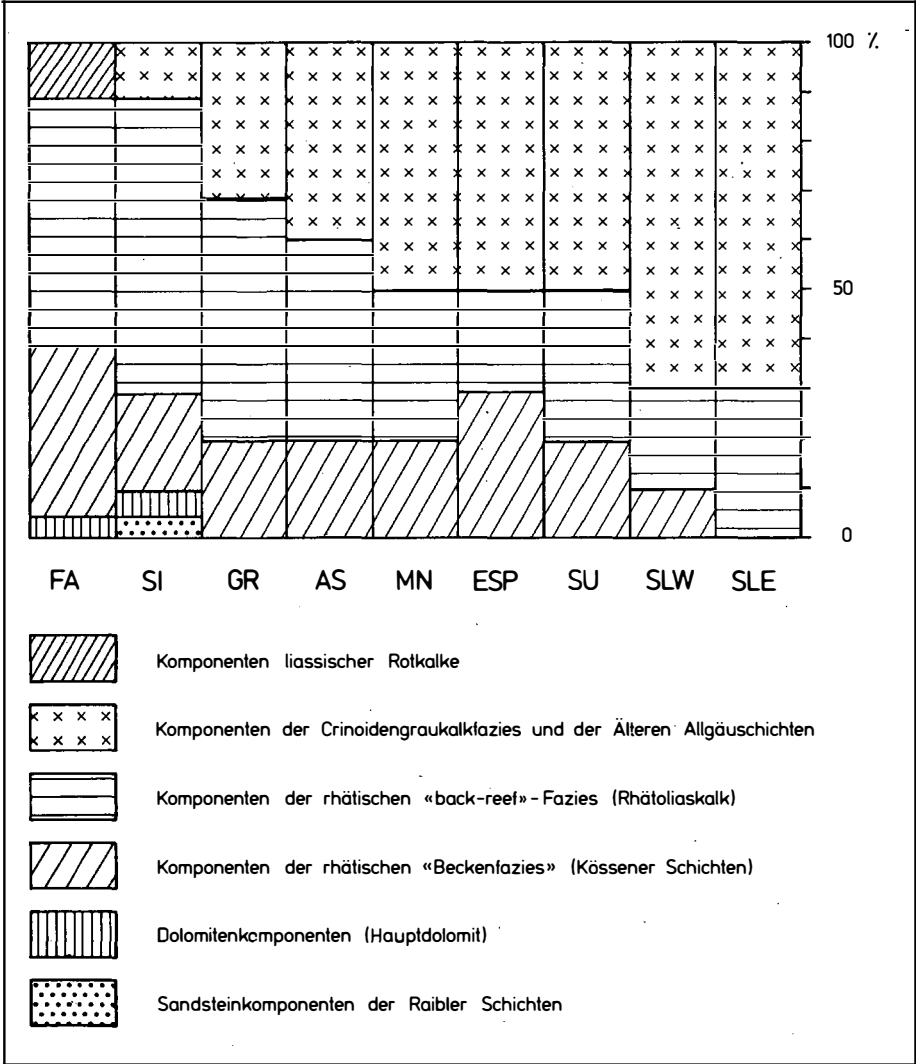
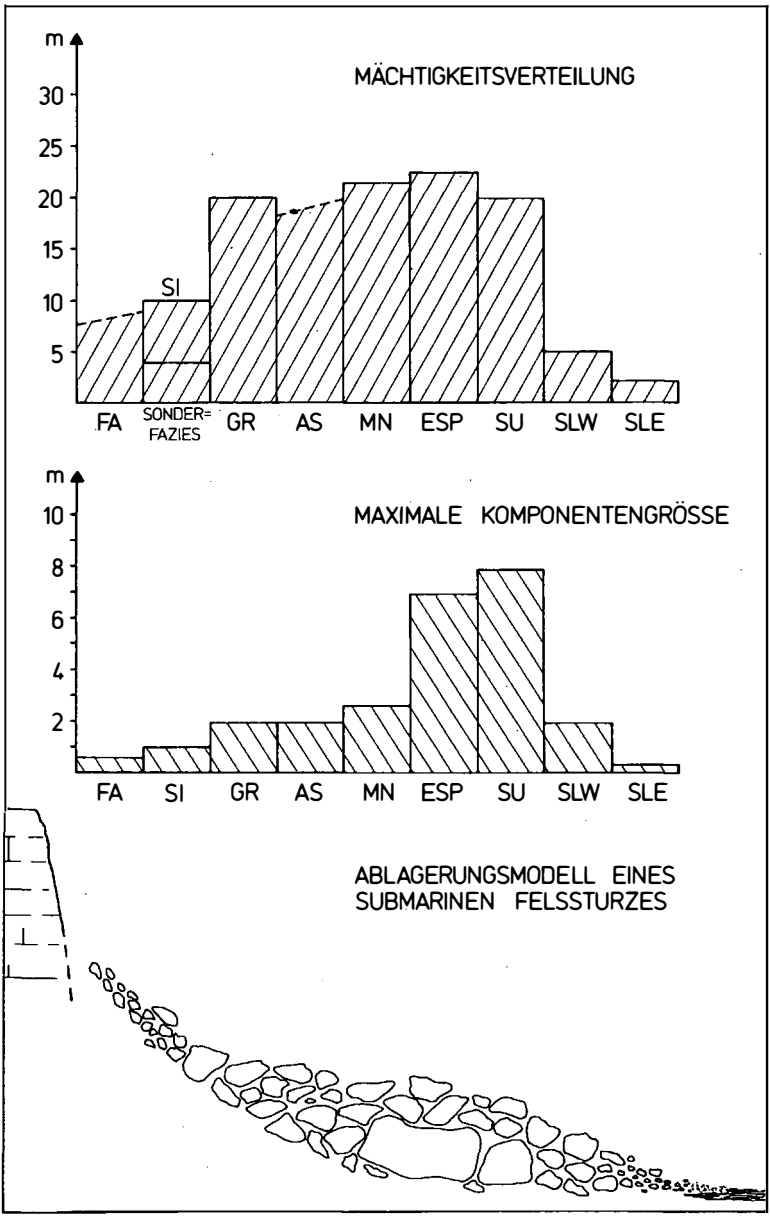
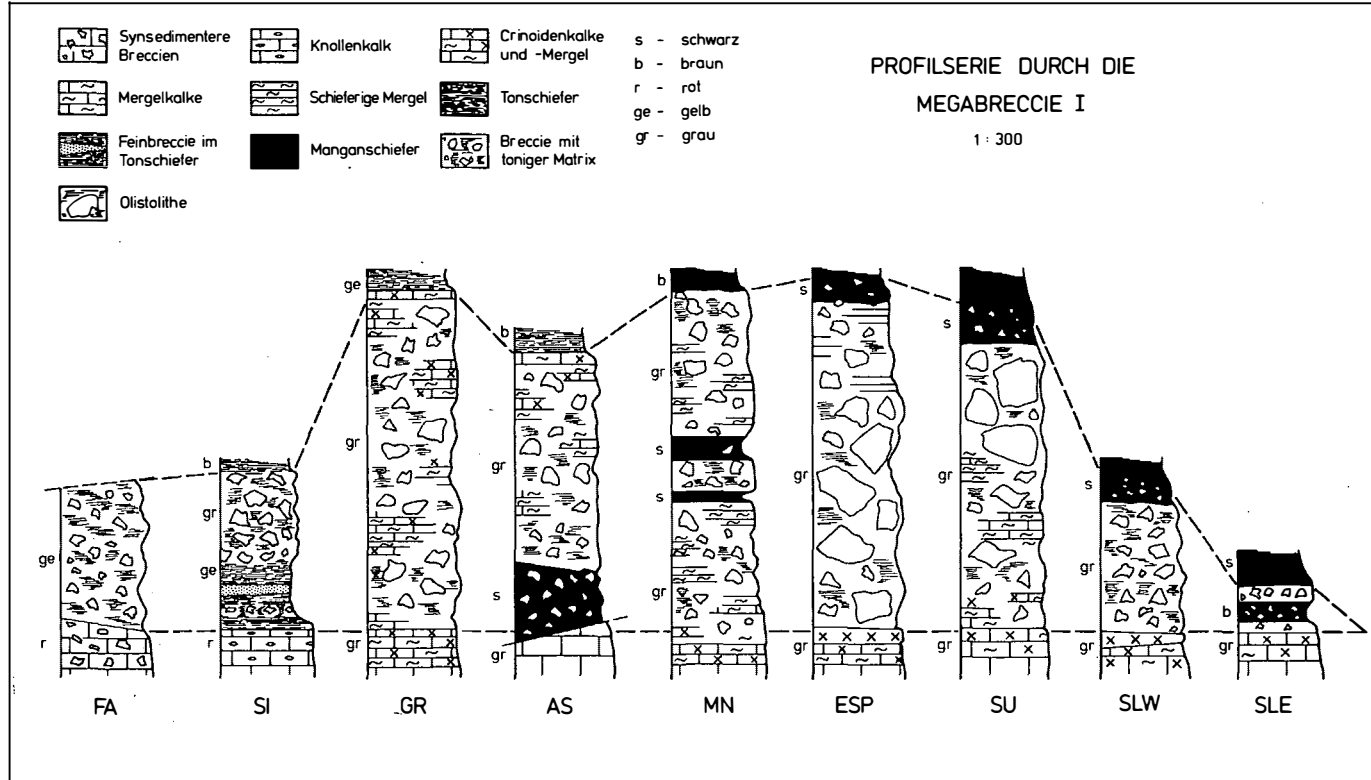


Abb. 2

Auch die Mächtigkeit des Megabreccienkörpers sowie die maximale Komponentengröße (\varnothing der 3 größten Klaster) variieren in der E-W-Erstreckung (siehe Tafel II). Maxima treten deutlich im Gebiet ESP - SU auf. Dort liegen auch die Olistolithe aus Rhätliakalk, die HUCKRIEDE 1959, S. 420 noch für autochthone Riffkörper hielt.



Tafel II.



Fassen wir sämtliche Kriterien zusammen, so bietet sich als Ablagerungsmodell für die Megabreccie eine Kombination aus submarinen Felsstürzen und debris flows an (siehe Tafel II). Alle "ordnenden" Strukturen fehlen (Bankung, Schichtung, Lamination, scharfe Ober- und Untergrenzen, Gradierung, Imbrikation). Das transportierte Material ist völlig unsortiert, die Zurundung der Komponenten bestenfalls subangular. Der Anteil an feinkörniger Matrix beträgt 30%. Das Felssturzkonzept bietet hier eine Lösung - Gesteinsfragmente brechen von einem submarinen Kliff und stürzen (bzw. gleiten, siehe Olistolithe) in das Schlamm sediment eines Beckens.

Am Beckenhang finden dann sekundäre Transporte des produzierten Materials nach dem debris-flow-Modell statt: "schwimmender" Transport grober Klaster in einem Schlamm/Wasser-Gemisch. Auch rezent sind submarine Felsstürze oft mit debris flows verknüpft.

Andere Ablagerungsbedingungen galten für den geringmächtigen Schüttungskörper "Schindeln": Vormacht an arenitischem Material, gute Sortierung, keine Schlammmatrix innerhalb der klastischen Lamellen etc. sprechen für einen Transport nach dem grain-flow-Konzept; allseitiger Druck, entstanden durch unzählige Korninteraktionen, hält hierbei die Partikel in Bewegung.

Feinklastische Serie I

Die Megabreccie wird im gesamten Gebiet von feinkörnigen Sedimenten überlagert; helle Mergelschiefer geringer Mächtigkeit im Westen gehen lateral in mächtige (SU : 30 cm) schwarze, vererzte, tonige Schiefer über: die Manganschiefer im Osten. Der Ablagerungsraum der Megabreccie, mit dem Beckentief im E, wird also nachgezeichnet.

Feinklastische Einschaltungen im cm-Bereich stellen sich vor allem im oberen Teil der Schiefer ein. Teils Crinoidenschutt, teils Dolomitmaterial erscheint aufgearbeitet. Diese Einschaltungen treten nach E immer mehr zurück.

Verschiedene "regelnde" sedimentologische Kriterien weisen besonders die hangenden Teile dieser feinklastischen Serie I als Produkte von Vorgängen aus, die mit turbidity currents verwandt sind. Echte A-E-BOUMA-Sequenzen sind allerdings nirgendwo entwickelt. Besonders aber der hohe Anteil an tonig-feinkörnigem Material macht Turbiditätsströme wahrscheinlich, die beim Transport weniger viskos waren ("low-density turbidity currents").

Natürlich ist ein ideales turbidity-current-Modell in einem Ablagerungsbereich schwerlich anwendbar, dessen Längserstreckung nur 2 km beträgt. Trotzdem lassen sich deutliche Unterschiede in der Sedimentologie feststellen, die auf relative Nähe bzw. Entfernung zum Auslösegebiet der Schuttströme schließen lassen (proximal-distal). Abb. 3 zeigt 2 Profile durch die feinklastische Serie. Zum Vergleich dazu die idealisierte Sedimentationsänderung entlang eines Schuttstroms, der nach dem turbidity-current-Prinzip transportiert wurde (Abb. 4).

Wie beim Megabreccienkomplex bestätigt sich auch hier ein Ablagerungsraum mit einem sedimentliefernden Hoch im W, das in ein im E gelegenes Becken schüttet. Als Schutt fungiert immer noch aufgearbeitetes obertriadisches Material, vornehmlich aus dem Hauptdolomit. Dazu kommt liassischer Crinoidenschutt.

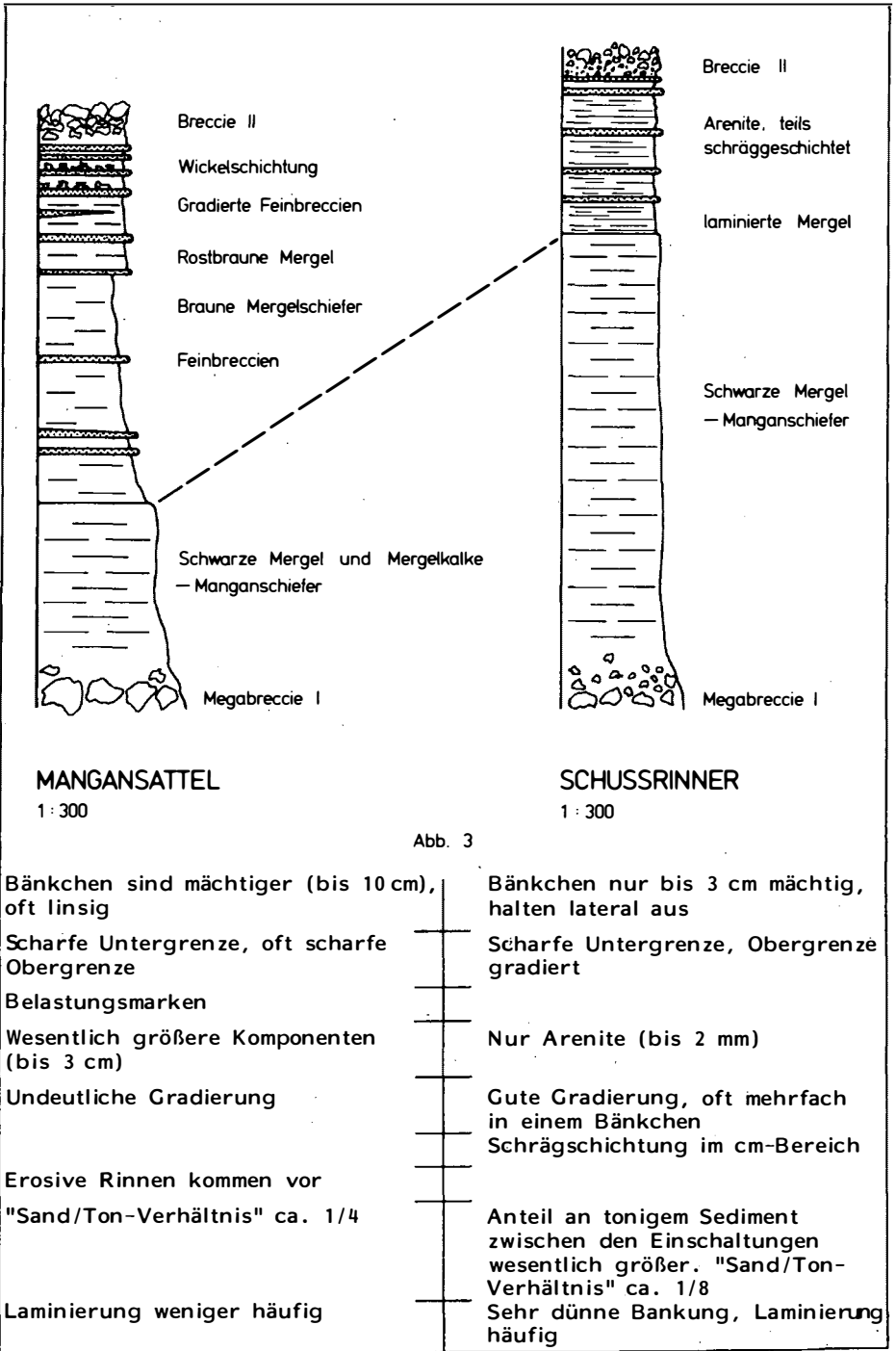




Foto 6: Schuttlinse mit Crinoiden im feinklastischen Komplex II; x 6

Breccie III

Sie ist geringmächtig (1-4 m) und nur im W, bis etwa ESP entwickelt. Ihr Erscheinungsbild ist ähnlich wie das von Breccie II: sekundäre Matrixarmut; scharfe Untergrenze; maximale Klastgröße 1 m; schlechte Sortierung; stark polymikt. In den östlichen Ausläufern dieses Breccienkomplexes sinkt die maximale Komponentengröße auf 20 cm. Radiolarienführende kieselige Mergel schalten sich zwischen einzelne Breccienbänke.

Zu den Komponenten: Der Anteil ist auf über 70% gestiegen. Vor allem:

- verschiedene Dolosparite
- laminierte Dolomikrite mit Fenstergefügen
- Doloarenite mit grapestones und Onkoiden

An Kaiken sind vorhanden:

- Biomikrite, Biopelmikrite
- Biosparite
- Lumacheilen
- Oolithe
- Echinomikrite etc.

Auch Breccie III geht, wie der Breccienkomplex II, auf Mechanismen zurück, die nach dem debris-flow-Konzept abliefen.

Ein für die Lechtaler Alpen typisch ausgebildeter Radiolarit überlagert die Breccie III. Er geht schließlich, bei sinkendem Kieselsäuregehalt, in die basalen bunten Aptychenschichten über. In diese Basis schaltet sich, in zwei getrennten Vorkommen, die Breccie IV ein.

Breccie IV

Sie ist nur im äußersten W des Gebietes in zwei linsenförmigen Breccienkörpern ausgebildet (siehe Foto 7). Ihre größte Mächtigkeit liegt bei 6 m. Sie hat ein stark polymiktes Erscheinungsbild. Die Untergrenze ist scharf, ins Hangende bzw. lateral bestehen kontinuierliche Obergänge. Der Matrixgehalt liegt bei 25%; als Grundmasse fungiert ein roter Biosiltit. Er führt Echinodermenreste (fraglich Saccocoma), Lagenidenbruch und wenig Quarzdetritus. Hämatit, oft als aufgearbeitete Krüstchen, ist vorhanden. Die Matrix zeigt Anlagerungsgefüge und Anzeichen sehr langsamer Sedimentation.

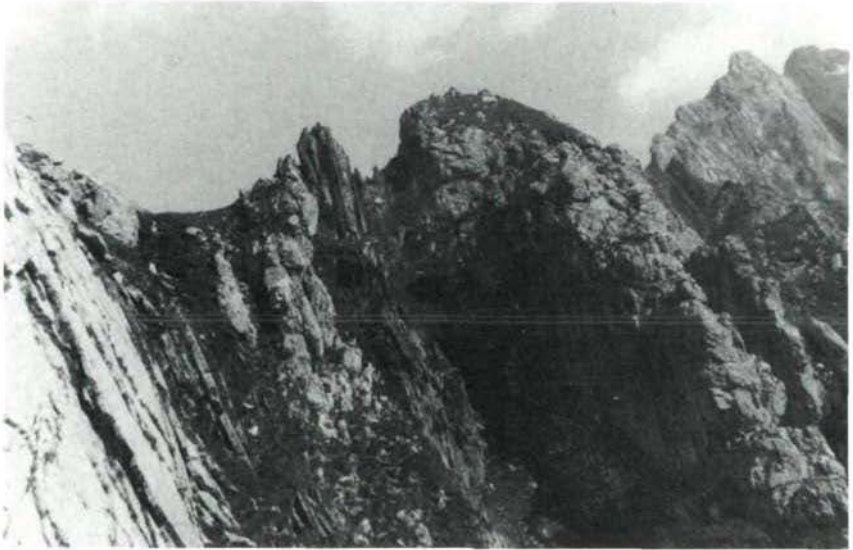


Foto 7: Breccie IV, eingeschaltet in die Aptychenschichten

Die Komponentenzusammensetzung ist recht vielfältig (siehe Foto 8):

- verschiedene Dolosparite des Hauptdolomit (10%)
- 50% rhätische Gesteine: Biomikrite
Biopelsparite mit Foraminiferen
Bioarenite
Oosparite etc.
- Echinomikrite und -siltite der liassischen Crinoiden-
graukalkfazies (10%)
- 30% jurassische Rotkalk: rote Biomikrite und -siltite
mit Fe-Mn-Knollen

Die roten Jurakalke sind also erstmalig am geschütteten Material beteiligt (siehe dazu folgendes Kapitel).

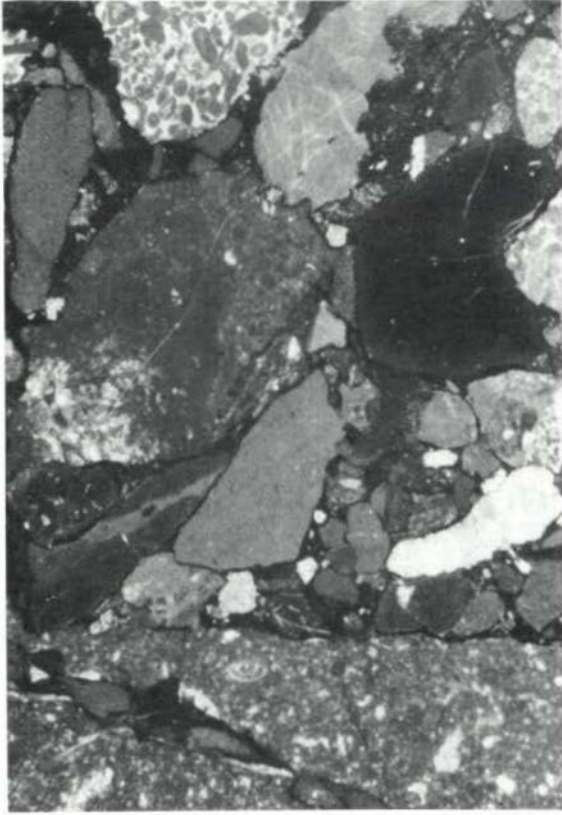


Foto 8: Polymikte Breccie IV; x 6

Im Erscheinungsbild der Breccie IV fehlen die entscheidenden ordnenden Strukturen. Alle Faktoren sprechen für einen debris-flow-Transport. Verschiedene Kriterien (verzögerte Hohlraumverfüllung, Anlagerungsgefüge in der Matrix) machen sogar die Beteiligung von felssturzähnlichen Vorgängen möglich.

Komponentenverteilungsanalyse der vier Breccienkomplexe

Während bei der Bearbeitung der Megabreccie die laterale Variation in der Komponentenzusammensetzung untersucht wurde, soll es jetzt auf die vertikale Veränderung ankommen. Welcher Komponententyp wird wann geschüttet? (Siehe Abb. 5).

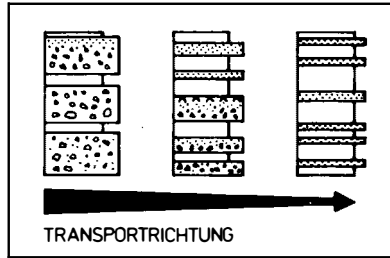


Abb. 4

Breccie II

Dieser grobklastische Komplex erreicht seine größte Mächtigkeit (12 m) im mittleren Eisenspitzgebiet (GR-AS-MN). Nach Osten klingt der klastische Einfluß aus, ist am Schläflieger (SLW) schon gar nicht mehr vorhanden.

Die Breccie II erscheint stark polymikt, ihre maximale Klastengröße beträgt 1.5 m (siehe Foto 5). Die Untergrenze des Pakets ist scharf, z.t. sogar erosiv (washouts). Im Hangenden besteht ein kontinuierlicher Übergang in die feinklastische Serie II.

Die Matrixarmut der Breccie ist sekundär; starke Druckbeanspruchung hat die ursprüngliche Zurundungsform der einzelnen Komponenten verändert (Stylolithisierung). Die Komponentenzusammensetzung hat sich gegenüber der Megabreccie stark verändert:

- 45-50% Dolosparite verschiedenster Art
- 15% Dolomikrite und Doloarenite mit norischen Foraminiferen
- 40% Kalke: Biomikrite und Biopelmikrite des Rhätoliaskalks; dazu Echinomikrite und -sparite aus der Fazies liassischer Graukalke

Zu obertriadischen Gesteinen (Hauptdolomit und Rhätoliaskalk) treten also jetzt auch Liaskomponenten.

Die folgenden sedimentologischen Kriterien sprechen deutlich für einen Transport nach dem debris-flow-Mechanismus:

Klastengröße bis 1.5 m; kein arenitisches Material beteiligt; kaum Sortierung; keine Bankung; nur schwache Einregelung der Komponenten; scharfe Untergrenze der Einheit; basal z.T. inverse Gradierung. Man muß allerdings davon ausgehen, daß primär eine sehr feinkörnige Schlammatrix mindestens 25-30% der Breccienmasse ausgemacht hat (die dann sekundär einer Drucklösung zum Opfer gefallen ist).



Foto 5: Breccie II am Alten Stollen

Feinklastische Serie II

Sie tritt nur noch im W und im mittleren Eisenspitzegebiet auf; im E herrschen bereits die eintönigen Beckensedimente der Jüngeren Allgäuschichten vor, die keinerlei klastische Beeinflussung mehr zeigen. Im W (SI, GR) schalten sich in die 1-4 m mächtigen, von hämatitischem Pigment rot gefärbten, Mergel und Schiefer dünne Feinbreccienbänder ein. Der SiO_2 -Einfluß im Sediment steigt, rote Hornsteine tauchen auf. Filamente schwimmen in der Grundmasse.

Die feinbrecciösen Linsen und Bänder bestehen zum größten Teil aus Echinodermendetritus (siehe Foto 6); Algenanbohrungen sind nicht selten. Das Material muß also aus dem photischen Bereich gekommen sein. Neben diesem Biogenschutt treten zu etwa 40% dolomitische Klasten und Kalkbruchstücke aus Obertrias und Lias auf.

Die sedimentologischen Charakteristika der Feinbreccienbänder machen einen grain-flow-Transport wahrscheinlich. Die Ablagerung erfolgte auf einem Meeresboden, der kleinräumig in Wannern, Rinnen und Schwellen gegliedert war. Rotes Pigment deutet auf gute Durchlüftung und oxidierendes Ablagerungsmilieu.

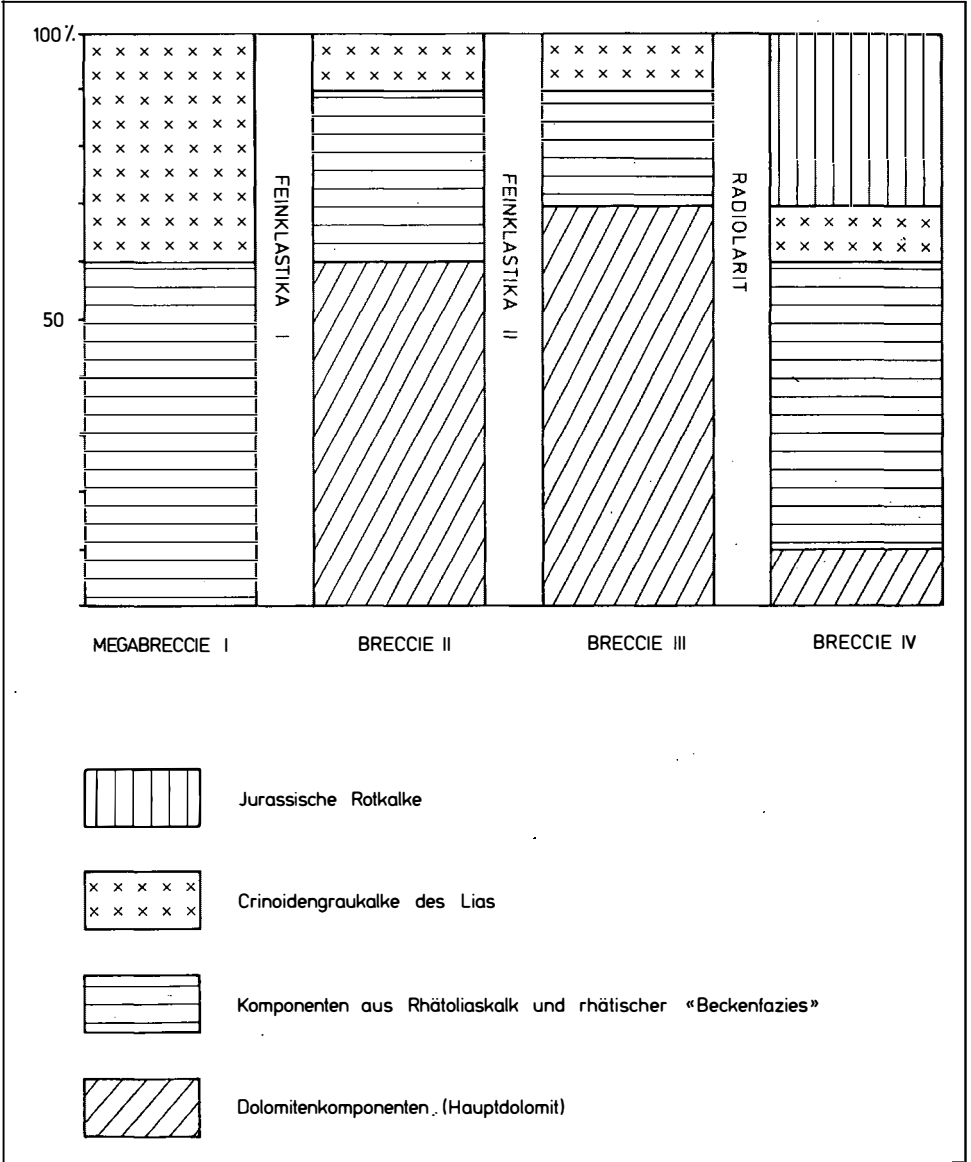


Abb. 5

Was sagt die Analyse aus? Beginnen wir bei der Megabreccie: Abgesehen vom Schüttungskörper "Schindeln", der auf grain flow zurückgeht und eine größere Transportweite zugrunde hat, liegt das rhätische und tiefliassische Komponentenmaterial der Megabreccie noch in relativer Nähe zum Liefergebiet. Submarine Felsstürze und debris flows transportieren ihr Schuttmaterial nicht sehr weit!

Dagegen haben die low-density turbidity currents der Feinklastika II ihr Dolomitmaterial wieder aus einem Liefergebiet, das in größerer Entfernung lag.

In den grobklastischen Breccien II und III steigt der Hauptdolomitanteil stark. Sie gehen auf debris flows zurück, die keine großen Transportweiten zulassen. Selbst wenn man annimmt, daß das Dolomitmaterial mehrfach umgelagert sein kann, so wird doch das Abtragungsgebiet norischer Gesteine nähergerückt sein.

Die Breccie IV, nur im extremen W des Gebiets, führt jurassische Rotkalke. Einige dieser Gesteine sind typisch für den geringmächtigen roten Schwellenjura der Zürser Schwelle (Crinoidenkalke mit Fe-Mn-Knollen). Ihr Material muß also bereits zur submarinen Abtragung gelangt sein.

Zusammenfassend: Ein Hauptdolomitleifer- bzw. Abtragungsgebiet tritt verstärkt erst im Dogger auf, "rückt" dann jedoch näher und dominiert mit seinen Klasten. Vorher beherrschen die Kalke der zerbrechenden obertriadischen Plattform das Geschehen. Material der Zürser Schwelle kommt im mittleren Malm auf, während der Hauptdolomitanteil stark sinkt. Das Schwellenhochgebiet scheint zu zerbrechen.

Trotz gewisser Schwankungen in der Schuttzusammensetzung der Eisenspitzbreccien war das Liefergebiet doch den gesamten Jura über stabil und ortsgebunden. Die Schuttvariation entstammt zum größten Teil dem erosiven Abschnitt e i n e r obertriadischen und jurassischen Schichtfolge. Exotika kommen niemals vor. Abtragungs- und Ablagerungsraum waren eng benachbart (extrem schlechte Aufbereitung und Reife der groben Eisenspitzklastika). Im Gebiet muß eine sehr hohe Reliefenergie geherrscht haben.

Faziesschema der jurassischen Eisenspitzenentwicklung

Tafel IV synthetisiert die erworbenen Erkenntnisse. Das räumliche und zeitliche Neben- und Übereinander der einzelnen Fazies wird grob schematisch dargestellt. Die zeitliche Einstufung der Schichtglieder ist nicht absolut, da es aufgrund der Lithologie der Breccien unmöglich war, Datierungen zu gewinnen. Trotzdem bieten im regionalen Rahmen datierte Schichtglieder (Mn-Schiefer, Radiolarit) zeitliche Fixpunkte.

Wie bereits mehrfach erwähnt, liegt im W der Eisenspitzenregion ein Hochgebiet des Abtrags und der Schuttlagerung (Schwelle), während im E das eigentliche Becken mit den normal ausgebildeten Allgäuschichten gelegen ist.

Zu den Zusammenhängen: Rhätoliaskalk (RLK) und Kössener Schichten (KÖ) bilden die Basis der Eisenspitzenentwicklung. Das Auftreten von Kössener Schichten hat paläogeographisch keine Bedeutung; da sich die jurassischen Sedimente nicht an die vorgegebene Topographie halten. Der Aufbau der RLK-Plattform wird im Hochgebiet länger angehalten haben als im E.

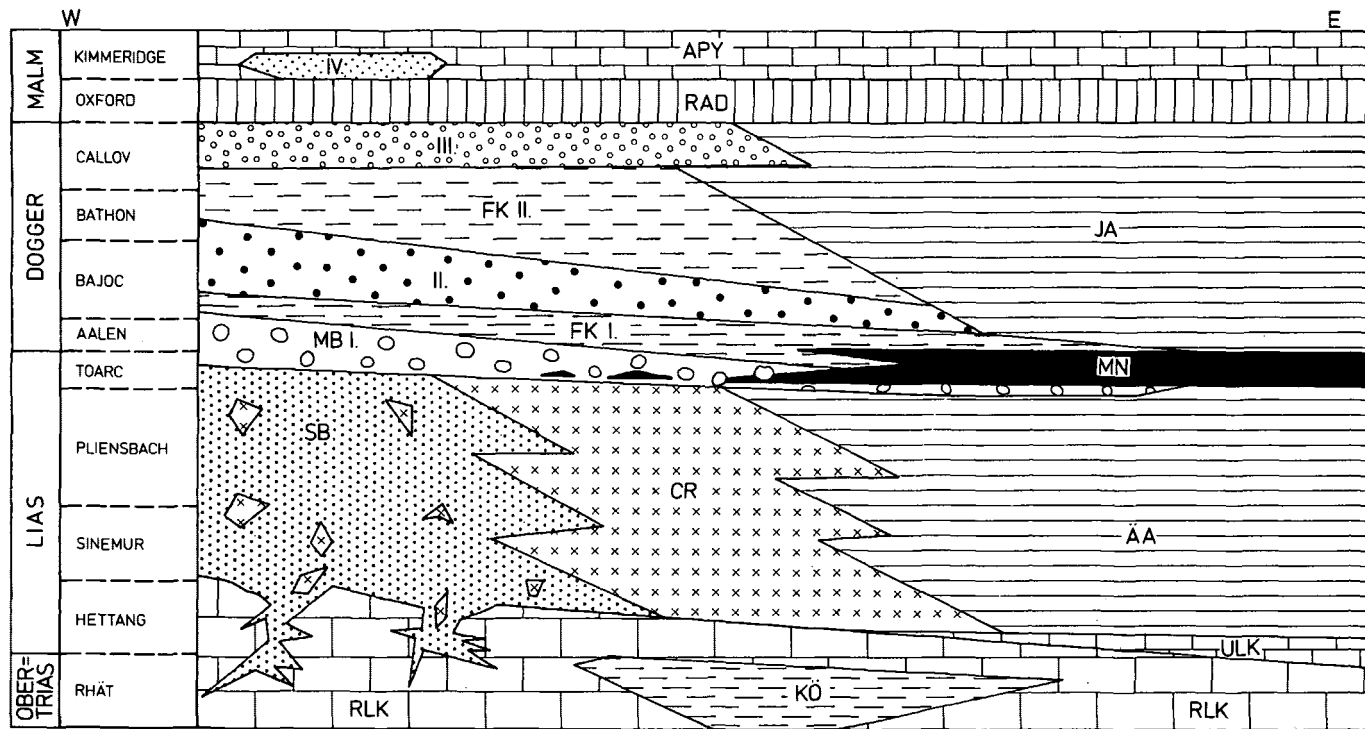
An der Wende Trias/Jura macht sich im gesamten Gebiet eine Absenkungstendenz bemerkbar, die von E her gegen das Hoch vorgreift. Die RLK-Plattform "durchläuft" im E relativ schnell das Niveau der Cephalopodenkalkentwicklung (Unterliaskalk - ULK). Im Hochgebiet dagegen beginnt die starre Plattform zu zerbrechen, Spalten reißen auf, die mit roten Crinoidenkalken verfüllt werden. Die Sedimentation geht langsam vor sich, sogar Stillstände treten auf. Das durch die tektonische Unruhe und die Absenkung bedingte Zerbrechen zerrüttet die Plattform immer mehr. Die Fazies der Internbreccie (IB), wo submarine Aufarbeitung und Sedimentation einander ablösen, spiegelt jene Phase wieder. Die IB verzahnt gegen E mit der etwas tiefer angelegten Fazies der Crinoidengraukalke (CR), die ihrerseits nach E in die Älteren Allgäuschichten (ÄÄ) übergehen. Diese stellen nur mehr die reine Beckenentwicklung dar, ohne das Zerbrechen der Triasplattform zu dokumentieren. Von W nach E steigt der Sedimentanfall, der Tongehalt der Ablagerungen, während oxidierendes von reuzierendem Milieu abgelöst wird.

Von E her tastet sich im unteren Toarcian die extreme Stillwasserfazies der Mn-Schiefer (MN) heran, die anaerobe Faulschlammbedingungen repräsentiert. Diese MN setzen gegen W aus und treten noch als letzte Linsen in dem vom Hoch vordringenden Schüttungskomplex der Megabreccie (MB) auf. Diese Grobklastika lagern im W der roten Knollenbreccie, der Internbreccie, den Crinoidengraukalken und im E schließlich den Allgäuschichten ohne Lücke auf und schieben sich weit ins Becken vor.

Überlagert wird die MB von der feinklastischen Serie I (FK I) mit ihren turbiditähnlichen Abfolgen. Diese Fazies geht lateral, gegen E, in die höheren Teile der Mn-Schiefer ohne klastische Beeinflussung über. Hangend zu den Mn-Schiefern folgen im Beckenbereich wieder eintönige Jüngere Allgäuschichten (JA). Von W her schaltet sich über FK I die grobe Schüttung der Breccie II (II) ein, die ins Becken hinein auskeilt. Bereits jetzt ist erkennbar, daß der klastische Einfluß der jüngeren Breccien nicht mehr so weit nach E reicht, wie noch im Toarcian (Megabreccie). Die gesamte klastische Entwicklung verlagert sich langsam in westliche Richtung, zum Hochgebiet hin. Diese Tendenz macht sich auch in der feinklastischen Serie II bemerkbar. Auch sie geht lateral nach E in Jüngere Allgäuschichten über, die sich weiter gegen W vorschieben. Schließlich schaltet sich noch der grobklastische Schüttungskörper der Breccie III (III) ein.

Überdeckt werden Klastika und Beckensedimente von Radiolarit, dessen Entwicklung mit beginnendem Malm einsetzt. Jetzt sind die größten Reliefunterschiede ausgeglichen (eine Diskrepanz bleibt jedoch zwischen der Ablagerungstiefe der Dogger-Klastika und der des Radiolarits bestehen; die Grobklastika wurden sicher nicht in einer Tiefe von 3000-5000 m sedimentiert, wie sie als Ablagerungstiefe für den Radiolarit gefordert wird).

In der Basis der hangenden Aptychenschichten des Kimmeridge schaltet sich im W als letzter Ausläufer der klastischen Eisenspitzenentwicklung die Breccie IV (IV) ein. Danach verläuft die Beckensedimentation ohne jede weitere Beeinflussung kontinuierlich in die Unterkreide hinein.



Tafel IV.

Paläogeographie und Ablagerungsraum

Das Parseierbecken

Läßt sich der Ablagerungsraum der Eisenspitzklastika in die regionale Paläogeographie einfügen?

Rekonstruiert man das Streichen der jurassischen Eisenspitzgesteine vor der wirkungsvollen tertiären Tektonik, so ändert sich die Richtung nach WSW-ENE. Dies ist auch die generelle Streichrichtung im Sattel-Muldenbau der südlichen Lechtaler Alpen, besonders im Gebiet Eisenspitze-Parseierspitze-Silberspitze. Mit Sicherheit hat sich die vorgosauische Tektonik, die diesen Sattel-Muldenbau schuf, an die gegebene Lithologie (also auch an die Faziesgrenzen) gehalten. Das heißt, der ursprüngliche Sedimentationsraum erstreckte sich in WSW-ENE-Richtung. Diese Tatsache hat sich ja bereits aus den sedimentologischen Kriterien ergeben.

Im Eisenspitz-Parseierspitze-Silberspitze-Bereich (Luftlinienerstreckung ca. 10 km) sind die Juragesteine in einen Sattel- und Muldenbau einbezogen, der oft noch deutlich die sedimentären Übergänge der einzelnen Strukturen ineinander erkennen läßt (Aufschiebungen, Lateralversatz). Diese Juragesteine (Allgäuschichten) lassen sich einer paläogeographischen Struktur zuordnen. Abb. 6 zeigt die Jura-Mächtigkeitsverhältnisse im Gebiet Eisenspitze-Silberspitze. Klar erkennt man Minima an der Eisenspitze und ein Maximum mit mehr als 400 m mächtigen Allgäuschichten um die Parseierspitze. Schon JACOBSHAGEN (1965, S. 9) fiel diese extrem mächtige Juraentwicklung auf; er sprach von einem "Parseierloch". Ich möchte eher den Begriff "Parseierbecken" verwenden, da es sich um eine längliche Depressionsstruktur handelt, die sich faziell mit Paläohängen und den Hochgebieten verbinden läßt; das Hoch im SW bildet die Zürser Schwelle mit ihren geringmächtigen kondensierten Sedimenten. Obwohl der ursprüngliche Zusammenhang Schwelle - slope tektonisch zerrissen ist, wissen wir doch, daß die Eisenspitzklastika auf diesem Hang abgelagert wurden; die Schüttungskörper keilen von WSW nach ENE aus, die Klastika werden zunehmend feiner. Die Verbindung zum eigentlichen Becken ist gegeben. Dort herrscht extreme Schichtmächtigkeit. Nach ENE, zur Silberspitze hin, schalten sich wieder Klastika in die Beckensedimente: erneuter Hinweis auf einen Paläohang. Die Grenze Lechtaldecke/Inntaldecke schneidet die Juraentwicklung hier tektonisch ab.

Wie lassen sich die enormen Mächtigkeitsunterschiede erklären? Im obersten Rhät war das Bodenrelief noch ziemlich ausgeglichen (die Variation zwischen Flachwasserknollen und den Kössener Mergeln betrug höchstens einige Zehnermeter). An der Trias/Lias-Wende begann das Zerbrechen einer konsolidierten Plattform; Subsidenz setzte ein, von NE nach SW fortschreitend. Ein Tief mit einer sehr hohen Sedimentationsrate entstand. Vor allem bis zum Toarcian wurden enorme Mengen feinkörnigen Sediments ins Becken transportiert, von Hang und Hoch stammend. Im Hochgebiet herrschte ja submariner Abtrag bzw. war die Sedimentationsrate äußerst gering. Am Hang lagerten sich, meist nur episodisch, grobklastische Schuttströme ab, während das feinkörnige Material ins Becken gelangte.

Zur Zeit des Dogger schritt die Subsidenz immer weiter zum Hoch hin fort. Im Becken verlangsamte sich die Absenkung. Die Folge war ein zunehmender Reliefausgleich; auch die Sedimentationsraten glichen sich an. Mit dem Malm-radiolarit war der Ausgleich zwar fast erreicht, die Zürser Schwelle allerdings war noch nicht vollständig abgebaut. Zum einen lieferte sie noch

Charakteristische Sedimente sind verschiedenste rote Kalke und Mergel mit Cephalopoden, Brachiopoden, vor allem Echinodermen. Fe-Mn-Knollen kommen vor, wie auch andere Anzeichen für Mangelsedimentation. Horizonte mit endostratischer Aufarbeitung sind häufig, Konglomerate und Breccien können vorkommen.

In Tafel V ist die Paläogeographie der Zürser Schwelle vom Flexenpaß nach E rekonstruiert. Einige schematisierte Profile sollen dem Verlauf verdeutlichen. Sie stammen von HUCKRIEDE (1957), KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI (1959), FELLERER (1964) und ACHTNICH (1980). Wie aus den Profilen ersichtlich, ist die eigentliche Schwelle nur im W erschlossen. Nach E hin werden die Schwellensedimente durch das angeschobene Silvretta-kristallin tektonisch unterdrückt. Etwa ab der Kaiserjochhütte (oberhalb Pettneu) läßt sich keine Schwellenfazies mehr verfolgen, dafür tauchen aber jetzt Klastika auf, die durch die Zürser Schwelle beeinflußt wurden. Auch die Eisenspitzbreccien sind keine eigentlichen Schwellen-, sondern Hangsedimente. Ihre Verzahnung mit den Allgäuschichten des Beckens ist dokumentiert.

Auch an der Silberspitze sind Hangklastika erkennbar, wenn auch längst nicht so deutlich wie im Eisenspitzegebiet.

Noch weiter im Westen, in jenem Streifen der Lechtaldecke, der den Inn überschreitet, wird die Verfolgung der Schwelle schwierig. Und doch gibt es bei Imsterberg drei winzige Juravorkommen: isoklinal verfaltete rote Kalke mit Aufarbeitungsmerkmalen, unterlagert von Rhätoliaskalk mit verfallten Spalten.

In Abb. 7 ist anhand idealisierter Säulenprofile ein Schnitt durch eine jurassische Schwellen-Becken-Entwicklung dargestellt, wie sie im benachbarten Becken auftritt.

Auf der Schwelle herrscht eine kondensierte Rotkalkentwicklung, mit allen Anzeichen einer Mangelsedimentation. Spalten, mit Rotsediment verfüllt, durchsetzen die unterlagernde Kalkplattform. Am Schwellenhang sind die Sedimente grobklastisch. Zum Becken hin erscheinen dann mächtige, graue, tonreiche Abfolgen mit klastischer Beeinflussung und Merkmalen synsedimentärer Umlagerungsprozesse (Slumpingstrukturen).

Vergleicht man nun die Aufarbeitungshorizonte von Schwelle und Hang stratigraphisch miteinander (im Westen der Zürser Schwelle sind die Profile makropaläontologisch datiert), so stellt man fest, daß die Klastika verstärkt im Liegenden des Lias δ , also vor dem unteren Toarcian auftreten. Auch aus Mächtigkeitsvergleichen mit den Beckensedimenten wissen wir, daß gerade im Unter- und Mittellias die größte Reliefabsenkung stattfand.

Wir haben es bei diesen mittelliassischen "Unruhen" mit den Auswirkungen der "MESOKIMMERISCHEN PHASE" (TOLLMANN, 1966: S. 53) zu tun (siehe folgendes Kapitel). Bisher war man der Meinung, daß die Mesokimmerische Phase im Oberostalpin der Nördlichen Kalkalpen keine großen Auswirkungen hatte (TOLLMANN, 1966). Gerade aber der Hauptanteil der Eisenspitzbreccien, die Megabreccie mit ihren Olistolithen, entstand vor und während des unteren Toarcian und ist Ausdruck dieser Mesokimmerischen Phase!

Schutt in die Aptychenschichten (Breccie IV), zum anderen sind dort Malm und Unterkreide noch in Schwellenfazies ausgebildet.

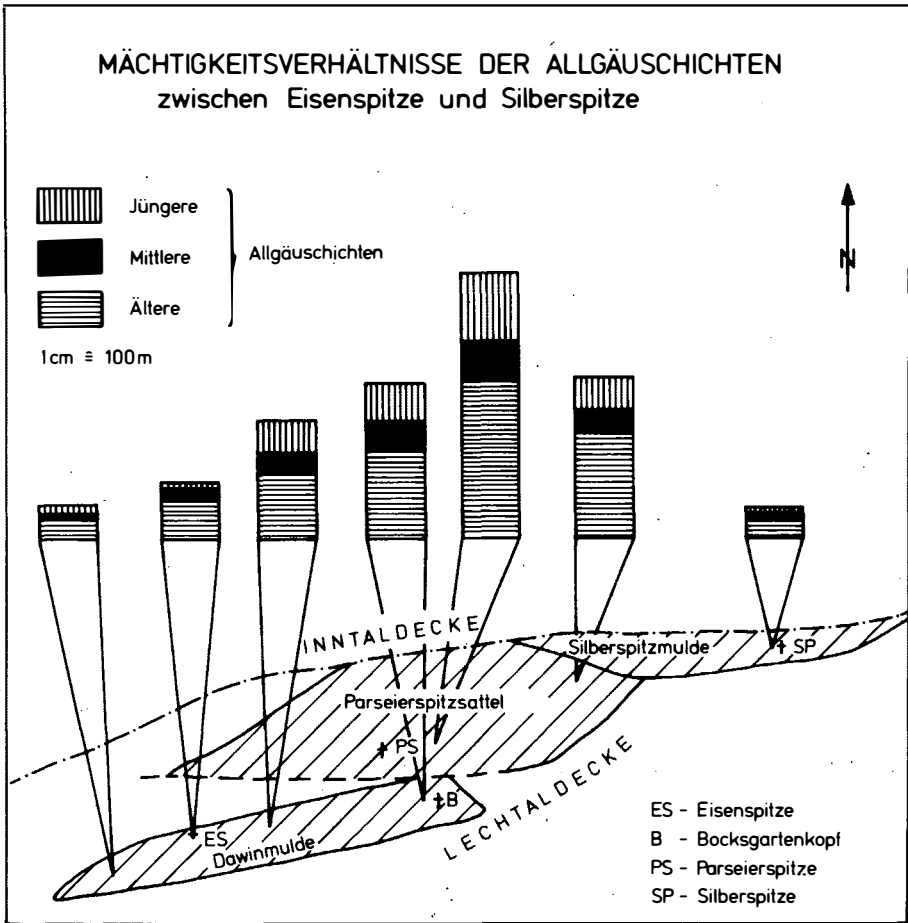
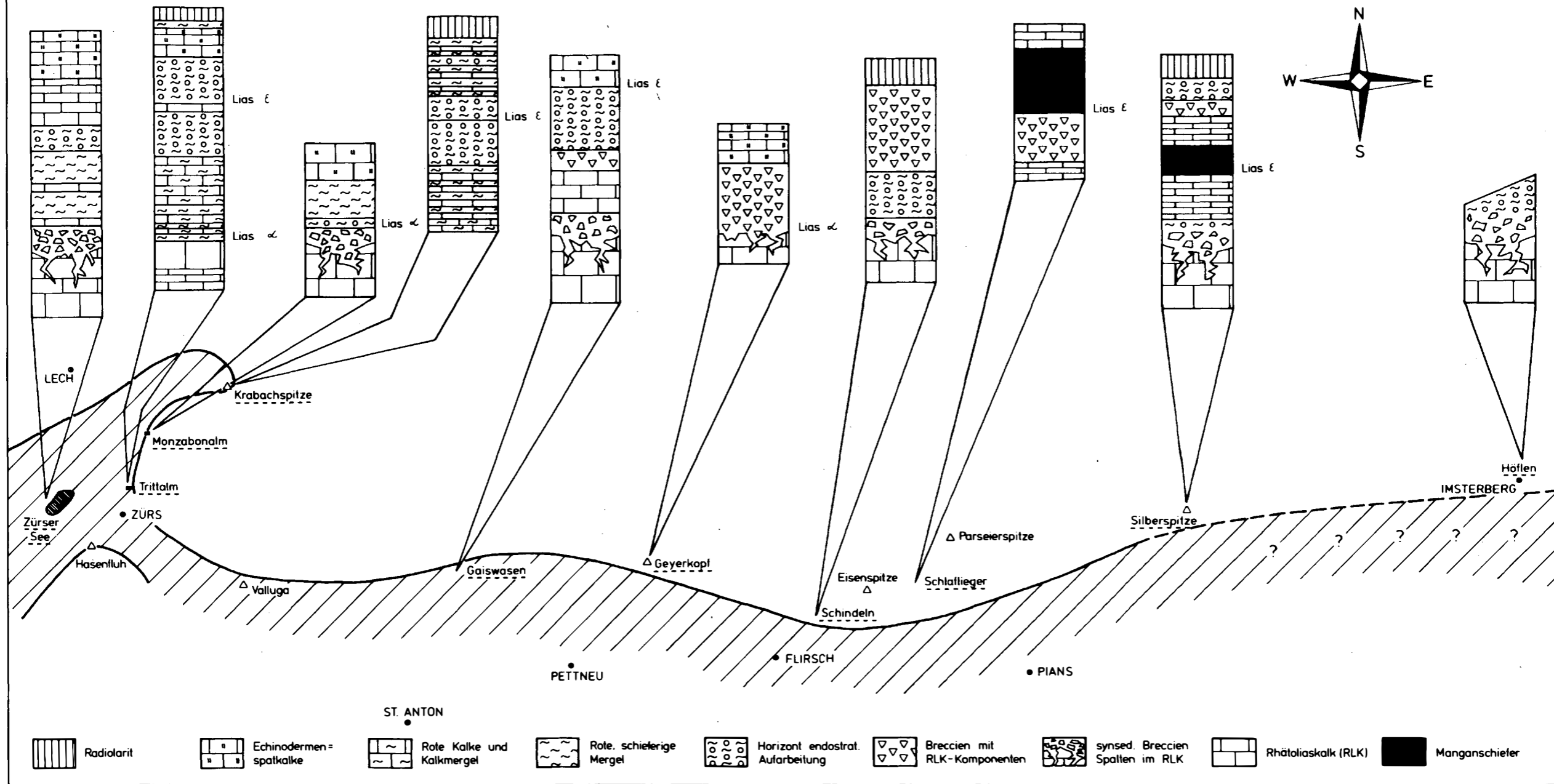


Abb. 6

Die Zürser Schwelle

Kondensierte rote Juraabfolgen waren aus der Gegend des Flexenpasses schon lange bekannt. HUCKRIEDE (1957) und KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI (1959) nahmen bereits die Existenz einer Juraschwelle in diesem Bereich an. JACOBSSHAGEN (1965, S. 69) gab ihr den Namen "Zürser Schwelle" und konnte sie bis ins Rhätikon weiterverfolgen. Dort biegt die Schwelle nach Süden um, während sie in den Lechtaler Alpen in E-W-Richtung streicht.

DIE ZÜRSER SCHWELLE ZWISCHEN ZÜRS UND IMSTERBERG (in schematisierten Profilen, Maßstab 1:1000)



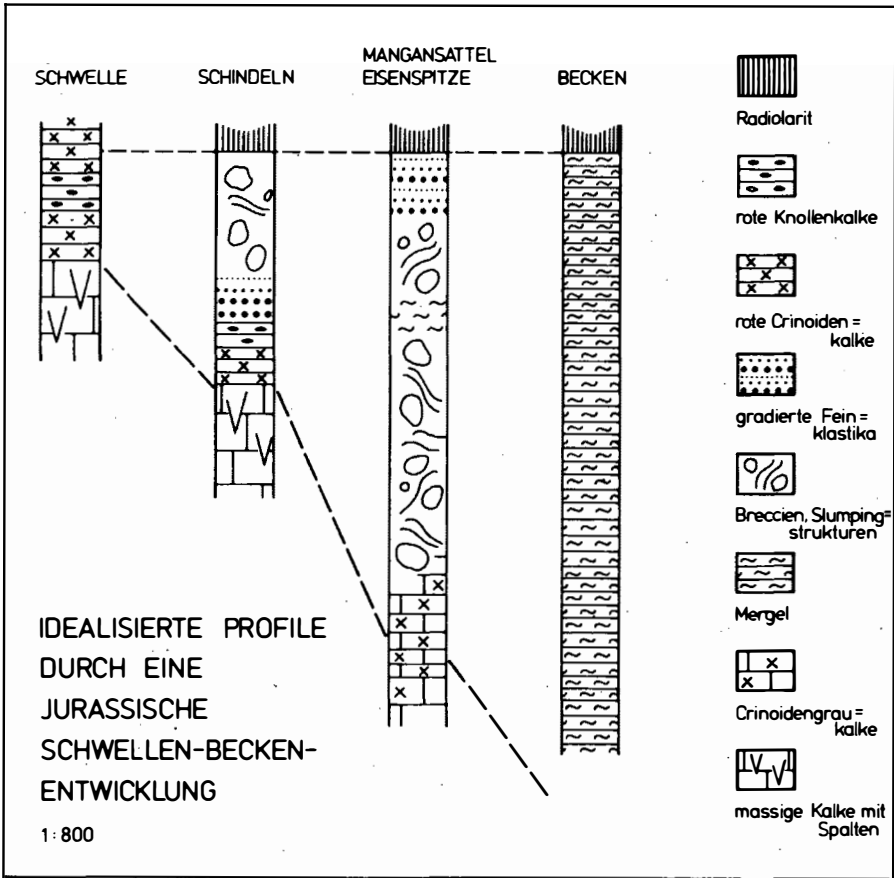


Abb. 7

Trias/Jura-Wende und der ostalpine Schelf

Die triadische Karbonatplattform großer Teile des ostalpinen Schelfs begann im oberen Rhät umfassender Subsidenz zum Opfer zu fallen; sie äußert sich im Aufreißen von Spalten oder dem völligen Plattformzusammenbruch. Flachwasserkarbonate werden von tiefermarinen Rotkalken und pelagischen, tonreichen Sedimenten abgelöst. Der basale Lias kann lokal submariner Omission unterliegen. SCHLAGER & SCHÖLLNERGER (1973) bezeichnen diesen Sedimentationsumschwung als "Adneter Wende". Die ausschließlich epigenen Bewegungen im obersten Rhät und Lias α , die diesem Umschwung zugrundeliegen, machen die "Altkimmerische Phase" aus.

Die unterschiedlichen Subsidenzraten des Schelfs ließen im Lias ein System von Becken und Schwellen entstehen; die beschriebene Faziesdivergenz setzte ein.

Wesentlich größere Auswirkungen als die Altkimmerische Phase hatten intra-liassische Bewegungen der "Mesokimmerischen Phase". Im Westteil der Ostalpen haben sich diese beiden kimmerischen Phasen weniger im Oberostalpin als vielmehr im unterostalpinen Faziesbereich bemerkbar gemacht: die Err-Bernina-Decken des Engadins beispielsweise führen mächtige grobklastische Abfolgen, die im basalen Lias einsetzen und um Pliesbach/Toarcian (Mesokimmerische Phase) ein Maximum aufweisen (FINGER, 1978). Weitere unterostalpine Klastika sind die Türkenwandbreccie, die Tarntaler Breccie etc. Gerade im Unterostalpin bilden sich also jene postulierten Systeme von Schwellen und Becken.

Auch die Engadiner Dolomiten, ins Mittelostalpin gestellt, weisen Liasbreccien auf (HESS, 1953).

In der Allgäudecke, als ehemals nördlichem Ablagerungsraum des Oberostalpins, hat sich ebenfalls ein liassisches Schwellen- und Beckensystem entwickelt (siehe z.B. Allgäu-Außerferner Trog; JACOBSHAGEN, 1965). Grobklastika fehlen allerdings in der Allgäudecke. In der südlich anschließenden Lechtaldecke hat sich vor allem die Mesokimmerische Phase wieder stark ausgeprägt (Zürser Schwelle, Eisenspitzebreccien etc.).

Der Zusammenbruch des Schelfs äußert sich also im gesamten westlichen Ostalpin in der Ausbildung von Schwellen und Becken, die bevorzugt E-W streichen. Im extremen W allerdings deutet sich ein Umbiegen in SW-NE streichende Strukturen an (vergl. etwa das Abbiegen der Zürser Schwelle in Voralberg oder Schüttungsrichtungen der Eisenspitze-Klastika und der Err-Breccien des Unterostalpins).

Während im unterostalpinen Jura des grisoniden Faziesbereichs eine Aufarbeitung bis in die kristalline Basis erfolgte (Err-Breccie), wurde in den südlicher gelegenen Gebieten lediglich Obertrias abgetragen. Die epirogenen Bewegungen, die den ostalpinen Schelf zerbrachen, waren also im Norden (Unterostalpin) wesentlich stärker. Ausgehend vom beginnenden Spreading des südpenninischen (piemontesischen) Ozeans, wurde der Schelf von beckenwärtiger Zugkraft erfaßt und stärker extensionaler Tektonik unterworfen.

Gerade im Westteil des ostalpinen Schelfs machen sich die Äußerungen der Ozonisierung des Südpenninikums durch a l l e Einheiten bemerkbar. Weiter im Osten dagegen finden sich grobklastische Sedimente einzig im Unterostalpin. Mittelostalpine oder gar oberostalpine Einheiten zeigen keine derartigen Gesteine. Hier war der ostalpine Schelf wesentlich breiter und reagierte dadurch immobilier als im Westen. Dort hat ja das gleiche Ereignis (Spreading des Piemontais-Trog) das g e s a m t e Ostalpin, vielleicht sogar noch das Südalpin (z.B. Arzo-Lias) beeinflußt. Die Fazieströge lagen in diesem Bereich wesentlich enger zusammen als dies im Osten der Fall war. Die paläogeographischen Großstrukturen biegen ja im Westen aus ihrem E-W-Streichen in ein SW-NE-Streichen um, laufen zusammen und finden in diesem Bereich auch ihr Ende. Jenes Umbiegen in SW-NE-Richtung prägt sich nicht nur in den Großstrukturen, sondern auch im Regional- und Lokalebereich aus.

Literatur

- ABBATE, E.; BORTOLOTTI, V. & P. PASSERINI (1970): Olistostromes and olistolithes. - Sedim. Geol., 4, S. 521-557, Amsterdam.
- ACHTNICH, T. (1980): Die Eisenspitze und ihre jurassischen Breccien. - Diss., Univ. Innsbruck.
- AMPFERER, O. (1915): Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. - Jb. Geol. R.-A., 44, S. 307-326, Wien.
- AMPFERER, O. (1920): Über die Breccien der Eisenspitze bei Flirsch im Stanzertal. - Jb. Geol. St.-A., 70, S. 1-10, Wien.
- AMPFERER, O. (1930): Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. - Jb. Geol. B.-A., 80, S. 407-451, Wien.
- AMPFERER, O. (1943): Die Eisenspitzebreccien auf dem überkippten Südrand der Lechtaldecke. - Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 152, S. 67-84, Wien.
- BANNERT, D. (1964): Die Geologie der Ruitel-Spitze und der Umgebung von Madau in den zentralen Lechtaler Alpen. - Diss., Univ. Marburg, 166 S., Marburg.
- BERNOULLI, D. & H.C. JENKYN (1974): A Jurassic Basin: The Glaserbach Gorge (Salzburg, Austria). - Verh. Geol. B.-A., 1970, S. 504-531, Wien.
- COOK, H.E.; Mc DANIEL, P.N.; MOUNTJOY, E.W. & L.C. PRAY (1972): Allochthonous Carbonate Debris Flows at Devonian Bank ("Reef") Margins, Alberta; Canada. - Can. Petr. Geol. Bull., 20, S. 439-497.
- DOERT, U. (1974): Der Gebirgsbau der südwestlichen Lechtaler Alpen östlich der Flexenstraße. - Diss., Univ. Erlangen, 260 S., Erlangen.
- FAUPL, P. (1978): Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 25, S. 81-110, Wien.
- FINGER, W. (1978): Die Zone von Samaden (Unterostalpin) und ihre jurassischen Breccien. - Mitt. Geol. Inst. ETH Zürich, 224, 140 S.
- FELLERER, E. (1966): Zur Geologie des Südrandes der Nördlichen Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg (Lechtaler Alpen). - Z. deutsch. Geol. Ges., 116, S. 832-858, Hannover.
- FUCHTBAUER, H. & D.K. RICHTER (1980): Breccias: Criteria and Observations. - Intern. Ass. Sedimentologists, 1. Europ. Meeting, Bochum.
- GERMANN, K. (1972): Verbreitung und Entstehung Mn-reicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. - Tschermaks Miner. Petr. Mitt., 17, S. 123-150, Berlin.
- HESS, W. (1953): Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und dem Valle di Fraéle (Graubünden). - Ecl. geol. Helv., 46, S. 39-142, Basel.
- HUCKRIEDE, R. (1957): Die Geologie der Umgebung von Kaisers. - Diss., Univ. Marburg.
- HUCKRIEDE, R. (1959): Die Eisenspitze am Kalkalpensüdrand. - Z. deutsch. Geol. Ges., 111, S. 410-433, Hannover.

- JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäuschichten zwischen Wettersteingebirge und Rhein. - Jb. Geol. B.-A., 108, S. 1-114, Wien.
- KOCH, K.E. & W. STENGEL-RUTKOWSKI (1959): Faziesuntersuchungen in Jura und Unterkreide der westlichen Lechtaler Alpen. - Verh. Geol. B.-A., 1959, S. 179-201, Wien.
- SCHLAGER, W. & W. SCHÖLLNBERGER (1973): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 66, S. 166-193, Wien.
- TOLLMANN, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. - Geotekt. Forsch., 21, 156 S., Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. - Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 2, 580 S., Wien.
- WESTRUP, J. (1970): Geologie der südlichen Lechtaler Alpen zwischen Schnann und Imsterau. - Diss., Univ. Marburg.

Sedimentologie und Vererzung des Alpinen Verrucano im Stanzertal (Tirol)

von V. Stingl*)

Zusammenfassung

Die permoskythischen Klastika im Stanzertal wurden in drei Einheiten auf-
gegliedert, von denen die zwei tieferen als Alpiner Verrucano angesprochen
werden.

Die Silbernen Phyllite, die als metamorphe Unterlage der Sedimente
identifiziert wurden, überlagert lokal eine in ihrer Geröllzusammensetzung
untergrundbezogene Breccie, die die Liegende Serie (Basisbreccie) des
Alpinen Verrucano darstellt. Sie wird als Hangschutt der präpermischen
Basis interpretiert. In ihr fehlt noch jedes Anzeichen des permischen sub-
sequenten Vulkanismus.

Mit dem ersten Auftreten der Aufarbeitungsprodukte der Quarzporphyre
beginnt die Hangende Serie des Alpinen Verrucano. Sie umfaßt eine bunte
Folge von Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern. Während anfangs
noch grobe Konglomerate vorherrschen, verschiebt sich ins Hangende das
Korngrößenspektrum zu vorwiegend feineren Sedimenten. Durch verschie-
dene Sedimentgefüge ist eine fluviatile Entstehung der höheren Anteile
gesichert. Die Hangende Serie spiegelt eine Entwicklung von alluvialen
Schuttfächern mit fanglomeratartigen Schüttungen zur Sedimentation auf
einer flood plain wieder. Aufgrund der regionalen Korngrößenverteilung
wird eine Schüttungsrichtung aus W bis NW angenommen.

Die hydrothermale Gangvererzung im Alpinen Verrucano führt haupt-
sächlich Kupfersulfide; vorherrschendes Erzmineral ist ein As-Hg-Tetraedrit.

Die Tektonik des Permoskyths ist durch starke Verfaltungen und Ver-
schuppungen geprägt. Gegen die Landecker Phyllitzone begrenzt die
Stanzertal-Linie die Klastika.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Volkmar Stingl, Institut für Geologie und
Paläontologie der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4, A-6020
Innsbruck

Summary

The Permian in the "Stanzertal" can be divided into three units. The two deeper units are summarized as the Alpine Verrucano.

The metamorphic basement (Silberne Phyllite) is locally overlain by a phyllite breccia, called the Liegende Serie (basal breccia). It is interpreted as weathering debris of the pre-Permian basement, which was deposited before the Permian volcanism.

The Hangende Serie of the Alpine Verrucano starts with the first occurrence of volcanic debris (reworked quartz porphyries). It consists of conglomerates (mainly in the basal parts), sandstones and mudstones (predominantly in the upper parts). The Hangende Serie displays a development from alluvial fan sedimentation at the base to flood plain conditions at the top. The regional particle size distribution shows a sediment supply from W to NW.

The hydrothermal ore mineralization predominantly consists of fahl-ores and copper sulphides.

The tectonics of the Permian is predominated by intensive folding and scrapes. The Stanzertal line represents the tectonic border of the clastic sediments to the Landeck quartz phyllite zone.

Inhalt

1. Problemstellung
 2. Seriengliederung
 3. Silberne Phyllite
 4. Alpiner Verrucano
 - 4.1. Liegende Serie
 - 4.2. Hangende Serie
 - 4.3. Diagenese
 - 4.4. Vererzung
 5. Tektonik
- Literatur

1. Problemstellung

Gegenstand der Untersuchungen waren die permoskythischen Sedimente im Raum Stanzertal zwischen Landeck im E und Arlbergs- und Arlbergs- im W mit ihren seit langem bekannten Vererzungsspuren.

Folgende Untersuchungsschritte gingen der Bearbeitung der Sulfidvererzung voraus:

- 1) Erarbeitung einer Lithostratigraphie der klastischen Serien zwischen der metamorphen Unterlage und dem Kalkalpin, verbunden mit einer Faziesinterpretation
- 2) Kartierung des Permoskyths im Maßstab 1:20 000
- 3) Auflösung der tektonischen Verhältnisse des Permoskyths im Stanzertal

Die ersten beiden Schritte wurden zusammen mit K. KRÄINER durchgeführt, der die jüngere Quarziteserie eingehend bearbeitete (KRÄINER, 1981).

2. Seriengliederung

Die Profilaufnahmen und die Korrelation gestalteten sich durch teilweise sehr schlechte Aufschlußverhältnisse, durch die tektonischen Komplikationen und das geringe laterale Anhalten der einzelnen Sedimenttypen schwierig. Es war kein einziges vollständiges Profil aufzufinden.

Die Geländearbeiten zeigten aber, daß zumindest zwei Leitereignisse die Untergliederung der Klastika in drei Einheiten zulassen. Das erste ist der Beginn des permischen Vulkanismus bzw. das erste Auftreten seiner Aufarbeitungsprodukte, das zweite äußert sich im Einsetzen von kompakten Quarzsandsteinen ("Quarzite") über ziemlich matrixreichen Sedimenten (Abb. 1).

Versuche einer weiteren Gliederung durch mikroskopische und röntgenographische Untersuchungen sowie Schwermineralanalysen der beprobten Profile zeigten keinen Erfolg.

Die drei abtrennbaren Serien lassen sich meist schon im Gelände durch ihr deutlich unterschiedliches Aussehen unterscheiden. Das Profil Walchere-Mutte, das die Gesteine von den unterlagernden "Silbernen Phylliten" bis zu den Quarziten (diese nicht mehr komplett) aufschließt, zeigt schön die Dreigliederung der Klastika durch obengenannte Kriterien.

Über den Silbernen Phylliten transgrediert lokal eine Serie, die durch ihre kompositionelle Untergrundbezogenheit und vor allem durch das Fehlen von Vulkanitfragmenten charakterisiert ist. Sie wurde als Basisbreccie oder Liegende Serie bezeichnet.

Darüber setzt der permische Quarzporphyrvulkanismus ein, von dem allerdings fast nur mehr die Aufarbeitungsprodukte in Form von roten oder grauen kieseligen Komponenten vorliegen. Primäre Äußerungen dieses Vulkanismus findet man nur mehr auf der Walchere-Höhe N Pettneu (sehr geringmächtige Ignimbritlage) und auf den Arlenmähdern S Ulmer Hütte (Tuffe und Tuffite). Das Sediment, das die Fragmente beinhaltet, umfaßt sämtliche Übergänge zwischen Konglomeraten und Tonschiefern, sowohl vertikal als auch lateral. Durchgehend kann man aber den Einfluß des Vulkanismus erkennen. Diese Einheit wird in bezug auf ihre Stellung über der Basisbreccie als Hangende Serie bezeichnet.

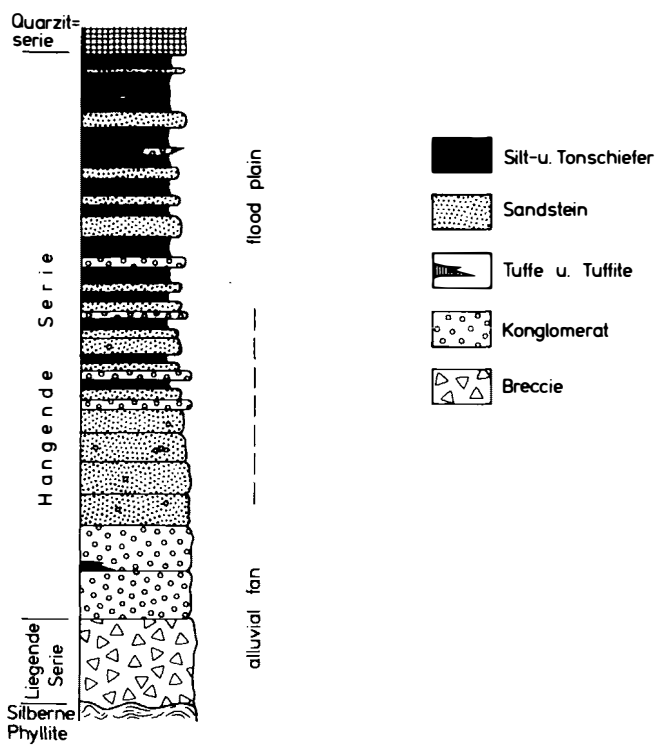


Abb. 1: Idealierte Abfolge des Alpinen Verrucano im Stanzertal, ohne Maßstab

Liegende und Hangende Serie zusammen entsprechen der Definition des "Alpinen Verrucano" von TOLLMANN (1972) und werden als solcher zusammengefaßt. Die Basisbreccie fehlt meist und ist nur sehr spärlich aufgeschlossen.

Die Begriffe "Liegende" und "Hangende" Serie wurden nur als neutraler Begriff, der auf die stratigraphische Stellung der unterschiedlichen lithologischen Einheiten des Alpinen Verrucano hinweist, gewählt, und sind mit der Liegenden und Hangenden Serie sensu NIEDERMAYR (1974) in den westlichen Gailtaler Alpen nicht identisch.

Eine Schichtlücke trennt den Alpinen Verrucano von den kompakten Quarziten bzw. Quarzsandsteinen, die im Hangenden einsetzen. Eine detaillierte Bearbeitung dieser Quarzitserie nahm KRÄINER (1981) vor, es erübrigt sich daher eine Beschreibung derselben.

3. Silberne Phyllite

Die epizonal metamorphen Silbernen Phyllite haben bisher eine recht unterschiedliche Deutung erfahren. Einerseits wurden sie als Teil der Landecker Quarzphyllitzone angesehen, andererseits stellte man sie als Schichtglied des Verrucano dar. AMPFERER (1930, 1932) sah die Phyllite als Vertretung der Grauwackenzone an.

Aus dem Geländebefund und Überlegungen, den Metamorphosegrad betreffend, kann mit Sicherheit geschlossen werden, daß eine Einstufung als Bestandteil des Permoskyths unmöglich vorgenommen werden kann. Das Vorkommen der Phyllite innerhalb der klastischen Serien, die in ihren liegendsten Anteilen höchstens anchimetamorph sind, ist nur dadurch zu erklären, daß sie als ältere Gesteine im Kern einer Antiklinale auftreten und durch die Erosion freigelegt wurden, oder sie sind eingeschuppt und sind allseits tektonisch begrenzt. Als Beweis dafür, daß die Phyllite zur Zeit der Ablagerung der klastischen Sedimente des Permoskyths schon als Metamorphite vorlagen, müssen die Basisbreccien (Liegende Serie) angesehen werden, da diese Aufarbeitungsprodukte derselben führen und diesen transgressiv auflagern.

4. Alpiner Verrucano

4.1. Liegende Serie (Basisbreccie)

Im Stanzertal wird die Basis des Alpiner Verrucano von oligomikten Breccien gebildet, deren Geröllspektrum vor allem die aufgearbeiteten Silbernen Phyllite umfaßt, daneben aber auch noch andere metamorphe Quarzfragmente und in höheren Teilen Dolomitgerölle.

Die Komponenten setzen durch ihre schlechte Rundung und ihre Untergrundbezogenheit eine geringe Transportweite voraus. Dafür sprechen auch die fehlende Orientierung und Sortierung im Gesamtbild des Sediments. Die ungeschichteten Breccien zeigen eine regelmäßige Geröllverteilung.

Die Durchmesser der Komponenten sind selten größer als 0.5 m, meist zwischen 10 und 20 cm. Dabei ist eine Abnahme des durchschnittlichen Korndurchmessers ins Hangende zu bemerken. Die braune, teilweise braunrote oder silbrige glimmerige Grundmasse ist großteils auf Gesteinszerreibsel zurückzuführen, das nun in rekristallisierter Form vorliegt. Kriterien für eine spätere Infiltration von tonig-glimmerigem Material in einem aquatischen Milieu, wie z.B. reliktsche Anlagerungsgefüge, wurden nicht beobachtet.

Die Breccien treten nur lokal auf und sind starken Mächtigkeitsschwankungen (bis 20 m mächtig) unterworfen. Nach dem Gefügebefund dieser Breccien hat das Sediment überhaupt keine oder nur sehr geringe Umlagerung erfahren. Das wird auch durch die deutliche Bindung zu den unterlagernden Metamorphiten gestützt. Ein Transport durch fließendes Wasser scheidet aus. Man kann aus den voranstehenden Beobachtungen schließen, daß es sich bei der Liegenden Serie um einen lokalen Hangschutt handelt, der ein präpermisches Relief auffüllt.

Das auffälligste Merkmal der Basisbreccie ist das Fehlen der Aufarbeitungsprodukte der permischen Vulkanite, was auf eine Ablagerung vor der Förderung derselben hinweist.

4. 2. Hangende Serie

Lithologisch umfaßt die Hangende Serie eine bunte Folge von meist rot bis violett gefärbten, teilweise auch grünen Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern. Sie beginnt dort, wo die ersten Quarzporphyrbruchstücke auftreten. Diese sind schon im Gelände als charakteristische, intensiv rote und graue kieselige Gerölle, welche Quarz und Feldspatpseudomorphosen als Einsprenglinge führen, leicht zu erkennen. Primäre Vulkanite sind nur mehr auf den Arlenmähdern und nördlich der Walchere-Höhe aufgeschlossen.

Die Färbung der Sedimente ist ausschließlich an die serizitische Grundmasse gebunden und wird durch diagenetisch neugebildeten Hämatit verursacht.

Die meist sehr harten und dadurch bei der Verwitterung hervortretenden Konglomerate werden von einem recht bunten Geröllspektrum aufgebaut. Den Hauptanteil bilden verschiedene Quarzfragmente, größtenteils von weißer Farbe, seltener rot oder grün. Dazu kann ein Glimmeranteil treten. Gneise wurden allerdings nicht beobachtet, sondern immer nur Glimmerquarzite metamorphen Ursprungs. Weiters finden sich seltene braune bis gelbliche Karbonatgerölle, vor allem in tieferen Bereichen. Die für die Hangende Serie typischen roten kieseligen Quarzporphyrbruchstücke sind in den Konglomeraten zwar vorhanden, z.T. sogar ziemlich reichlich, sie können aber auch bankweise fehlen. Der Großteil tritt in den Sandsteinen auf. Den Rest der gerüstbildenden Komponenten bilden Chloritschiefer, helle Glimmerschiefer, phyllitische Gesteinsfragmente und Resedimente, wie rote schiefrige Sandsteine oder sehr selten kleine Tonflatschen.

Die Größe der Komponenten in den Konglomeraten reicht von wenigen cm bis über einen halben Meter.

Meist ist eine Bankung im Meterbereich zu beobachten, im Kohlwald bei Flirsch schalten sich in Tonschiefer und Sandsteine des höchsten Verrucano grobklastische Linsen ein, die auf eine fluviatile Entstehung hindeuten. Diese Linsen erreichen meist nur wenige dm Mächtigkeit, lateral erstrecken sie sich über einige Meter. In den Rinnensedimenten wird nur selten eine Gradierung angedeutet, andere Strukturen sind nicht zu erkennen. Östlich des Lengeruigrabens sind mehr oder weniger deutliche "fining upward"-Sequenzen zu sehen.

Die Konglomerate wie die Sandsteine zeigen bei starker tektonischer Beanspruchung eine deutliche Schieferung, z.T. eine Längung der Komponenten und vor allem Mobilisation von Quarz und Eisenkarbonat. Diese Mobilisationen führen in der Nähe von Störungen zu einer verstärkten Einkieselung des Sediments, das dadurch ein quarzitisches Aussehen erhält.

Im Geröllbestand der Sandsteine treten die typischen Metamorphite wie Glimmerschiefer oder ähnliches etwas zurück zugunsten von Quarzpartikeln und Quarzporphyrbruchstücken. Die Grundmasse wird von einer tonig-serizitischen Matrix gebildet. Übergänge zu den Konglomeraten zeigen sich durch gehäuftes Auftreten von Kiesgeröllen, die mehrere cm Durchmesser erreichen können. Diese groben Gerölle treten nicht selten zu kleinen Lagen und Nestern zusammen, die manchmal lateral allmählich in feinere Sedimente übergehen und auch zum Hangenden hin gradiert sein können. Diese Beobachtung trifft vor allem auf die höheren Verrucanoniveaus zu (z.B. Lisungraben). Andere Hinweise auf fluviatile Vorgänge sind deutliche Lamination der Sandsteine sowie Schrägschichtung tafelförmiger Natur (N Walchere,

Zeinsbach, N Pettneu). Auch diese Sedimentstrukturen sind auf Hangendbereiche des Alpenen Verrucano beschränkt.

Die Tonschiefer sind in der Hauptsache violett oder rot gefärbt, häufig auch grün geflammt. Rein grüngraue oder grüne Typen treten zurück. Auch hier verursacht ein eventueller Karbonatgehalt eine braune Verwitterungsfarbe. Die Tonschiefer sind durchgehend sandig entwickelt und führen nicht selten größere Gerölle, hauptsächlich kleine Quarzfragmente und Porphybruchstücke. Tektonische Beanspruchung bewirkt eine flaserige Auswulzung, z.T. werden die Sedimente mylonitisiert. Auch disharmonische Faltung von Tonschiefern bzw. eine Phyllitisierung derselben sind zu beobachten.

Auffallend ist das Fehlen von Feldspatdetritus im gesamten Alpenen Verrucano. Lediglich in den Porphyfragmenten sind Pseudomorphosen von Serizit, Quarz und Karbonat nach Feldspat zu sehen. Eventuell vorhandene Feldspäte sind wahrscheinlich während der Diagenese völlig zu Tonmineralen umgestanden.

Dünnschliffauszählungen der Konglomerate und Sandsteine zeigten, daß monokristalliner Quarz mit 1.5 - 23.8% meist nur untergeordnet am Aufbau der Grobklastika beteiligt ist. Lithische Fragmente bilden den Hauptbestandteil mit 13.3-57.6%. Gliedert man diese weiter auf, so nehmen die typischen Quarzporphyerkomponenten 0-23.5% ein, polykristalliner Quarz und Bruchstücke von Metamorphiten 7.6-57.6%. Die Matrix schließlich schwankt in einem sehr weiten Rahmen von 26.5-75%. Das Maximum liegt zwischen 45 und 60%. Dieser hohe Prozentsatz an Grundmasse ist sicher erst durch diagenetische Prozesse zustande gekommen. Wieviel Feinanteil und Feldspat ursprünglich vorhanden war, läßt sich in den untersuchten Proben nicht mehr feststellen. Im Klassifikationsschema nach PETTJOHN, POTTER & SIEVER (1973) fallen alle Proben außer den Tonschiefern ins Feld der lithischen Grauwacken.

Die tieferen Teile der Hangenden Serie repräsentieren die Lithofazies alluvialer Schuttfächer, die durch periodische fanglomeratartige Schüttungen ein intramontanes Becken aufgefüllt haben. Die schlechten textuellen Eigenschaften (v.a. schlechte Sortierung und Rundung) lassen einen Transport der grobklastischen Sedimente in Schlamm- und Schuttströmen mit hoher Viskosität annehmen. Nach oben hin zeigt sich immer mehr der Einfluß von fließendem Wasser. Vor allem fining-upward-Zyklen, Schrägschichtungsstrukturen und grobklastische Linsen in feinerem Material sprechen für ein alluviales Entstehen der hangenden Verrucanoablagerungen. Die generelle Korngrößenabnahme nach oben läßt sich mit der voranschreitenden Auffüllung des Sedimentationsraumes und der damit verbundenen Abnahme der Transportenergie erklären. Durch die Vormacht von grobklastischen Gesteinen im W gegenüber tonig-sandigen Sedimenten im E und durch die allgemeine Korngrößenabnahme gegen E läßt sich grob eine Schüttungsrichtung aus W bis NW rekonstruieren.

4.3. Diagenese

Die Rotfärbung der serizitischen Grundmasse, charakteristisch für den Alpenen Verrucano, ist auf fein verteilten Hämatit in der Matrix zurückzuführen. Dieser ist hauptsächlich aus diagenetischen Umsetzungen von instabilen Komponenten hervorgegangen. Als Hinweise auf den diagenetischen Ursprung des Großteils des Pigments können unter anderem Hämatitaureolen um detritische Körner (besonders Biotit), fleckige Pigmentanreicherungen und vor allem kristallisierter Hämatit in der Matrix gelten.

Die Diagenese ist auch Ursache für den meist sehr hohen Matrixgehalt, der nicht nur durch primär infiltriertes Tonmaterial zu beziehen ist. Das völlige Fehlen von ursprünglich sicher vorhandenen Feldspäten im Detritus kann eine wichtige Quelle für die Grundmasse sein, da diese diagenetisch zu Kaolinit und Quarz abgebaut werden.

Der Beweis dafür, daß die Diagenese bis in den Grenzbereich zur Metamorphose fortgeschritten war, ist das Mineral Pyrophyllit, das für die Anchi-zone charakteristisch ist.

Weitere Erscheinungen, die ihre Ursache in der Diagenese haben, sind teilweise starke Drucklösung von Quarz, die zu "vernähten" Korngrenzen führen kann, sowie die Bleichung von Biotit, die einen Teil des Fe zur Rotfärbung liefert.

4.4. Vererzung

Das Vorkommen im Lattenbachtobel, das vorwiegend Kupferkies und Fahlerz in einer Gangart von Quarz und Eisenkarbonat führen soll, konnte nicht wiederentdeckt werden, da in diesem Gebiet starke Massenbewegungen über die Aufschlüsse gingen. Das gleiche trifft auf den ehemals größten Bergbau im Stanzertal an der Nordseite des Kohlwaldes bei Flirsch zu. HAMMER (1920) erwähnt auch von hier Fahlerz, Kupferkies und Pyrit, die in Klüften in einem roten sandigen Verrucanogestein mit Quarz und Eisenkarbonat vergesellschaftet sind. Diese beiden Vererzungen sollen jedenfalls ganz der jetzt einzigen noch zugänglichen beim Weiler Gand gleichen.

Bei der Sulfiderzführung in der Hangenden Serie handelt es sich eindeutig um eine Gangvererzung. Nur eine einzige schichtparallele Kluft mit Erzführung war aufgeschlossen, in den quer durchschlagenden konnten nur Quarz und Siderit festgestellt werden. Hauptsächlich ist Fahlerz mit seinen Umwandlungsprodukten in einer Gangart von Quarz, Siderit und Baryt vertreten. Die vererzten Klüfte durchziehen sowohl grobe Sandsteine als auch tonreichere Partien, was aus der Lage der Einbaue vermutet werden kann, und sind sehr selten. Die Dicke geht bis zu 20 cm, meist beträgt sie aber nur wenige cm. Je schmaler die Klüfte werden, desto konzentrierter tritt das Fahlerz auf (in Butzen bis cm-Größe). Der Erzinhalt schwankt sehr stark. Aussagen über den Tiefgang und die laterale Erstreckung sind nicht möglich, es handelt sich aber sicher nur um kleinräumige Anreicherungen.

Die Paragenese umfaßt neben Quarz, Siderit und grobspätigem Baryt als Gangart die Erzminerale Fahlerz (As-Hg-Tetraedrit), Kupferkies, rhombischen Kupferglanz, Bornit, Neodigenit, lamellaren Kupferglanz, Covellin und die Oxydationsprodukte Malachit, Azurit und Limonit.

Das Fahlerz als Haupterzmineral wird häufig von Sekundärmineralen wie Bornit, Covellin und Digenit verdrängt.

Kupferkies tritt in Gand nur untergeordnet auf. Er ist auch als Entmischungsprodukt im Tetraedrit zu finden. Großteils verdrängen ihn Covellin und Limonit. Häufig wiederum treten grobkörniger rhombischer Kupferglanz und Bornit auf, wobei der Bornit als Verdränger fungiert oder myrmekitisch mit dem Kupferglanz verwachsen ist (Entmischung).

Trotz der geringen Anhaltspunkte und der schlechten Aufschlußverhältnisse kann man an eine Anlieferung der Erze auf hydrothermale Weg denken. Der Quarz gelangt vor allem randlich an den Salbändern zum Ausfallen, während der größere Teil der Kluft von Eisenkarbonat eingenommen wird.

Verdrängungen des Siderits durch Baryt sind zu sehen. Die Erze treten in den schmalen Gangbereichen im Grenzbereich Quarz-Eisenkarbonat auf, dringen aber auch in den Siderit ein und verdrängen diesen und auch den Baryt entlang von Rissen, Spaltflächen und randlich. In den Erzbutzen konnten auch seltener idiomorphe Karbonatrhomboeder beobachtet werden.

Nachträglich erfolgte wahrscheinlich durch deszendente aggressive Verwitterungslösungen eine zementative Anreicherung des Kupfers in Form von Bornit und Digenit. Der relativ instabile Digenit zeigt sehr bald Entmischungserscheinungen zu Kupferglanz, Bornit und Covellin. In der Oxydationszone bildeten sich schließlich die durch ihre kräftigen Farben auffallenden Kupferkarbonate Malachit und Azurit.

Die Anlage des Kluftsystems und ihre Füllung ist einer altpaläozoischen vorgosauischen Phase zuzuordnen. Belegt wird dies durch das Auftreten von Verrucanogeroßen mit Spateisensteingängen in der Muttekopfgosau am Südrand der Lechtaler Alpen (WOPFNER, 1953).

5. Tektonik

Das Permoskyth wird gegen die Landecker Phyllitzone von einer saiger bis steil südfallenden Störung begrenzt, die sich durch das ganze Arbeitsgebiet verfolgen läßt. Diese tektonische Linie streicht als Klostertalstörung nördlich des Arlbergpasses in E-W-Richtung ins Steißbachtal und setzt sich als Stanzertal-Linie gegen E fort. Sie wird auf die ganze Erstreckung von cm- bis m-mächtigen Myloniten begleitet, die ihre Bedeutung als tektonisches Lineament unterstreichen.

Das Permoskyth im Arlberggebiet zeigt einen komplexen Faltenbau (STINGL, 1981), in Bereichen starker Einengung kommt es zu steilstehenden Isoklinalfalten und Verschuppungen (Beilage 1). Das E-W-Streichen der Faltenachsen weist auf eine Raumverengung durch den Anschlag des Kristallins von S her hin. In diesen N-S-Bewegungen ist auch die Ursache für die Überkipplungserscheinungen am Südrand der Lechtaler Alpen, die im Arlberggebiet besonders ausgeprägt sind, zu suchen. Als einen der jüngsten tektonischen Akte betrachtet FELLERER (1964) Anzeichen einer E-W-Bewegung, die sich etwa in der Achsenaufwölbung des Permoskyths bei der Ulmer Hütte oder in schmalen Schuppenzonen äußert. Die intensivsten Verschuppungen finden sich im Niveau der Reichenhaller Rauhwacken, wo lokal kleinere Schuppenzonen auftreten können (Mutter-Schuppenzone nördlich Walchere, Zone Putzenwald-Schöngraben, Bereich nordöstlich der Dawinalm). Als Urheber dieser Bewegungsrichtung macht FELLERER das Vordringen der Silvrettamasse nach NW verantwortlich. Neben den Reichenhaller Rauhwacken wirkten auch noch die Silbernen Phyllite als Gleithorizont, innerhalb der Klastika stellen die Tonschiefer Schwachstellen dar.

Zwischen Flirsch und Pettneu ist das Permoskyth unter der Talfüllung des Stanzertales verschwunden. Es stößt hier der Südflügel der Schnanner Kreidemulde mit Triasgesteinen bis in den Talboden vor. An der Pettneuer Querstörung erfolgte nach FELLERER nicht nur eine Horizontalbewegung in N-S-Richtung, wodurch das Permoskyth durch das Kristallin unterdrückt wurde, sondern auch eine Heraushebung des westlichen Teiles, da jetzt skythische Quarzite und Rauhwacken entlang einer tektonischen Linie im E an Wettersteinkalk grenzen.

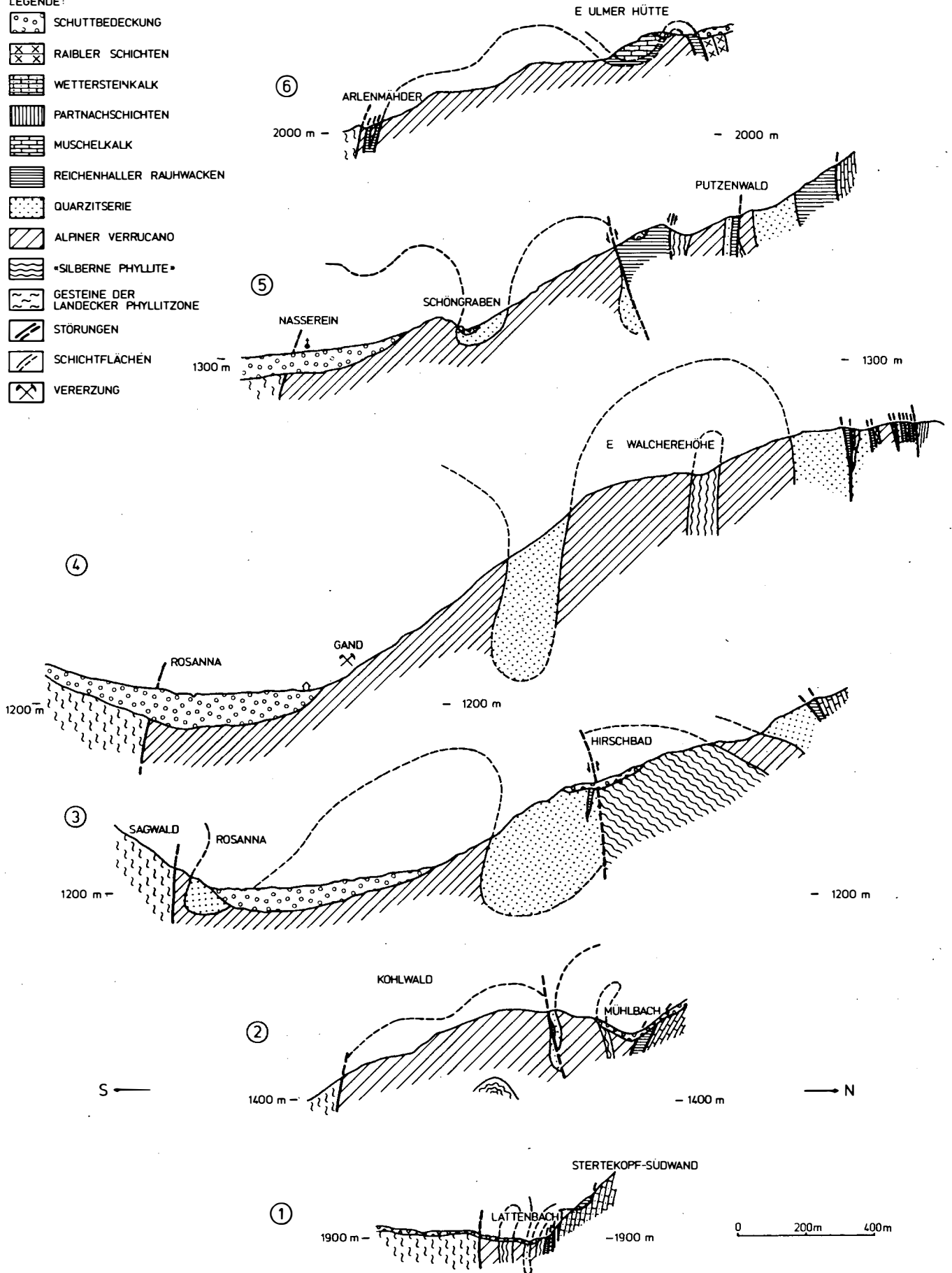
Literatur

- AMPFERER, O. (1930): Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. - Jb. Geol. B.-A., 80. Bd., H. 3 u. 4.
- AMPFERER, O. (1932): Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. - Geol. B.-A., Wien.
- COLLINSON, J.D. (1979): Alluvial Sediments. - in H.G. READING (ed.): Sedimentary Environments and Facies. - Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- FELLNER, R. (1964): Zur Geologie des Südrandes der Nördlichen Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg (Lechtaler Alpen). - Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1964, Bd. 116.
- HAMMER, W. (1920): Erzführung des Verrucano in Westtirol. - Verh. Geol. St.-A., Nr. 4, Wien.
- KRAINER, K. (1981): Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyth im Stanzertal/Arlberg (Westtirol) unter besonderer Berücksichtigung der weißen Hangendquarzite. - Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Postvariszische Sedimente im Montafon. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20. Bd., Wien.
- NIEDERMAYR, G. (1974): Gedanken zur lithofaciellen Gliederung der post-variszischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. - Mitt. Geol. Ges. in Wien, 66.-67. Bd.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & R. SIEVER (1973): Sand and Sandstone. - Springer-Verlag, Berlin.
- STINGL, V. (1981): Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyth im Arlberggebiet unter besonderer Berücksichtigung des Alpenen Verrucano. - Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck
- TISCHLER, S.E. (1977): Die Verrucano- und Buntsandsteinerze in Nordtirol. - Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck.
- TOLLMANN, A. (1972): Alter und Stellung des Alpenen Verrucano in den Ostalpen. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20. Bd., Wien.
- WOPFNER, H. (1953): Neue Beiträge zur Geologie der Gosau-Schichten des Muttekopfesgebietes. - Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck.

N-S-PROFILSCHNITTE STANZERTAL

LEGENDE:

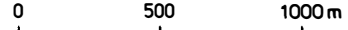
-  SCHUTTBEDECKUNG
-  RAIBLER SCHICHTEN
-  WETTERSTEINKALK
-  PARTNACHSCHICHTEN
-  MUSCHELKALK
-  REICHENHALLER RAUHWACKEN
-  QUARZITERIE
-  ALPINE VERRUCANO
-  «SILBERNE PHYLLITE»
-  GESTEINE DER LANDECKER PHYLLITZONE
-  STÖRUNGEN
-  SCHICHTFLÄCHCHEN
-  VERERZUNG



Beilage 2

GEOLOGISCHE KARTE des PERMOSKYTH zwischen LANDECK und ARLBERG

OSTABSCHNITT STANZERTAL (aufgenommen in den Jahren 1979 und 1980 von K. KRÄINER und V. STINGL)

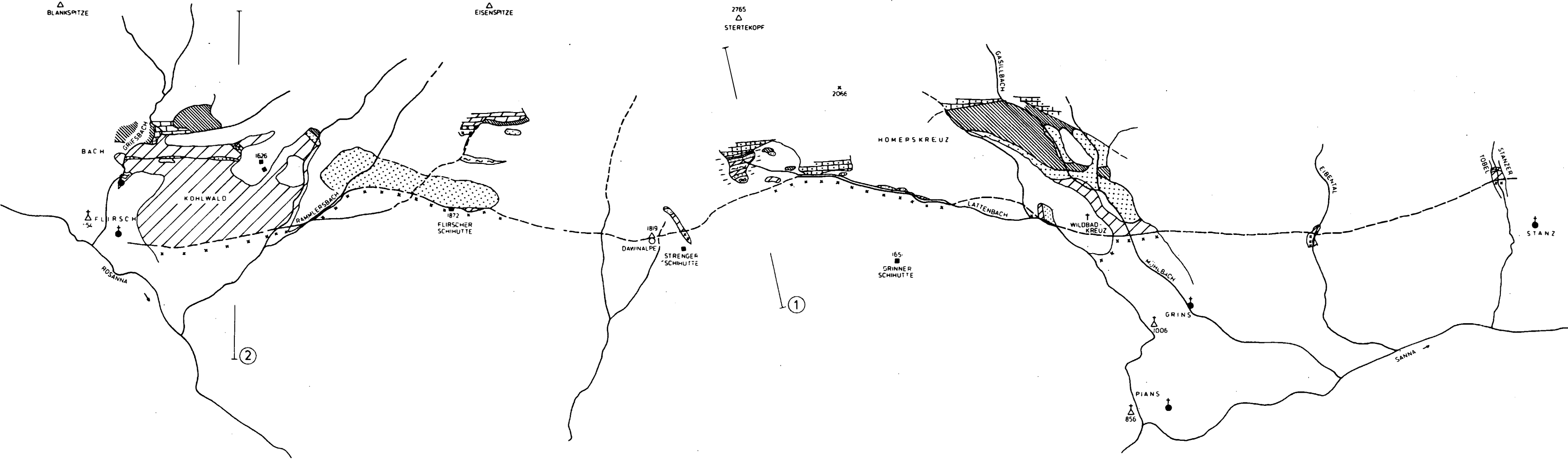


- | | | |
|--|--|--|
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |

217
△
BLANKSPITZE

2859
△
EISENSPITZE

2765
△
STERTEKOPF

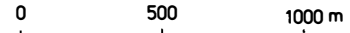


STANZ

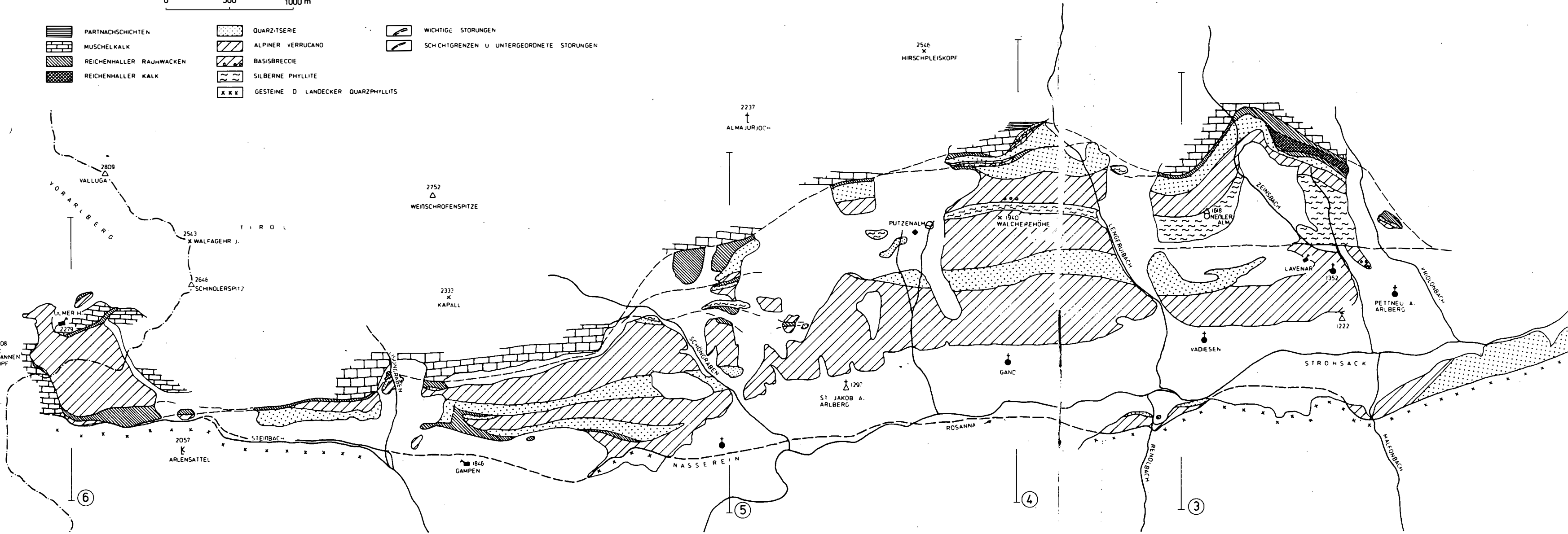
Beilage 3

GEOLOGISCHE KARTE des PERMOSKYTH zwischen LANDECK und ARLBERG

WESTABSCHNITT STANZERTAL (aufgenommen in den Jahren 1979 und 1980 von K. KRÄINER und V. STINGL)



- | | | | | | |
|--|--------------------------|--|-------------------------------------|--|--|
| | PARTNACHSCHICHTEN | | QUARZT-SERIE | | WICHTIGE STORUNGEN |
| | MUSCHELKALK | | ALPINE VERRUCANO | | SCHICHTGRENZEN U. UNTERGEORDNETE STORUNGEN |
| | REICHENHALLER RAUHWACKEN | | BASISBRECCIE | | SILBERNE PHYLLITE |
| | REICHENHALLER KALK | | GESTEINE D. LANDECKER QUARZPHYLLITS | | |



Zur Sedimentologie und Vererzung der "Hangendquarzite" im Stanzertal/Arlberggebiet (Tirol)

von K. Krainer*)

Zusammenfassung

Diese Arbeit befaßt sich mit den "Hangendquarziten" und den darin auftretenden Fahlerzvererzungen. Die "Hangendquarzite" bilden im Stanzertal/Arlberggebiet (Tirol) den Top der postvariszischen permoskythischen Schichtfolge.

Aufgrund von Profilaufnahmen und sedimentologischen Untersuchungen werden innerhalb der Hangenden Quarzitserie weiße, vererzte Quarzite von den roten Quarziten abgetrennt. Bei den Gesteinen der Hangenden Quarzitserie handelt es sich überwiegend um Sublitharenite und Quarzarenite. Die roten Quarzite weisen gegenüber den vererzten Quarziten einen etwas geringeren Reifegrad auf, die rote Farbe ist auf diagenetisch entstandenes Hämatitpigment zurückzuführen. Feldspäte fehlen in den roten Quarziten. Kennzeichnend für die vererzten Quarzite, die den Top der "Hangendquarzite" bilden und dort den roten Quarziten zwischengeschaltet sind, sind der geringe Feldspatgehalt und die örtlich auftretende disseminierte Fahlerzvererzung. Die Paragenese besteht zum überwiegenden Teil aus Fahlerz, seltener treten Kupferkies und Pyrit auf. Eine syndiagenetische bis epigenetische Ausfällung des Fahlerzes aus zirkulierenden, relativ tieftemperierten, hydrothermalen Sulfosalzlösungen wird in Erwägung gezogen. Das Fahlerz stammt wahrscheinlich aus dem variszischen Untergrund.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Karl Krainer, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck

Bei den roten Quarziten handelt es sich durchwegs um Sedimente terrestrisch-fluviatiler Entstehung, abgelagert auf riesigen "alluvial plains" in einem vorwiegend oxidierenden Milieu unter trockenen klimatischen Bedingungen.

Die weißen, vererzten Quarzite sind als Ablagerungen des Übergangsbereiches vom terrestrisch-fluviatilen zum marinen Milieu (Delta-, Strandbereich) aufzufassen. Die Hangendquarzite, bereits unter tafelähnlichen Ablagerungsbedingungen zur Sedimentation gelangt, werden als "eokratische Molassoidformation" (Tafelentwicklungsetappe) aufgefaßt.

Summary

This study directs its special attention to the "Hangendquarzite" and their ore mineralizations. The "Hangendquarzite" represent the top of the post-variscan Permoscythian formation of the Stanzertal/Arlberg (Tyrol).

Within the "Hangendquarzite" white mineralized quartzites were distinguished from red quartzites, based on columnar sections and detailed sedimentpetrographical procedures. Quartzarenites and sublitharenites are the most abundant sediment types within the "Hangendquarzite". Compared to the mineralized quartzites the red quartzites display a lower degree of maturity. The red colouring is due to diagenetically produced hematite-pigment. In the red quartzites there are no feldspars. The small content of feldspars and the locally occurring disseminated fahlore mineralizations are characteristic features of the mineralized quartzites which, interbedded in the red quartzites, form the top of the "Hangendquarzite". The ore-paragenesis predominantly consists of fahlore (tennantite), chalcopyrite and pyrite are rare. A syndiagenetic/epigenetic precipitation of the ore from circulating, low-temperature, hydrothermal sulfosalt-solutions is taken into consideration. The ore probably originates from the variscan basement.

The red quartzites are of fluviatile origin, deposited on large alluvial plains, predominantly in an oxidizing environment under arid climatologic conditions.

The white mineralized quartzites are considered to be deposits of a transitional stage between the terrestrial-fluviatile and the marine environment.

The "Hangendquarzite", formed under depositional conditions of a peneplanation stage, are interpreted as "eocratic molassoidformation"

Inhalt

1. Einleitung
2. Stratigraphischer Überblick
3. Hangende Quarzitserie
- 3.1. Allgemeines
- 3.2. Rote Quarzite
- 3.2.1. Gefüge

- 3.2.2. Mineralbestand
- 3.2.3. Diagenese und Interpretation
- 3.3. Vererzte Quarzite
- 3.3.1 Gefüge
- 3.3.2. Mineralbestand
- 3.3.3. Diagenese und Interpretation
- 4. Vererzung
- 4.1. Allgemeines
- 4.2. Beschreibung
- 4.3. Genese
- 5. Paläogeographie
- Literatur

1. Einleitung

Ziel dieser Arbeit war es, innerhalb der Permoskythabfolge des Stanzertales, vor allem innerhalb der Hangendquarzite, anhand von detaillierten Profilaufnahmen und eingehenden sedimentpetrographischen Untersuchungen eine Seriengliederung, ähnlich wie in anderen jüngst untersuchten Permoskythvorkommen (z.B. Montafon) durchzuführen und die innerhalb des Permoskyths, besonders innerhalb der Hangendquarzite, auftretenden Vererzungen hinsichtlich ihrer Ausbreitung und Genese zu erfassen.

Das untersuchte Gebiet liegt im Stanzertal (Tirol), zwischen Landeck und dem Arlbergpaß auf der nördlichen Talseite. Geologisch gesehen liegt das Gebiet im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Oberostalpin), die Permoskythabfolge bildet zusammen mit den "Bunten Phylliten" die Basis der Lechtaldecke.

2. Stratigraphischer Überblick (Abb. 1)

Den variszischen Untergrund des Permoskyths bilden die schwach metamorphen "Bunten Phyllite". Erstmals konnte nachgewiesen werden, daß das Permoskyth transgressiv auf diesen "Bunten Phylliten" auflagert (KRAINER, 1981; STINGL, 1981). Weiterhin offen bleibt die Beziehung der "Bunten Phyllite" zum Landecker Quarzphyllit.

Die Permoskythabfolge (insgesamt ca. 350 m mächtig) setzt mit der Basisbreccie ein. Die Basisbreccie besteht überwiegend aus vom Untergrund aufgearbeiteten Phyllitkomponenten und Quarzbruchstücken. Auffallend sind die im Hangenden der Basisbreccie auftretenden Dolomitgerölle.

Mit den ersten Aufarbeitungsprodukten des intrapermischen Quarzporphyrvulkanismus (saalische Phase) folgt über der Basisbreccie der Alpine Verrucano, bestehend aus einer bunten Folge von Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern. Die Gesteine des Alpinen Verrucano stellen im wesentlichen Bildungen alluvialer Schuttfächer dar, durch periodische, fanglomeratähnliche Schüttungen entstanden. An zwei Stellen konnten die

Äußerungen des Vulkanismus der saalischen Phase gefunden werden. Einmal handelt es sich um ca. 4 m mächtige grüne Tuffite und zum anderen um eine etwas fragliche Ignimbriteinschaltung von maximal wenigen dm Mächtigkeit.

Eine genaue Bearbeitung der "Bunten Phyllite" der Basisbreccie und des Alpenen Verrucano findet sich bei STINGL (1981).

Mit einer scharfen Grenze setzt über dem Alpenen Verrucano die Hangende Quarziterie (Buntsandstein) ein, die im folgenden näher beschrieben wird.

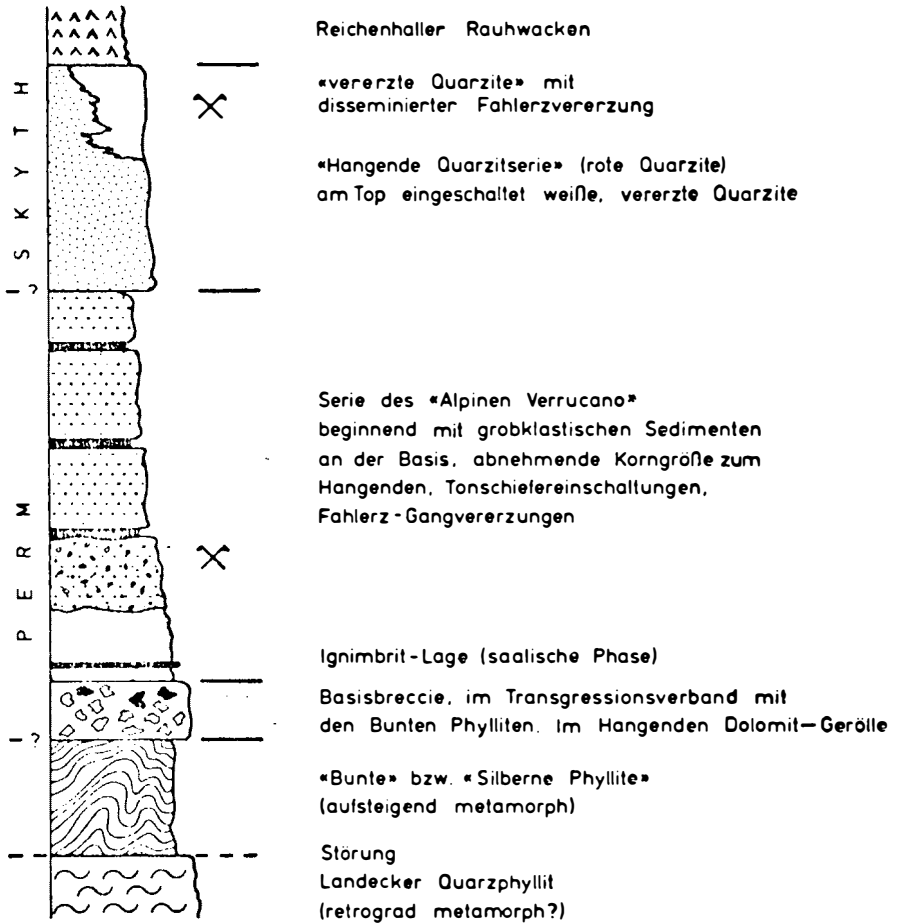


Abb. 1: Stratigraphisches Übersichtsprofil durch die Permoskythserie im Stanzertal/Arlberg

3. Hangende Quarzitserie

3.1. Allgemeines

Die Hangendquarzite sind fast durchwegs in Verband (tektonisch oder sedimentär) mit Alpinem Verrucano und Reichenhaller Rauhwacken.

Die Hangendquarzite unterscheiden sich in ihrer lithologischen Ausbildung deutlich von den Sandsteinen des Alpinen Verrucano. Die Sandsteine erscheinen schon im Gelände als grobkörniger, selten geschichtet und relativ weniger verfestigt, und heben sich somit deutlich von den Quarziten ab. Dagegen erscheinen die Hangendquarzite als ein harter, meist feinkörniger, häufig feingeschichteter und cm - bis maximal wenige dm-gebankter Gesteinskomplex. Die Farbe ist meist dunkelrot-rot und grau-weiß, selten auch grünlich.

Von den hangenden Reichenhaller Rauhwacken sind die Quarzite meist tektonisch scharf abgegrenzt. An einer Stelle konnte auch ein sedimentärer Übergang von den Quarziten in die Rauhwacken beobachtet werden. In diesem etwa 2 m mächtigen Übergangsbereich nimmt zu den Rauhwacken hin der Quarzgehalt gegenüber dem Karbonatgehalt kontinuierlich ab.

Aufgrund von Profilaufnahmen und sedimentpetrographischen Untersuchungen wurden innerhalb der Hangenden Quarzitserie die "weißen" bzw. "vererzten Quarzite" von den "roten Quarziten" abgetrennt. Die "vererzten Quarzite" bilden den Top der Quarzitserie, sie sind dort den "roten Quarziten" eingeschaltet (Abb. 1).

3.2. Rote Quarzite

3.2.1. Gefüge

Die texturellen und strukturellen Eigenschaften der Quarzite sind im Dünnschliff selten schön erhalten, meist infolge diagenetischer Prozesse verwischt. Schichtung ist selten zu sehen. Häufig sind die detritischen Körner parallel zu ihren Längsachsen orientiert. Die Korngröße bewegt sich allgemein zwischen 0.125 und 0.50 mm. Die Kornform ist sehr unterschiedlich. Der Rundungsgrad reicht von subgerundet bis seltener gerundet, die Sortierung ist mäßig bis gut. Durchwegs ist ein mehr oder weniger geschlossenes Gefüge zu beobachten, die Kornkontakte sind meist leicht suturiert. Zwischen den einzelnen Komponenten findet sich durchwegs ein feiner toniger Belag. Das Bindemittel besteht aus sekundärer Kieselsäure, und zwar in Form von Anwachssäumen um die detritischen Quarzkörner. Die Matrix besteht aus einem sehr feinkörnigen schuppigen Hellglimmer- bzw. Serizitaggregat mit feinkörnigem Quarz dazwischen.

3.2.2. Mineralbestand

Monokristalliner Quarz ist die häufigste detritische Komponente (30-60% des Gesamtmineralbestandes). Die Quarze sind entweder farblos oder leicht getrübt (Vakuolen, Mikrolithe), selten rötlich gefärbt (Hämatitpigment). Daneben finden sich auch Einschlüsse von Glimmer, Zirkon, seltener von Apatit, Chlorit und Erz. Die monokristallinen Quarze sind durchwegs undulös, z.T. zeigen sie "BOHMsche Lamellen".

In den meisten Fällen konnten im Dünnschliff Porphyrquarze nachgewiesen werden. Sie sind jedoch nur dann sicher erkennbar, wenn sie Korrosionserscheinungen aufweisen oder wenn an ihnen noch vulkanische Grundmasse anhaftet.

Polykristalline Quarze sind die zweithäufigste detritische Komponente (3-30%). Nach der internen Kornform, Korngröße bzw. Korngrößenverteilung, der Ausbildung der internen Korngrenzen sowie der Orientierung der internen Körner lassen sich vier Typen unterscheiden, zwischen denen alle Übergänge bestehen.

Vulkanitfragmente finden sich in fast allen Dünnschliffen, der Anteil beträgt bis 7.4%. Es treten zwei Typen auf. Häufiger sind solche, die aus einer entlasteten, felsitischen bis feinkristallinen Grundmasse aus Quarz und Sericit bestehen. Daneben sind Vulkanitkomponenten zu beobachten, die eine Rekristallisation bzw. Sammelkristallisation erfahren haben. Sie weisen eine mosaikartige Struktur auf und zeigen eine ganz charakteristische fleckige Auslöschung.

Feldspäte fehlen in den roten Quarziten.

Detritische Glimmer: Es überwiegen Hellglimmer, wobei es sich bei diesen häufig um gebleichte Biotite handelt. Die Biotite sind selten erhalten. Oft sind sie randlich und entlang von Spaltflächen, z.T. auch gänzlich zu Hämatit umgestanden. Der Anteil an detritischen Glimmern beträgt bis zu 3.6%.

Das Schwermineralspektrum ist sehr reif. Es überwiegen opake Schwerminerale (Hämatit). Bei den durchsichtigen sind Zirkon und Turmalin häufig, selten sind Apatit, Baryt und Titanit. Turmalin und Zirkon sind durchwegs gut gerundet. Turmaline zeigen z.T. Anwachssäume (blau). Bei den Zirkonen finden sich auch idiomorphe Kristalle (vulkanischen Ursprungs).

Zement besteht aus a) sekundär ausgefällter Kieselsäure, b) Karbonat und c) Phyllosilikatzement. Der Anteil an SiO_2 -Porenzement beträgt bis zu 19%.

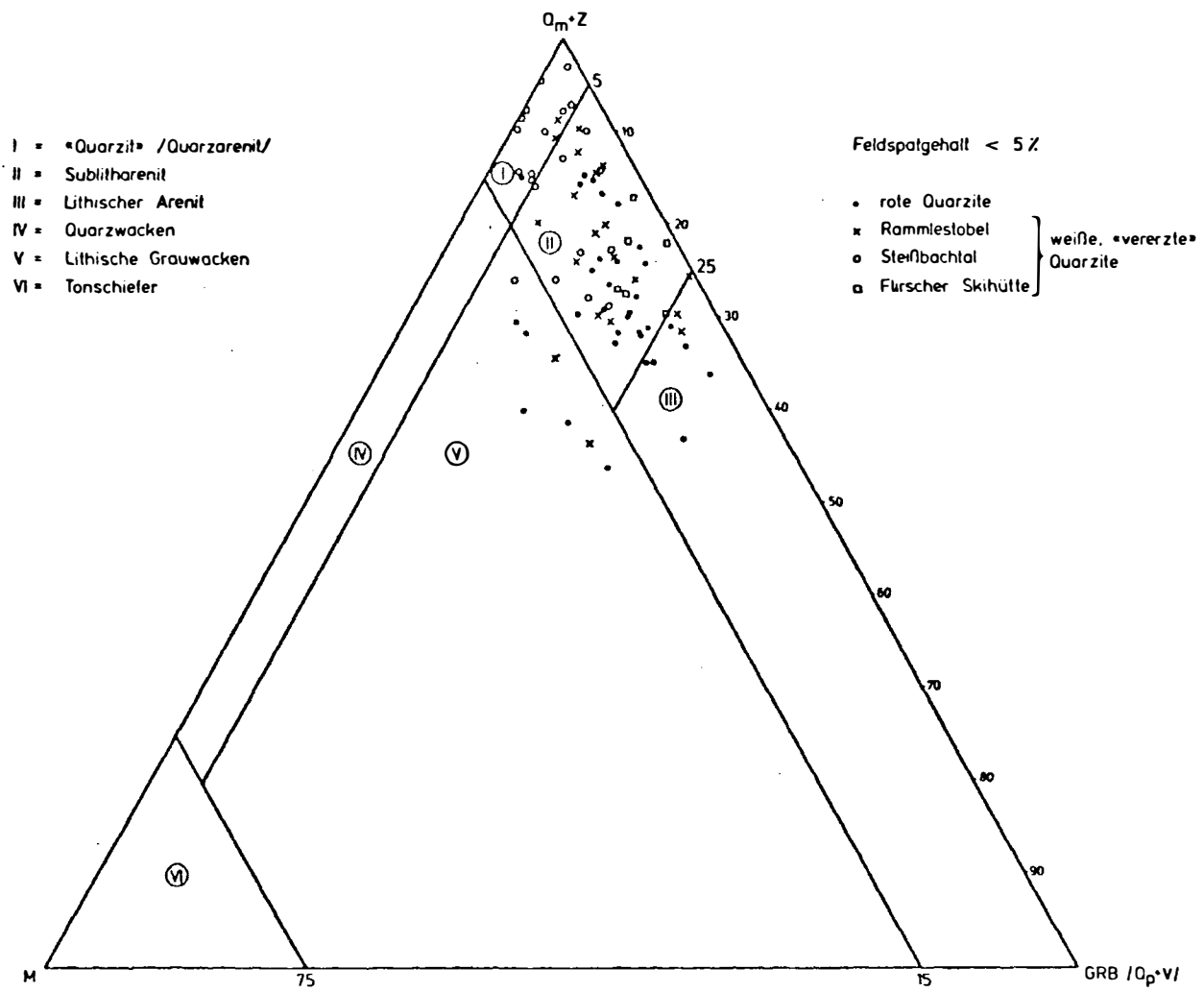
Der Matrixgehalt bewegt sich zwischen 3.5 und 11.5%. Häufig ist das Bindemittel durch Hämatit pigmentiert, fleckenweise kann es auch vollständig aus Hämatit bestehen.

3.2.3. Diagenese und Interpretation

Zu den auffälligsten diagenetischen Erscheinungen der roten Quarzite zählen einerseits Drucklösung von Quarz und andererseits Neubildung von Quarz im Porenraum in Form sekundärer Anwachssäume. Drucklösung von Quarz ist in allen Schliffen deutlich zu beobachten und äußert sich darin, daß benachbarte Quarzkörner miteinander verzahnen und damit eine charakteristische Drucksutur zeigen. Als Voraussetzung für Drucklösung gilt allgemein das Vorhandensein eines "Flüssigkeitsfilmes" an den Kontaktstellen zwischen den einzelnen Quarzkörnern. Solche Tonhäutchen oder Hellglimmerschüppchen, die in den Quarziten sehr häufig zu beobachten sind, ermöglichen eine Abdiffusion der gelösten Substanz, die dann anderswo im Porenraum abgeschieden werden kann.

Neubildung von Quarz erfolgt überwiegend in Form von sekundären Anwachssäumen um detritische Quarzkörner. Diese Weiterwachssäume sind jedoch oft schwer oder gar nicht zu erkennen. Ein weiterer Diageneseprozess ist jener der authigenen Rotfärbung der Quarzite durch Hämatitpigment. Der Großteil des Hämatits ist durch diagenetische Umwandlungsprozesse nach der Art der Ablagerung der Quarzite aus vornehmlich detritischen Biotiten, Vulkanitkomponenten und Fe-hältigen Tonmineralen in situ in den Quarziten

Abb. 2: Klassifikationsschema nach POTTER, PETTIJOHN & SIEVER, 1972, PETTIJOHN, 1975



entstanden. Weiters ist eine Ausfällung des Hämatits aus Fe-hältigen Lösungen, die von außen dem Sediment zugeführt worden sind, anzunehmen.

Die roten Quarzite, die als Sublitharenite und lithische Arenite zu bezeichnen sind (Abb. 2) sind unter ariden klimatischen Bedingungen auf "alluvial plains" abgelagert worden. Als Liefergebiet bzw. Liefergestein sind sicher nachweisbar saure Vulkanite zu nennen. Nach BLATT (1967) ist der überwiegende Teil der polykristallinen Quarze auf die Abtragung eines metamorphen Gesteins zurückzuführen.

3.3. Vererzte Quarzite

3.3.1. Gefüge

Im Gefüge unterscheiden sich die vererzten Quarzite deutlich von den roten Quarziten, vor allem im Rundungsgrad (subrounded – rounded) und in der Sortierung (meist gut), die sehr uneinheitlich ist. Bei den vererzten Quarziten handelt es sich durchwegs um fein- bis mittelkörnige Quarzarenite bis Sublitharenite (Abb. 2) mit Korngrößen von 0.10 bis 0.50 mm.

3.3.2. Mineralbestand

Bezüglich des Mineralbestands unterscheiden sich die vererzten Quarzite von den roten Quarziten im wesentlichen durch folgende Punkte:

- a) aufgrund des fast gänzlichen Fehlens von rotfärbendem Hämatitpigment sind die vererzten Quarzite durchgehend weiß bis grau gefärbt.
- b) Charakteristisch sind außerdem der relativ niedrige Gehalt an sericitischem Bindemittel, ferner
- c) das fast gänzliche Fehlen von detritischen Glimmern,
- d) vor allem das Auftreten von Feldspäten und lokalen Vererzungen sowie
- e) der relativ geringe Gehalt an Schwermineralen.

Monokristalliner Quarz ist mit 42-91% am Gesamtmineralbestand beteiligt, polykristalliner Quarz mit durchschnittlich 10%, maximal 27%. In unmittelbarer Nähe der Tonschiefereinschaltungen beträgt der Gehalt an Vulkanitkomponenten bis zu 6%, ansonsten maximal 2.3%. Porphyrquarze sind selten zu beobachten.

Charakteristisch für die vererzten Quarzite ist der Feldspatgehalt, der durchschnittlich ca. 5% des Gesamtmineralbestandes ausmacht.

- a) Bei den detritischen Feldspäten überwiegt Orthoklas. Er ist durchwegs schon stark zersetzt (sericitisiert), wird fleckenweise von Erz (Pyrit, Fahlerz, Kupferkies bzw. deren Umwandlungsprodukten) sowie ferner von Quarz (entlang von Spaltrissen) und Karbonat verdrängt. Albite sind selten, meist auch schon stark umgesetzt. Sehr selten findet man schön erhaltene Mikrokline.
- b) Neugebildete Feldspäte (Albite) finden sich entlang von kleinen Klüften, weiters fleckenweise im Gestein (Porenraum) sowie in Form von Anwachssäumen um detritische Feldspäte. Selten werden neugebildete Feldspäte von Karbonat verdrängt.

In den vererzten Quarziten ist der Gehalt an sericitischem Bindemittel, das überwiegend als Epimatrix im Sinne von DICKINSON (1970), selten auch als Phyllosilikatzement zu bezeichnen ist, sehr gering und ist meist an den Kornkontakten zwischen den einzelnen detritischen Komponenten zu finden. Dies erklärt auch die in diesen Bereichen auftretende starke Drucklösung.

Zement findet sich als SiO_2 -Porenzement (Anwachssäume) und als Fe-reicher Karbonatzement (stellenweise bis 14%).

3.3.3. Diagenese und Interpretation

Die bedeutendsten diagenetischen Prozesse sind Drucklösung von Quarz und Quarzneubildung, Feldspatneubildung, Verdrängung der Feldspäte und des Quarzes durch neugebildetes Karbonat und Prozesse der "Grauwackisation" (diagenetische Matrixbildung; CUMMINS, 1962).

Die vererzten Quarzite stellen lokale linsenförmige Sandsteinkörper (channel fill sandstones) in den hangendsten Partien der Quarzitisserie dar und sind als Deltasedimente im Übergangsbereich zwischen fluvial-terrestrischer und mariner Sedimentation aufzufassen.

Als Liefergestein kommen wiederum Vulkanite in Frage, die die Feldspäte, Vulkanitfragmente und Porphy quarze geliefert haben, sowie metamorphe Gesteine, denen ein Großteil der monokristallinen Quarze und die polykristallinen Quarze entstammen.

4. Vererzung

4.1. Allgemeines

Innerhalb des Permoskyths treten im Stanzertal Vererzungen an zwei stratigraphischen Horizonten auf, nämlich im Alpinen Verrucano (STINGL, 1981) und in der Hangenden Quarzitisserie.

Gegenüber der schichtparallelen Gangvererzung des Alpinen Verrucano tritt in der Hangenden Quarzitisserie eine disseminierte Vererzung auf, bestehend aus überwiegend Fahlerz (Abb. 3).

Innerhalb der Hangenden Quarzitisserie finden sich die Vererzungen nur in den weißen feldspatführenden Quarziten (= vererzte Quarzite) (Flirscher Skihütte, Rammlestobel, Steißbachtal).

4.2. Beschreibung

Die Paragenese besteht aus Fahlerz, Kupferkies, Pyrit, Covellin, Malachit, Azurit und Brauneisen. Von der Vererzung bei der Flirscher Skihütte beschreibt TISCHLER (1977) auch noch Bornit, hexag. Kupferglanz und Digenit.

Das Erz besteht zu mehr als 90% aus Fahlerz (Tennantit). Das Fahlerz tritt in Form unregelmäßiger kleiner "Tröpfchen" als Zement im Porenraum der Quarzite auf, ist sehr rein und homogen, zeigt selten winzige Einschlüsse (tropfenförmig) von ? Bleiglanz und Pyrit und ist häufig mit Pyrit verwachsen.

Daneben verdrängt Fahlerz Kupferkies oder wird selbst von Kupferkies verdrängt. Randlich zeigt das Fahlerz häufig Oxidationserscheinungen (Säume aus Malachit, Covellin, Brauneisen).

Kupferkies ist in der Vererzung der Quarzite relativ selten zu beobachten, kommt meist zusammen mit Fahlerz (als Verdränger) und Pyrit vor. Der Kupferkies zeigt durchwegs feinlamellare polysynthetische Zwillinge und weist randlich immer Umwandlungserscheinungen (Brauneisen, Covellin) auf.

Pyrit ist vor allem in der Vererzung im Steißbachtal häufig. Nach TISCHLER (1977) handelt es sich dabei überwiegend um Framboid-Pyrit. Eigene Untersuchungen haben jedoch ergeben, daß hier nicht Framboid-

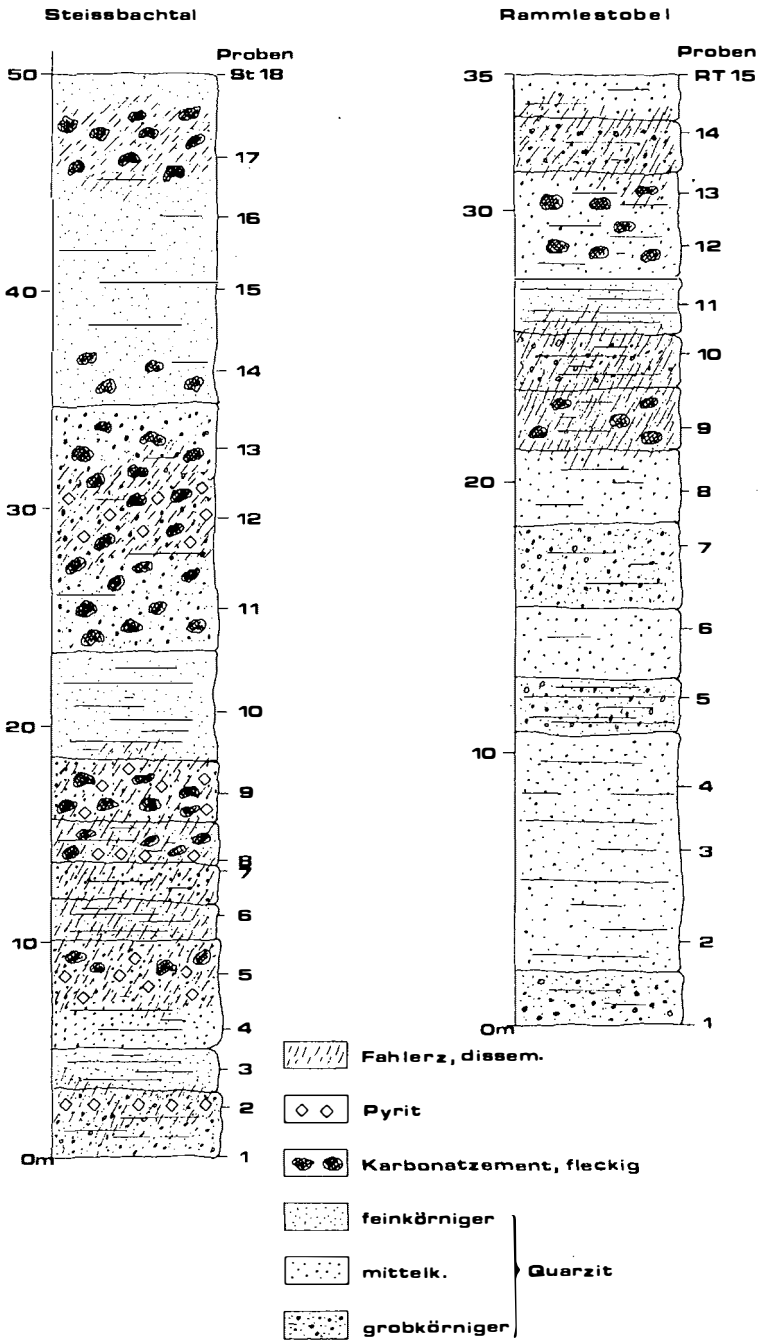


Abb. 3: Profile durch vererzte Quarzite

Pyrit vorliegt, sondern daß es sich um kleine, meist idiomorphe Pyritkristalle handelt, die im Porenraum der Quarzite diagenetisch entstanden sind. Daneben finden sich unregelmäßig geformte Pyritaggregate, häufig zusammen mit Fahlerz und Kupferkies, z.T. mit diesen verwachsen.

4. 3. Genese

TISCHLER (1977) diskutiert eine sedimentäre (syngenetische-frühdigenetische) Genese. Die in den Verwitterungslösungen zugeführten Metallionen reagieren mit bakteriell aus Baryt freigesetztem Schwefel und bilden die Erzminerale. Als Argument für das Vorhandensein von Schwefelbakterien und somit reduzierendes Milieu führt TISCHLER (1977, 1979) Framboid-Pyrit an. Als einen weiteren möglichen H_2S -Produzenten nennt TISCHLER (1979) aus organischem Material entstandenes Methan, das mit SO_4 reagiert und H_2S und H_2O bildet.

Der Pyrit ist in den Quarziten des Stanzertales jedoch nicht durch Bakterientätigkeit, sondern rein diagenetisch entstanden. Ebenso ist auch eine Methanbildung durch Umsetzung von organischem Material weitgehend auszuschließen.

Fahlerze sind sehr komplex zusammengesetzte Sulfide. Es ist sehr unwahrscheinlich, daß aus einer normaltemperierten Lösung (Verwitterungslösung), in der die Metalle in gelöster Form als Ionen enthalten sind, ein so komplex zusammengesetztes Erz wie Fahlerz ausfällt. Außerdem fehlen Anzeichen auf ein stärker reduzierendes Milieu, das die Voraussetzung für eine solche Erzausfällung ist.

Als eine Möglichkeit der Entstehung der disseminierten Vererzung kommt zunächst eine detritische Erzanlieferung in Frage. HADITSCH et al. (1978) diskutieren eine solche Genese in den skythischen Quarziten des Montafons; in denen ebenfalls eine disseminierte Kupfervererzung zu beobachten ist. Das Haupterz bildet dort Kupferkies. Als Hinweis für diese Art der Erzmineralisation werden detritische Kupferkieskörner und vor allem "vererzte Feldspäte" genannt, die vom intrapermischen Vulkanismus bezogen werden.

Im Stanzertal besteht das Haupterz fast gänzlich aus Fahlerz. Detritische Fahlerzkörner sind jedoch nicht nachzuweisen, das Erz füllt durchwegs den intergranularen Porenraum aus. Feldspäte sind ganz selten vererzt, es handelt sich auch nicht um die typischen "Schachbrettalbite", die in den Quarziten des Montafons so charakteristisch sind.

Das Erz in den Feldspäten besteht häufig aus diagenetisch neugebildetem Pyrit, daneben auch aus Fahlerz, das in ganz unregelmäßig geformten Tropfen als Verdränger im Feldspat zu beobachten ist und wahrscheinlich erst diagenetisch in den Feldspat hineingewandert ist. Ein primärer Fahlerzgehalt in den Feldspäten ist weitgehend auszuschließen, somit ist auch ein Zusammenhang mit dem intrapermischen Vulkanismus, wie er im Montafon nachgewiesen werden konnte, sehr in Frage gestellt. Gegen eine ursprünglich detritische Anlieferung spricht auch die zumindest im Auflichtmikroskop zu beobachtende homogene Zusammensetzung des Fahlerzes.

Bei der disseminierten Fahlerzvererzung in den weißen Quarziten des Stanzertales handelt es sich wahrscheinlich um syndigenetische bis epigenetische Ausfällungen aus zirkulierenden, relativ tiefemperierten hydrothermalen Sulfosalzlösungen (salinare "Brines") mit einer Zusammensetzung, die chemisch etwa jener des Fahlerzes entspricht. Das Fahlerz wird aus dem variszischen

Untergrund bezogen. An Aufstiegswegen gelangten die Lösungen in die Quarzite, diffundierten in den freien Porenraum, wo sie dann als Fahlerz ausgefällt wurden.

Als wichtige Faktoren für die Ausfällung, gerade in den feldspatführenden weißen Quarziten, werden die relativ hohe Porosität (geringer Matrixgehalt), die Temperaturabnahme in den Lösungen beim Aufstieg, sowie die Feldspatverwitterung und Karbonatneubildung - ein Hinweis auf ein für die Erzausfällung günstiges Milieu - betrachtet.

Im Zuge der Diagenese ist dann das Fahlerz z.T. noch sammelkristallisiert.

Somit kann man auch die im Alpenen Verrucano auftretende Gangvererzung, vor allem die erzfreien diskordanten Gänge, die in der gesamten Serie des Alpenen Verrucano und teilweise auch in den Quarziten zu beobachten sind, mit der Quarzitvererzung in Verbindung bringen. Die diskordanten Klüfte bzw. Gänge dienen den zirkulierenden, metallhaltigen Lösungen als Aufstiegswege. Sie müssen selbst durchaus nicht vererzt sein. Nur in schichtparallelen Gängen konnte sich das Fahlerz schon in tieferen Bereichen konzentrieren.

5. Paläogeographie

Betrachtet man die gesamte Permoskythabfolge des Stanzertales, so beobachtet man vom Liegenden zum Hangenden eine mehr oder weniger kontinuierliche Zunahme der textuellen, strukturellen, z.T. auch kompositionellen Reife der Gesteine.

Das heißt, daß zunächst ein stark ausgeprägtes Relief als Folge der tektonischen Äußerungen der variszischen Orogenese das Bild prägt. Die tektonischen Äußerungen lassen jedoch allmählich nach, das variszische Relief, gekennzeichnet durch E-W verlaufende Gräben, wird allmählich aufgefüllt und im Skyth, zur Zeit der Ablagerung der Quarzitserie ist das Relief bereits weitgehend zu einer "Peneplain" eingeebnet.

Die Permoskythsedimente des Stanzertales gelangten unter weitgehend trockenen, semiariden bis ariden klimatischen Verhältnissen in einem weitgehend fluviatilen Milieu zur Ablagerung. Fossile Bodenhorizonte, organisches Material, das auf andere klimatische Verhältnisse hinweisen würde, fehlen gänzlich.

Die Art des Materialtransports ist im Detail jedoch schwierig zu durchleuchten, da eindeutige Kriterien meist fehlen. Die basalen Anteile faßt STINGL (1981) als fanglomeratähnliche Bildungen auf, der Großteil des Permoskyths ist aber wohl auf fluviatile Ablagerungsbedingungen zurückzuführen. Äolische Sedimentation kann ausgeschlossen werden, dafür gibt es keinerlei Hinweise. Die hangenden Bereiche (vererzte Quarzite) sind schon einem Environment mit mariner Beeinflussung zuzurechnen.

Ähnliche Ablagerungsbedingungen, wie sie für die Permoskythsedimente des Stanzertals dargestellt werden, herrschten zu dieser Zeit in ganz Mitteleuropa.

Nach KRULL & PAECH (1975) sind Rotsedimente bevorzugt an Molassen gebunden, wobei als "Molassen" postgeosynklinale, syn- bis postorogene Sedimente aufgefaßt werden, abgelagert in den Rand- und Innensenken sowie

auf den an die Orogene angrenzenden Tafelgebieten. Daneben sind nach KRULL & PAECH Rotsedimente auch aus den Ablagerungen der Tafelentwicklungsetappe bekannt. Diese weisen jedoch nur noch molasseähnliche Züge auf und werden daher als "Molassoidformation" bezeichnet.

Die liegenden Anteile des Permoskyths im Stanzertal, die intramontane Beckenfüllungen darstellen, in Verbindung mit den subsequenten sauren Vulkaniten der saalischen Phase, sind als Hauptmolasse aufzufassen.

Das allmähliche Ausklingen der tektonischen Bewegungen und das Aufhören der vulkanischen Tätigkeit führen zu einer zunehmenden Einebnung des Reliefs und damit zu einer Verlagerung der Sedimentationsareale aus dem intramontanen in den extraorogenen Bereich. Umgefähr in dieses Stadium fallen die hangenden Anteile des Alpinen Verrucano, die somit schon als Spätmolasse zu bezeichnen sind.

Gegen Ende der Molassesedimentation (Haupt- und Spätmolasse) herrschen dann bereits tafelähnliche Ablagerungsbedingungen.

In Mitteleuropa leitet allgemein der Zechstein (Oberperm) das Tafelstadium ein, der germanische Buntsandstein gehört schon gänzlich dazu. Diese als "eokratische Molassoidformation" bezeichneten Sedimente setzen in den Ostalpen jedoch erst mit dem vorwiegend auf das Skyth beschränkten "Alpinen Buntsandstein" bzw. den äquivalenten "Werfener Schichten" ein.

Die Hangende Quarzitzerie des Permoskyths im Stanzertal ist weitgehend dieser Formation zuzurechnen, zur Zeit ihrer Ablagerung war das Relief schon gänzlich eingeebnet.

Allerdings ist an dieser Stelle auch zu bemerken, daß eine klare Abgrenzung dieser einzelnen Stadien, also Haupt-, Spätmolasse, Tafelentwicklungsetappe ("eokratische Molassoidformation") nicht möglich ist, sondern daß hier allmähliche und fließende Übergänge bestehen.

Literatur

- BLATT, H. (1967): Original characteristics of clastic quartz grains. - Journ. Sed. Petrology, v. 37, 401-424.
- CUMMINS, W.A. (1962): The graywacke problem. -Liverpool and Manchester Geol. Journ., v. 3, 51-72.
- DICKINSON, W.R. (1970): Interpreting detrital modes of graywacke and arcose. - Journ. Sed. Petrology, v. 40, 695-707.
- HADITSCH, J.G. ; LEICHTFRIED, W. & H. MOSTLER (1978): Intraskythische, exogen(mechanisch)-sedimentäre Cu-Vererzungen im Montafon (Vorarlberg). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 8, Festschrift W. Heißel, 183-207.
- KRAINER, K. (1981): Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyths im Stanzertal/Arlberg (Westtirol) unter besonderer Berücksichtigung der Hangendquarzite. - Unveröff. Diss., Innsbruck, 106 S.
- KRULL, P. & W. PAECH (1975): Zur zeitlichen und räumlichen Stellung der Rotsedimente. - Z. geol. Wiss., 3, 11, Berlin, 1439-1451.
- STINGL, V. (1981): Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyth im Raum Arlberg unter besonderer Berücksichtigung des Alpenen Verrucano. - Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck, 109 S.
- TISCHLER, S.E. (1977): Die Verrucano- und Buntsandsteinserie in Nordtirol. - Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck.
- TISCHLER, S.E. (1979): The Verrucano- and Buntsandstein-teinores in Northern Tyrol. - Verh. Geol. B.-A., Jg. 1978, H. 3, , 491-497, Wien.

POLYMETAMORPHOSE IM OSTALPIN WESTLICH DER TAUERN (ÖTZTALER MASSE, SCHNEEBERGER ZUG, BRENNERMESOZOIKUM)

Zusammenfassung der petrographischen Neuergebnisse

von G. Hoinkes, F. Purtscheller und R. Tessadri*)

Zusammenfassung

Im Ostalpin westlich des Brenners liegt eine variszische Hauptmetamorphose in Amphibolitfazies vor, deren ca. E-W verlaufende Temperaturachse (ca. 670°C im Maximum) im nördlichen Bereich der Ötztaler Masse liegt, und deren Intensität nach N und S abnimmt. Dieser Wärmedom wird von einer kretazischen Metamorphose mit einem Temperaturhöhepunkt von ca. 600°C im Bereich südlich des Alpenhauptkammes der Ötztaler Alpen überprägt. Die Temperatur dieser jüngeren Metamorphose nimmt nach NW (Richtung Landeck) allmählich ab (bis unter 300°C), wobei die kretazischen Isograde die variszischen Mineralzonen diskordant in NE-SW-Richtung schneiden.

Dieses Gebiet ist ein instruktives Beispiel für die Überprägung durch zwei annähernd gleich starke Metamorphosen, deren räumliche Lage der Höhepunkte aber ca. 35 km voneinander entfernt sind.

Summary

The dominant metamorphism of the Austroalpine to the west of the Penninic Tauern Window is of Variscan age. The temperature climax of approximately 670°C forms an E-W striking zone in the northern Ötztal Alps. Intensity of metamorphic grade decreases towards the north and south. This heatdome is overprinted by a Cretaceous metamorphism with a temperature climax of approximately 600°C south of the Ötztal Alps. Metamorphic grade of this younger event decreases slightly to the northwest, until temperatures below 300°C are reached near Landeck. The NE-SW striking Cretaceous isogrades cut the Variscan mineral zones.

This area is an instructive example of an overprint by two succeedingly metamorphic events which now appear as heatdomes of similar grade, but are geographically separated by a distance of about 35 km.

*) Anschrift der Verfasser: Univ.-Doz. Dr. Georg Hoinkes, Univ.-Prof. Dr. Fridolin Purtscheller, Dr. Richard Tessadri, Institut für Mineralogie und Petrographie, Universitätsstraße 4/1, A-6020 Innsbruck

Einleitung

Seit den Kartierungen und petrographischen Arbeiten von HAMMER (1923, 1929), OHNESORGE (1905), SANDER & HAMMER (1924), SANDER (1921, 1929) und SCHMIDEGG (1932, 1933) ist die Gliederung der Petrogenese in eine voralpidische Metamorphose ("Laaserkristallisation" nach SANDER, 1929) und eine alpidische Phase ("Tauernkristallisation" nach SANDER, 1921) bekannt.

Die jüngere "Tauernkristallisation" hat dabei das auflagernde Permomesozoikum (z.B. Brennermesozoikum, Piz Lad) erfaßt und dort zur Bildung von Biotit und Granat geführt; die ältere "Laaserkristallisation" war vor allem im Altkristallin wirksam und ist durch das Auftreten von Staurolith, Disthen, Sillimanit und Granat charakterisiert.

Aufbauend auf diesen grundlegenden Arbeiten wurde in den letzten Jahren von verschiedenen Arbeitsgruppen (München, Padua, Wien, Innsbruck) ein detailliertes Bild der metamorphen Geschichte dieses Gebietes entwickelt, welches im folgenden zusammenfassend vorgestellt werden soll.

Die Diskussion gliedert sich dabei in folgende drei Themenkreise:

1. Polymetamorphose im Altkristallin nördlich des Alpenhauptkamms
2. Alpidische Metamorphose im Permomesozoikum
3. Alpidische Amphibolitfazies im Schneeberger Zug und angrenzenden Altkristallin.

1. Polymetamorphose im Altkristallin nördlich des Alpenhauptkamms

Aufgrund von petrologisch-geologischen Überlegungen und geochronologischen Altersdatierungen können im Altkristallin voralpidische und alpidische Metamorphosen unterschieden werden:

I. Voralpidische Metamorphosen

a) Variszische Metamorphose

Diese Metamorphose ist eindeutig das dominierende, die wesentlichen Paragenesen bildende und das gefügeprägende thermische Ereignis. Das Alter dieser Metamorphose ist mit Rb/Sr- und K/Ar-Abkühlaltern von 270 bis 300 m.y. als variszisch belegt (SCHMIDT et al., 1967; MILLER et al., 1967; GRAUERT, 1969; THONI, 1981).

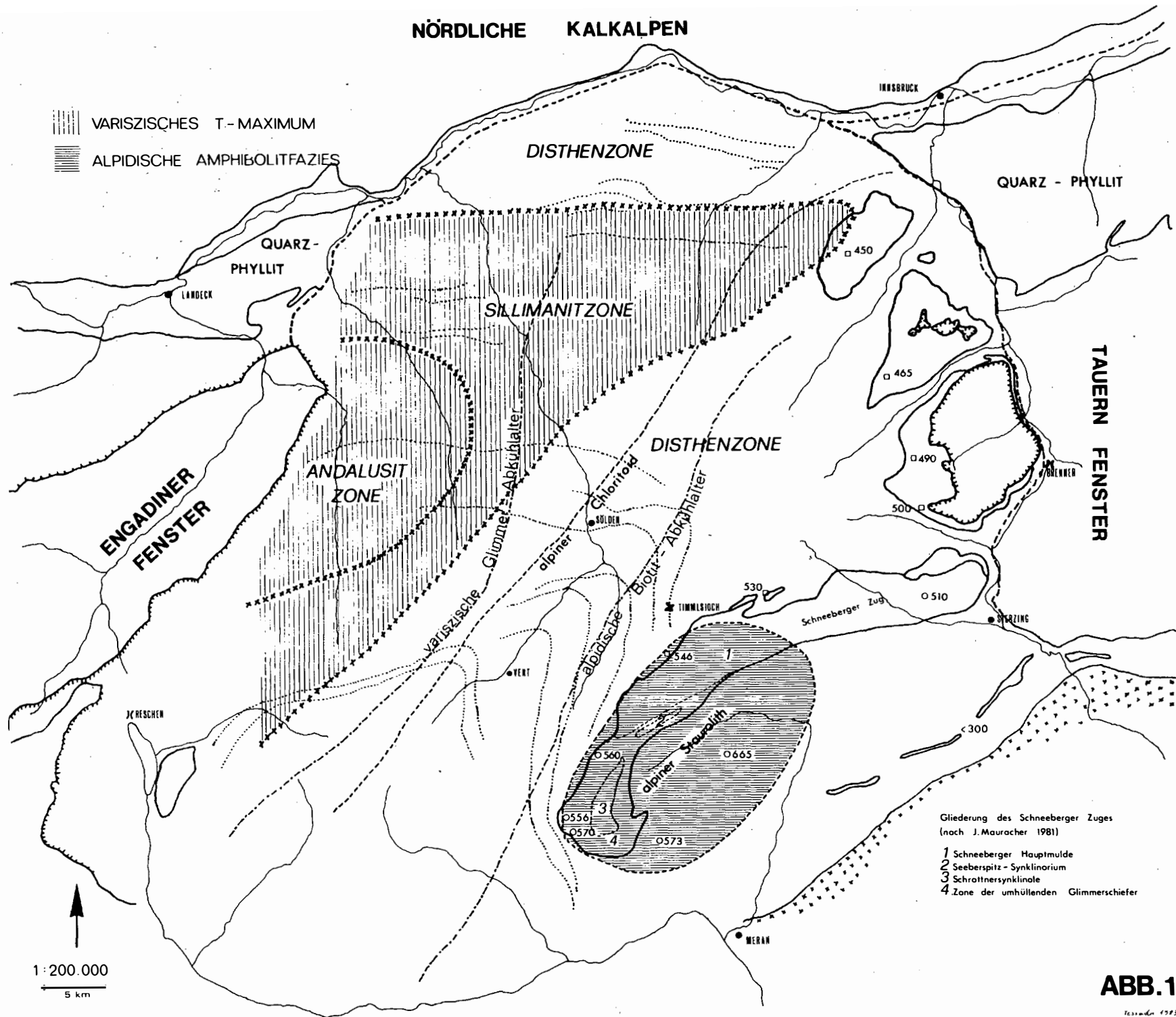
An den Metapeliten wurde eine postdeformative Hauptmetamorphose in Amphibolitfazies festgestellt: die wesentlichen Merkmale sind Staurolith, Granat und alle drei Aluminiumsilikate, wobei Sillimanit (meist fibrolithisch, selten grobkörnig) und Andalusit im Zentrum, und Disthen im Norden und Süden an den Flanken einer Wärmebeule auftreten (PURTSCHELLER, 1969) (Abb. 1).

In mineralreichen Glimmerschiefern treten zudem noch jüngere Quarz-Feldspatknuern auf, die in der Sillimanitzone z.T. sehr große Andalusite und in der Disthenzone große Disthene enthalten.

Die Andalusiteinkristalle sind sehr häufig, ganz oder teilweise, in ein Haufwerk von Disthen und randlich in Pyrophyllit umgewandelt (PURTSCHELLER et al., 1972). Diese Umwandlungen werden durch die Temperaturabnahme nach dem Höhepunkt der variszischen Metamorphose erklärt.

Die Grenze der Sillimanit-Disthenzone verläuft im Norden etwa parallel dem stofflichen Lagenbau und den hier Ost-West-verlaufenden Großfaltenachsen;

NÖRDLICHE KALKALPEN



Gliederung des Schneeberger Zuges
(nach J. Mauracher 1981)

- 1 Schneeberger Hauptmulde
- 2 Seeberspitze - Synklinorium
- 3 Schrattnersynklinale
- 4 Zone der umhüllenden Glimmerschiefer

1 : 200.000
5 km

ABB. 1
1982

weiter im Süden, im Bereich der steilstehenden Großfalten ("Schlingentektonik"; SCHMIDEGG, 1933, 1936) schneidet diese Grenze die Großstrukturen diskordant. Die Metamorphose ist somit jünger als die Hauptstrukturen.

Das Alter der "Schlingentektonik" wurde von GRAUERT (1981) als variszisch geochronologisch bestätigt, da im variszischen Zyklus intrudierte Orthogneise von dieser Schlingentektonik erfaßt wurden, und postdeformative Hellglimmer derselben Orthogneise variszische Abkühlalter ergeben.

Im äußersten Nordosten werden die sillimanitführenden Metapelite von parautochthonem Permomesozoikum der Kalkkögel überlagert, das seinerseits eine jüngere Metamorphose in Grünschieferfazies (Biotitneubildung in den Raibler Schichten) aufweist. Das Alter der unterlagernden Gesteine mit Sillimanit ist damit auch feldpetrographisch als voralpidisch belegt.

Aufgrund der Mineralparagenesen in den Metapeliten werden die P-T-Bedingungen im Hochtemperaturbereich der variszischen Metamorphose mit ca. 670°C und 3-4 kbar angenommen. Diese Temperaturabschätzung wird durch das Auftreten relativ jüngerer ungeschieferter granitoider Migmatite ("Winnebachgranit"; HAMMER, 1925), deren Bildungstemperatur durch Schmelzversuche mit ca. 670°C gut bekannt ist (HOINKES et al., 1972; HOINKES, 1973), bestätigt.

In letzter Zeit haben SÖLLNER & SCHMIDT (1981) und SÖLLNER et al. (1982) "kaledonische" Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter des Migmatits (460 ± 24 m.y.) sowie U/Pb-Alter an Zirkonfraktionen (~ 465 m.y.) als Alter der Anatexis interpretiert.

Wir sind nicht dieser Ansicht und glauben, daß hier eine Fehlinterpretation der Alter vorliegt, die auf einer falschen Vorstellung über die Genese von Neosom und Schollen im Migmatit beruht.

Nach unserer Meinung enthalten beide sowohl ehemalige Schmelze als auch kristallinen Rest, jedoch in unterschiedlichen Mengenverhältnissen, so daß im Neosom das Gneisgefüge durch hohe Schmelzanteile zerstört wurde, während es in den Schollen noch erhalten blieb. Randliches Zerfransen und Auflösen der Schollen zeigt, daß alle Übergänge zwischen diesen beiden Extremen existieren.

Das bedeutet aber, daß der Migmatit auch bei der Anatexis ein geschlossenes System für die Sr-Isotope darstellte und keine Homogenisierung der Sr-Isotope stattfand. Ebenso hat auch die variszische Regionalmetamorphose im ostalpinen Altkristallin nie zu einer Sr-Isotopenhomogenisierung oder Störung des U/Pb-Systems in Zirkonen geführt (siehe auch GRAUERT, 1969). Die "kaledonischen" Alter des Winnebachmigmatits entsprechen daher den üblichen "kaledonischen" Altern der Paragneise und müssen in beiden Gesteinen demselben "kaledonischen" Ereignis zugeordnet werden. Sie sind jedenfalls kein Beweis, daß die Migmatitbildung im Winnebachgebiet "kaledonisches" Alter hat. Ein variszisches Alter der Anatexis scheint uns vor allem aufgrund der strukturellen Kriterien (siehe bereits HAMMER, 1925) und der Übereinstimmung im Metamorphosegrad mit umliegenden Metapeliten und Alumo-Silikatgneisen viel wahrscheinlicher. Es ist nicht möglich, die Anatexis des Winnebachgebietes mit den "kaledonisch" datierten strukturkonkordanten Orthogneisen (Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter: 436-410 m.y.) gleichzusetzen.

Eine Bestätigung der voralpinen Temperaturverteilung, mit dem Temperaturmaximum im mittleren Ötztal und einer Temperaturabnahme nach Norden und Süden, ergibt sich auch aus gegenwärtig laufenden Untersuchungen an Hornblenden aus Amphiboliten (A. MOGESSIE, pers. Mitt.).

b) Ältere Metamorphosen

Trotz des dominierenden Charakters der zuvor geschilderten Metamorphose treten gelegentlich Relikte einer älteren metamorphen Phase auf; im Metabasitzug zwischen Längenfeld und Sölden kommen zahlreiche linsenförmige Eklogitkörper vor (HETZNER, 1903; HAMMER, 1926). Diese Eklogite wurden zuletzt petrographisch von MILLER (1966, 1970) untersucht und ihre Bildungsbedingungen nach neueren Vorstellungen mit ca. 14 kbar und 690°C bestimmt (MILLER, pers. Mitt.). Dieser hohe Druck widerspricht eindeutig den aus den benachbarten Metapeliten ableitbaren Bedingungen (Sillimanit-Andalusit). Die Eklogite zeigen zudem randlich eine Umwandlung in Amphibolite und somit eine Angleichung an die P-T-Bedingungen der variszischen Metamorphose.

Somit sind die Eklogite als Relikte einer älteren Metamorphose ("kaledonisch"?) anzusehen. Ähnliche Vorstellungen sind auch für andere Bereiche des altkristallinen Grundgebirges der Ostalpen entwickelt worden (PURTSCHELLER & SASSI, 1975).

II. Alpidische Metamorphose

Die alpidische Metamorphose ist eindeutig an den parautochthonen permomesozoischen Auflagerungen nachweisbar und hat daher auch das kristalline Grundgebirge mit erfaßt.

Diese Zonierung ist vor allem erkennbar an a - den Altersdaten, b - der Metamorphose postvariszischer Diabase und c - jungen Mineralneubildungen.

Altersbestimmungen an Glimmern zeigen eine Zone von altalpidischen Abkühlaltern (73-86 m.y.) im Hochtemperaturbereich der alpidischen Metamorphose (südliche Ötztalmasse), die nach Nordwesten hin, über eine Zone von Mischaltern, in einen Bereich mit variszischen Altern (ca. 270-300 m.y.) übergeht (siehe Abb. 1; zusammenfassende Darstellung siehe THÖNI, 1981). Diese Zonierung wird durch die Vorstellung einer kretazischen Metamorphose mit einer Temperatur von ca. 600°C im Südosten und einer allmählichen Temperaturabnahme nach Nordwesten in die Anchizone erklärt. Diese alpine Temperaturzonierung ist im altkristallinen Grundgebirge besonders deutlich an den postvariszisch intrudierten Diabasgängen ersichtlich. Diese bereits seit HAMMER (1923, 1924, 1929) und SCHMIDEGG (1932) als jüngste Orthogesteine erkannten Bildungen zeigen eine, vom Raum Landeck gegen den Schneeberger Zug hin zunehmende, metamorphe Überprägung. Die Metamorphose äußert sich in einer Abfolge von sechs verschiedenen kartierbaren Paragenesen (PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, 1981), welche eine Temperatur von ca. 300°C bei Landeck (Stilpnomelan + Chlorit) bis 550°C beim Timmelsjoch (Granat + grüne Hornblende + Oligoklas) anzeigt.

In den Metapeliten des Altkristallins überwiegen die alten, höher temperierten Paragenesen der älteren variszischen Metamorphose. Im Bereich der Mischalterzone treten retrograde Umwandlungen des älteren Stauroliths in Chloritoid (PURTSCHELLER, 1969, "Chloritoidlinie", siehe Abb. 1) auf. Weiter im Süden schließt eine kretazische Zone mit neugebildetem Staurolith an (HOINKES, 1981 a) (siehe Kapitel 3).

Granat, der erfahrungsgemäß träge auf neue P-T-Bedingungen reagiert, zeigt diese junge Metamorphose in Form von scharf abgegrenzten Anwachs säumen, die nach Nordwesten hin schmaler werden und im Bereich der Mischalterzone gänzlich verschwinden (VELTMAN, pers. Mitt.).

2. Alpidische Metamorphose im Permomesozoikum

Die von SANDER (1921) als "Tauernkristallisation" bezeichnete posttriadische Metamorphose wurde von MILLER et al. (1967) als kretazische Metamorphose datiert (Rb/Sr-Abkühlalter an Biotiten der Raibler Schichten mit 77 ± 3 m.y.).

Die Änderung der Temperaturbedingungen dieser Metamorphose wurde im Brennermesozoikum, von den Kalkkögeln im Norden bis zum Tribulaun im Süden, von LANGHEINRICH (1965) aufgrund der Zunahme der Korngröße von Biotit in den Raibler Schichten bereits erkannt; mit Hilfe des Calcit-Dolomit-Geothermometers konnte festgestellt werden, daß die Temperaturen von Nord nach Süd von 450°C bis 500°C zunehmen (DIETRICH, 1981; PURTSCHELLER et al., 1981) (siehe Abb. 1).

Auf ähnliche Werte kommen HOERNES & FRIEDRICHSEN (1978 a, b), die aus $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Bestimmungen die Temperatur für das südliche Brennermesozoikum mit geringer als 510°C, für den nördlichen Abschnitt mit geringer als 470°C angeben.

Mit Annäherung an die Amphibolitfazies des Schneeberger Zuges steigen die Temperaturen im Mesozoikum (Raum Schneeberger Weiße) auf 530°C (PURTSCHELLER et al., 1981). Bei diesen Bedingungen bildete sich in den Dolomitmarmoren Tremolit; in den tonigeren Lagen Disthen und Granat (GEYSSANT et al., 1973). Im grobklastischen Permoskyth des Egetenjochs erfolgte Neubildung von Biotit und Granat, wobei die Granate einen für eine einphasige Bildung typischen Zonarbau zeigen.

Das südlichste Permoskyth, im Bereich des Penser Joches, hingegen zeigt nur eine schwache epizonale Metamorphose, die im allgemeinen über Bildung von phengitischem Hellglimmer nicht hinausgeht (siehe Abb. 1).

3. Alpidische Amphibolitfazies im Schneeberger Zug und angrenzenden Altkristallin

Der Schneeberger Zug ist schon seit vielen Jahren Gegenstand von geologisch-petrologischen Untersuchungen von verschiedenen Arbeitsgruppen, welche teils unterschiedliche Gliederungen verwenden. Nach SCHMIDEGG (1933) sind die Gesteine des Schneeberger Zuges von oben in das Altkristallin eingefaltete enge Synklinalen, die am Westende mit dem Altkristallin um steile Achsen verbogen wurden ("Schlingentektonik").

Die Gliederung des Schneeberger Zuges in verschiedene "Zonen, die sich im Gesteinsmaterial unterscheiden", wurde zum ersten Mal von SCHMIDEGG (1933) durchgeführt, und auch von neueren Bearbeitern (HELBIG, 1969; ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN, 1971; MAURACHER, 1981) wurde diese Gliederung übernommen - wenn auch mit verschiedenen, teils von Lokalitäten abgeleiteten Namen bezeichnet:

Die von SCHMIDEGG (1933) als "breite Zone mit typischen grauen Granatglimmerschiefern" im Nordwesten ausgeschiedene Zone 1 ist identisch mit der "Schneeberger Hauptmulde" von MAURACHER (1981), sowie der "Gspell"- und "Saltnuss"-Serie von ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN (1971). Die Schneeberger Hauptmulde reicht von Sterzing im Osten bis in das Rotmoostal im Westen (Abb. 1) und ist symmetrisch gebaut, mit mächtigen Metapeliten im Zentrum (Saltnuss-Serie nach ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN, 1971), "zentrale Schieferserie" nach PURTSCHELLER (1978).

Im Norden und Süden wird die Schneeberger Hauptmulde von einer bunt zusammengesetzten Serie mit Marmoren, Hornblendegesteinen und Quarziten begrenzt (Gspell-Serie nach ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN, 1971). Südwestlich der Schneeberger Hauptmulde unterscheidet SCHMIDEGG (1933) eine "mannigfaltig zusammengesetzte Zone 2 aus Kalkglimmerschiefern, Marmorlagen, Hornblendegesteinen und Granatglimmerschiefern". Diese Zone entspricht dem "Seeberspitzen-Synklinorium" von MAURACHER (1981, siehe Abb. 1).

Weiter im Südwesten folgt nach SCHMIDEGG (1933) eine Zone 3 mit "lang dahinziehenden gelblichen Quarzitenlagen sowie Amphibolitlagen, die in Schiefer eingelagert sind, die durch das Zurücktreten des Granatgehalts mehr an das Altkristallin erinnern". MAURACHER (1981) hat diese Schiefer als "Zone der umhüllenden Glimmerschiefer" bezeichnet, in der die quarzitschieferreiche "Schrottnersynklinale" eingelagert ist (siehe Abb. 1).

Die weiter südlich von SCHMIDEGG (1933) unterschiedene Zone 4 mit mächtigen weißen Marmoren bildet einen kontinuierlichen Übergang zu den altkristallinen Gesteinen südlich des Schneeberger Zuges. Diese Zone wurde von SANDER (1921) als Teil der "Laaser Serie" angesehen, während SCHMIDEGG (1933) diese Zone rein lithologisch zum Schneeberger Zug stellt, ebenso wie ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN (1971), die die Bezeichnung "Laaser Serie" für diese Zone ablehnen. Lithologisch sind die mächtigen Calcitmarmore dieser Serie wohl eher mit der Laaser Serie südlich des Vinschgaus zu vergleichen und weniger mit den meist geringmächtigen Marmoren des Schneeberger Zuges. Wenn man die "Laaser Serie" als karbonatreiche Gesteinsfazies des Altkristallins ansieht, so ist dieser Begriff auch hier zutreffend.

Metamorphose

Aufbauend auf den ausgezeichneten petrographischen Beobachtungen von SCHMIDEGG (1933) hat sich in den letzten Jahren mit Hilfe moderner Methoden folgendes Bild der metamorphen Entwicklungsgeschichte des Schneeberger Zuges ergeben:

SCHMIDT et al. (1964) haben als erste in den südlichen Ötztaler Alpen kretazische Abkühlalter an Biotiten und Hellglimmern festgestellt. Später hat SATIR (1975) kretazische Rb/Sr-Alter von über 100 m.y. an Hellglimmern in der unmittelbaren Umgebung des Schneeberger Zuges gemessen und diese als Bildungsalter gedeutet. Neue Rb/Sr-Daten von THÖNI (pers. Mitt.) an Hellglimmern vom Altkristallin südlich des Schneeberger Zuges ergeben ungefähr 90 m.y. und sprechen für einen Höhepunkt der kretazischen Metamorphose zu dieser Zeit im Altkristallin südlich des Schneeberger Zuges. SATIRs (1975) Alter von über 100 m.y. müssen in diesem Zusammenhang als Mischalter interpretiert werden.

Das erste Auftreten von Staurolith im nördlichen Grenzbereich Altkristallin/Schneeberger Zug (siehe Abb. 1) ist durch hohe Zinkgehalte in Staurolith zu relativ geringeren Temperaturen verschoben (HOINKES, 1981 a, b). Das bereits von SCHMIDEGG (1933) beobachtete seltene Auftreten von Staurolith im Schneeberger Zug kann daher durch teils mangelnde chemische Voraussetzungen im Gestein (mangelndes ZnO) bzw. durch zu geringe Temperaturen für die Staurolithbildung im zinkfreien System im nördlichen Schneeberger Zug erklärt werden. Die Tatsache, daß Metapelite des variszisch hochmetamorphen Altkristallins unmittelbar im Liegenden des Schneeberger Zuges stets alten Staurolith (häufig pseudomorph) enthalten,

legt die Deutung nahe, daß das Altkristallin nördlich des Schneeberger Zuges variszisch eine relativ stärkere Metamorphose erfahren hat als der Schneeberger Zug.

Granatrelikte einer älteren variszischen Metamorphose sind im Schneeberger Zug nur am Westende in der "Schrottner-Synklinale" und den umhüllenden Glimmerschiefern häufig (HELBIG & SCHMIDT, 1978; HOINKES, 1981). In den weiter nordöstlich anschließenden Synklinorien der Seeberspitze und Schneeberger Hauptmulde fehlen solche Relikte in der Regel. Das heißt, daß die Gesteine des Schneeberger Zuges zu variszischer Zeit lediglich als Phyllite vorgelegen haben.

Kretazischer Metamorphosegrad

Die Gleichgewichtstemperaturen aufgrund der Fe/Mg-Verteilung zwischen Granat und Biotit nach FERRY & SPEAR (1978) liegen zwischen ca. 510°C und höher als 600°C, wobei die höchsten Temperaturen im Altkristallin südlich des Schneeberger Zuges vorhanden sind (HOINKES, 1981; HOINKES & THÖNI, 1982) (siehe Abb. 1). In Metapeliten des Schneeberger Zuges bildeten sich bei diesen Temperaturen Disthen in paragonitreichen Schiefern, Staurolith (im zinkreichen System), sowie generell die AFM-Paragenese Granat + Chlorit + Biotit neben Muskovit + Quarz. In reinen Metakarbonaten ist eine prograde Abfolge von Talk + Calcit bis Tremolit + Calcit feststellbar (HOINKES & PURTSCHELLER, 1976; HOINKES, 1978; HOINKES, in Druck).

Südlich des Schneeberger Zuges wird der Staurolith-Isograd im Zn-freien System überschritten, wohl meist auf Kosten von Granat + Chlorit + Muskovit. GREGNANIN & PICIRILLO (1969) beschreiben dort auch fibrolithischen Sillimanit als texturrell jüngste Bildung. Nahe bei Meran deutet das Vorkommen von Chloritoid in altkristallinen Gesteinen wieder das Abklingen der kretazischen Metamorphose im Süden an.

Aufgrund der kretazischen Rb/Sr-Hellglimmeralter, der Gleichgewichtstemperaturen von über 600°C und der postdeformativen frischen Texturen muß der Höhepunkt der kretazischen Metamorphose im Altkristallin südlich des Schneeberger Zuges zwischen Alpenhauptkamm und Passeiertal, sowie Tschigat im Südwesten und Hohe Kreuzspitze im Nordosten gelegen haben (Abb. 1)

Das Altkristallin südöstlich der Linie Jaufen-Passeier führt stets alten variszischen Staurolith, der teilweise retrograd umgewandelt ist. Diese Beobachtung weist auf einen gering temperierten Einfluß hin, wie auch im auflagernden Permoskyth des Penser Joches bereits festgestellt wurde.

Auch die variszischen Rb/Sr-Hellglimmeralter (SPIESS, pers. Mitt.) aus diesem Gebiet bestätigen den geringen Einfluß der kretazischen Metamorphose. Als Ursache kann man eine tektonische Trennfläche im Bereich des Passeier vermuten.

Zitierte Literatur

- FERRY, J.M. & F.S. SPEAR (1978): Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg between Biotite and Garnet. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113-117.
- GEYSSANT, J.; JUSTIN-VISENTIN, E. & F.P. SASSI (1973): Sur la présence de filons sédimentaires dans la série Triasique du Tribulaun et sur leur évolution métamorphique (Brenner, Alpes Orientales). - *Consiglio Nazionale delle ricerche, Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, XXVIII, 3-24.
- GRAUERT, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. - *Diss., Univ. München.*
- GRAUERT, B. (1981): Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta-Ötztal-kristallin aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. - *Fortschr. Mineral.*, 59, Beiheft 1, 54-56.
- GREGNANIN, A. & E.M. PICCIRILLO (1969): Analisi microstrutturale di metamorfiti pelitico-psammitiche: evoluzione degli scisti austridici offioranti fra le Valli Passiria e Senales (Alto Adige). - *Mem. Museo Trid. Sc. Nat.*, 18, 1-56.
- HAMMER, W. (1923): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75 000, Blatt Nauders. - *Geol. B.-A.*, Wien.
- HAMMER, W. (1924): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75 000, Blatt Landeck. - *Geol. B.-A.*, Wien.
- HAMMER, W. (1925): Cordierit-führende metamorphe Granite aus den Ötztaler Alpen. - *TMPM* 38, 67-87.
- HAMMER, W. (1926): Eklogit und Peridotit in den mittleren Ötztaler Alpen. - *Jb. Geol. B.-A.*, 76/1 und 2, Wien.
- HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75 000, Blatt Ötztal. - *Geol. B.-A.*, Wien.
- HELBIG, P. (1969): Petrographische und gefügekundliche Untersuchungen am Westende des Schneeberger Zuges (südlich Ötztal-Kristallin). - *Diss., TH München.*
- HELBIG, P. & K. SCHMIDT (1978): Zur Tektonik und Petrogenese am W-Ende des Schneebergerzuges (Ostalpen). - *Jb. Geol. B.-A.*, 121, H. 2, 177-217, Wien.
- HETZNER, L. (1903): Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommen des mittleren Ötztals. - *TMPM*, 2, 437-471.
- HOERNES, S. & H. FRIEDRICHSEN (1978 a): Oxygen and Hydrogen Isotope Study of the Polymetamorphic Area of the Northern Ötztal-Stubai Alps (Tyrol). - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 67, 305-315.
- HOERNES, S. & H. FRIEDRICHSEN (1978 b): Oxygen Isotope Studies of the Austroalpine and Penninic Units of the Eastern Alps. In: *Alps, Apennines, Hellenides*, Editors: CLOSS, H.; ROEDER, H.; SCHMIDT, K., Stuttgart.
- HOINKES, G. (1973): Die Anatexis des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Österreich) am Beispiel eines Aufschlusses. - *TMPM*, 20, 225-239.

- HOINKES, G. (1978): Petrogenetic Significance to the Mg-Content in Reaction-Calclites of Siliceous Dolomitic Rocks of the Schneebergerzug (Ötztal Alps). - Fortschr. Mineral., 56, Beih. 1, 44-45.
- HOINKES, G. (1981): Mineralreaktionen und Metamorphosebedingungen in Metapeliten des westlichen Schneebergerzuges und des angrenzenden Altkristallins (Ötztaler Alpen). - TMPM, 28, 31-54.
- HOINKES, G. (in Druck): Cretaceous Metamorphism of Metacarbonates in the Austroalpine Schneeberg Complex, Tirol. - SMPM (1983).
- HOINKES, G.; PURTSCHELLER, F. & J. SCHANTL (1972): Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Tirol). - TMPM, 18, 292-311.
- HOINKES, G. & F. PURTSCHELLER (1976): Die Petrogenese der Karbonatgesteine im Schneebergerzug, Ötztaler Alpen, Tirol. - N. Jb. Min. Mh., H. 10, 467-476.
- HOINKES, G. & M. THÖNI (1982): Zur Abgrenzung der kretazischen Amphibolitfazies im südlichen Ötztal-Kristallin. - Jber. 1981, Hochschulschwerpunkt S 15, 87-91.
- LANGHEINRICH, G. (1965): Zur Tektonik und Metamorphose des zentralalpinen Permomesozoikums westlich der Brennersenke. - Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. math.-phys. Kl. 10, 133-149.
- MAURACHER, J. (1981): Alpidische und voralpidische Metamorphose und Strukturprägung am Westende des Schneeberger Zuges (Ötztaler Alpen). - Diss., Univ. Wien.
- MILLER, C. (1966): Petrographische Untersuchungen an Peridotiten und Eklogiten vom Loibiskogel (Ötztal). - Diss., Univ. Innsbruck.
- MILLER, C. (1970): Petrology of Some Eclogites and Metagabbros of the Ötztal Alps, Tirol, Austria. - Contrib. Mineral. Petrol., 28, 42-56.
- MILLER, D.S.; JÄGER, E. & K. SCHMIDT (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). Eclog. Geol. Helv., 60, 537-541.
- OHNESORGE, T. (1905): Die vorderen Kühtai-er Berge (Hocheder Gruppe). - Verh. Geol. R.-A., Wien.
- PURTSCHELLER, F. (1969): Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubai-er Altkristallins. - TMPM, 13, 35-54.
- PURTSCHELLER, F. (1978): Ötztaler und Stubai-er Alpen. - Sammlung Geol. Führer, 53, 1-128, Verlag Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 2. Auflage.
- PURTSCHELLER, F.; BROWN, G.C. & W.S. FYFE (1972): A Note on the Controls of the Retrograde Transformation of Andalusite to Kyanite. - Mineral. Magazine, 38, 760-762.
- PURTSCHELLER, F. & F.P. SASSI (1975): Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps - TMPM, 22, 175-199.
- PURTSCHELLER, F. & D. RAMMLMAIR (1981): Alpine Metamorphism of Diabase Dikes in the Ötztal-Stubai Metamorphic Complex. - TMPM, 29, 205-221.

- PURTSCHELLER, F.; HOINKES, G.; DIETRICH, H.; RAMMLMAIR, D & R. TESSADRI (1981): T-Bedingungen der alpidischen Metamorphose im Ostalpin westlich der Tauern. - Fortschr. Mineral., 95, Beiheft 1, 161-162.
- SANDER, B. (1921): Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran. - Jb. Geol. B.-A., 70, H. 3 und 4, 325-334.
- SANDER, B. (1929): Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen. - Schlern-Schriften, 16, 111 S.
- SANDER, B. & W. HAMMER (1924): Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio "Merano", 1:100 000. - Uff. Idr. R. Mag. Acque Sez. Geol. Venezia.
- SATIR, M. (1975): Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztal-Masse aufgrund von radiometrischen Altersbestimmungen. - Diss. Univ. Berlin, Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, XXX, 84 S.
- SCHMIDEGG, O. (1933): Der Bau der Ötztaler-Stubaier Alpen. - Mitt. D. u. Ö.A.V.
- SCHMIDEGG, O. (1936): Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. - Jb. Geol. B.-A., 86, 115-149.
- SCHMIDEGG, O. (1932): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75 000, Blatt Sölden und St. Leonhard. - Geol. B.-A., Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1933): Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. Verh. Geol. B.-A., 5/6, 83-95.
- SCHMIDT, K.; JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. & N. GRÖGLER (1967): Rb/Sr- und U/Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneebergerzuges. - Ecol. geol. Helv., 60, 529-536.
- SÖLLNER, F. & K. SCHMIDT (1981): Rb/Sr- und U/Pb-Datierungen am Winnebach-Migmatit (Ötztaler Alpen, Österreich). - Fortschr. Mineral. 59, Beiheft 1, 188.
- SÖLLNER, F.; SCHMIDT, K.; BAUMANN, A. & B. TAUBER-HANSEN (1982): Zur Altersstellung des Winnebach-Migmatits im Ötztal (Ostalpen). - Verh. Geol. B.-A., 2, 95-106.
- THÖNI, M. (1981): Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the Light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. - Jb. Geol. B.-A., 124, 111-174.
- ZANETTIN, B. & E. JUSTIN-VISENTIN (1971): Considerazioni geologico-petrologiche sul Tratto di Monteneve ("Schneeberger Gesteinszug") (Alto Adige). - Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, XXIX, 1-41.

Weiterführende Literatur seit 1960

- ADAMI, C.; JUSTIN-VISENTIN, E. & B. ZANETTIN (1964): Ricerche petrografiche sulle formazioni scistose-cristalline affioranti fra Val Ridanna e Val Racines (Alto Adige). - Rend. Soc. Min. Ital., col. 20, 3-23.
- ALBER, H.; FRANK, W. & M. THÖNI (1977): Bericht 1976 über Untersuchungen im Permoskyth des Münstertales, des Jaggl un Maulser-Penserjochzuges sowie über den Aufbau der K/Ar-Methode. - Jber. 1976, Hochschulschwerpunkt S 15, 5, 10-22.

- BAGGIO, P., et al. (1971): Note illustrative della Carta d'Italia alla scala 1:100 000, Foglio 4, "Merano". - Min. Ind. Comm. Art. Serv. Geol. d'Italia, Roma, 161 S.
- BAUMANN, M. (1964): Geologische Spezialuntersuchungen im Kristallin des südlichen Ötztals zwischen Vent und Obergurgl (Ramelkamm). - Diplomarbeit, TH München.
- BAUMANN, M. (1967): Geologische Untersuchungen am Ostende des Schneeberger Zuges zwischen Sterzing und Schneeberg/Passieiertal (Südtirol). - Diss., München.
- BAUMANN, M.; HELBIG, P. & K. SCHMIDT (1967): Die steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler und Venter Tales (Ötztaler Alpen). - Jb. Geol. B.-A., Bd. 110, 1-72.
- BORSI, S.; DEL MORO, A.; SASSI, F.P. & G. ZIRPOLI (1980): New Petrographic and Radiometric Data on the Oetztal and Stubai orthogneisses (Eastern Alps): - N. Jb. Miner., Mh., 2, 75-87.
- BRIGO, L. (1960): Il giacimento a Pb e Zn die S. Martino di Monteneve nell'alta Val Passiria. - Diss., Padova.
- BRIGO, L. (1965): Il giacimento di Pb-Zn di S. Martino di Monteneve in Alto Adige. - Econ. Trent. C.C.I.A., vol. 5-6, 62-117.
- D'ALBISSIN, M. & J. GEYSSANT (1976): Exemples de Variation de la microstructure de roches carbonatées des Alpes Orientales centrales en fonction de leur position structurale. - Bull. Soc. Géol. France, 18, 1405-1416.
- DE PIERI, R. & G. GALETTI (1972): Analisi alla microsonda di granati zonati di scisti austroalpini dell'alta Val Passiria (Alto Adige). - Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 28, 1-39.
- DE VECCHI, G.P.; JUSTIN-VISENTIN, E. & F.P. SASSI (1971): Analisi microstrutturale degli scisti raibliani del Tribulaun, degli scisti post-ercinici del Greiner e degli scisti di Monteneve in Alto Adige. - Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 29, 1-25.
- DIETRICH, H. (1980): Mineralogisch-petrographische Untersuchungen zur Metamorphose des Brennermesozoikums. - Diss., Univ. Innsbruck.
- DIETRICH, H.; HOINKES, G.; PURTSCHELLER, F.; RAMMLMAIR, D. & R. TESSADRI (1981): Bericht über petrologische Arbeiten im Kristallin westlich des Brenners. - Jber. 1980, Hochschulschwerpunkt S 15, 101-103.
- ERISMANN, T.H. (1977): Der Bimsstein von Köfels, Impaktit oder Friktionit? - Material und Technik, 4, 190-196.
- ERISMANN, T.H.; HEUBERGER, H. & E. PREUSS (1977): Der Bimsstein von Köfels (Tirol), ein Bergsturz-"Friktionit". - TMPM, 24, 67-119.
- FENTI, V. & C. FRIZ (1973): Il progetto della galleria ferroviaria Vipiteno-Innsbruck. Ricerche geostutturali sulla regione del Brennero. - Mem. Mus. Trid. Sc. Nat., 20, 1-59.
- FÖRSTER, H. (1963): Die Blei-Zinklagerstätte Schneeberg in Südtirol. - Diss., TH Aachen.
- FÖRSTER, H. (1966 a): Alter und Entstehung der Blei-Zink-Erze von Schneeberg in Südtirol. - Simp. Intern. Giacimenti Minerari delle Alpi, Trento-Mendola, 11-18 Settembre.

- FÖRSTER, H. (1966 b): Ein Beitrag zur Geologie des Lagerstättenbezirks Schneeberg-Gossensass in Südtirol. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 4, 227-233.
- FÖRSTER, H. (1967): Kristallisation und Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges. - Geol. Rdsch., 56, 480-494.
- FÖRSTER, H. & A. SCHMITZ-WIECHOWSKI (1970): Zur Tektonik im Bereich der Brennerlinie. - Geol. Rdsch., 59, 637-648.
- FÖRSTER, H. & J. LEONHARDT (1972): Die Ötztaler Masse - ein präkambri-sches Element in den Ostalpen. - Geol. Rdsch., 61, 69-87.
- FRANK, W.; ALBER, J. & M. THÖNI (1977): Jungalpine K/Ar-Alter von Hellglimmern aus dem Permotriaszug von Mauls - Penser Joch (Südtirol). - Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 7, 102-107.
- FRIZ, C. (1967): Considerazioni stratigrafico-strutturale sulla zona ad occidentale dell'Isarco nei pressi di Vipiteno (Alto Adige). - Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA., vol. 79, 369-385.
- FRIZ, C. (1970): Il conglomerato della Val di Fleres. - St. III. Carta Geol. Ital. Form. Geol., 1-8, Roma.
- FRIZ, C. & E. ZANETTIN-LORENZONI (1969): La zona di Montenevoso ed i suoi rapporti con il complesso roccioso delle Breonie ed il cristallino antico Merano-Mules tra la Valgöve e la Val di Fleres (Alto Adige). - Studi Trent. Sci. Nat., Sez. A, vol. 50, 2, 156-189.
- FRIZZO, P. (1974): L'antimonite della Cima dal Tempo (Wetterspitze) - Alto Adige. - L'Ind. Min. nel Trentino, Alto Adige, 4, 70-76.
- FRIZZO, P. (1976): La serie metallifera delle Breonie affiorante nelle valli Ridanna e Fleres, in Alto Adige. Mineralizzazioni a Pb e Zn "primarie" e loro mobilizzazione nei marmi del Complesso di Monteneve a sud delle Cime Bianche di Telves. - Studi Trent. Sci. Nat., 53, 75-106.
- FRIZZO, P.; MILLS, J. & D. VISONA (1982): Ore Petrology and Metamorphic History of Zn-Pb-Ores, Monteneve, Tyrol, N-Italy. - Mineral. Deposita, 17, 333-347.
- FUCHS, H.; KÖRNER, A. & K. SCHMIDT (1969): Faltung und Kristallisation im Vernagt-Marzell-Gebiet der Ötztaler Alpen. - Jb. Geol. B.-A., 112, 31-80.
- GATTO, G.O.; LORENZONI, S.; SASSI, F.P.; ZANETTIN, B. & G. ZIRPOLI (1964): Paragneiss e gneiss granitoidi attraversati dalla galleria di derivazione Vernago-Montesole in Val Senales (Alto Adige) (I a). - Mem. Acc. Pat., SS.LL.AA., 74, 1-21.
- GATTO, G.O.; LORENZONI, S.; SASSI, F.P.; ZANETTIN, B. & G. ZIRPOLI (1964): Paragneiss e gneiss granitoidi attraversati dalla galleria di derivazione Vernago-Montesole in Val Senales (Alto Adige) (II a). - Mem. Acc. Pat., SS.LL.AA., 76, 1-32.
- GEYSSANT, J. (1966): Etude sur la stratigraphie et la tectonique du pic de Kirchdach dans le massif de Serles-Kesselspitze (Région du Brenner - Tyrol, Autriche). - Bull. Soc. Géol. France, 7, 383-386.
- GEYSSANT, J. (1968): Sur la structure du Massif du Tribulaun (Région du Brenner, Tyrol, Autriche). - Bull. Soc. Géol. France, 10, 225-231.

- GEYSSANT, J. (1970): La nappe du Blaser et son substratum (région du Brenner, Tyrol, Autriche). - Bull. Soc. Géol. France, 12, 426-430.
- GEYSSANT, J. (1971): Tectoniques tangentielles successives dans les Alpes de Stubai au Tyrol (NW du Brenner, Autriche). - Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 13, 351-358.
- GEYSSANT, J. (1973 a): Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. - Verh. Geol. B.-A., 377-396.
- GEYSSANT, J. (1973 b): A propos de l'âge des lambeaux de l'Austro-Alpin supérieur dans les Alpes orientales centrales: Essai sur la paléogéographie jurassique des unités supérieures austro-alpines et des Alpes méridionales. - Géol. Alpine, 49, 41-50.
- GEYSSANT, J. (1974): Sur la présence d'éléments détritiques cristallophylliens dans la série post-triasique des massifs des Alpes de Stubai (Alpes orientales centrales). Conséquences paléotectoniques. - C.R. Acad. Sci., 278, 1155-1158.
- GREGNANIN, A. & F.P. SASSI (1966): Genesi per differenziazione metamorfica degli gneiss a bande delle Alpi Breonie. - Rend. Soc. Min. Ital., 22, 83-111.
- GREGNANIN, A.; JUSTIN-VISENTIN, E. & F.P. SASSI (1968): Petrologia delle formazioni leucocratiche stratoidi nei paragneiss delle Alpi Breonie (Alto Adige), Nota 1: Gneiss del Tumulo. - Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA. cl. Sc. Mat. Nat., LXXXI, 437-482.
- GREGNANIN, A. & E.M. PICCIRILLO (1969): Indagini preliminari geologico-petrografiche sulla zona compresa fra la Valle di Plan e Val Clava (Alto Adige). - Soc. Ital. Min. Petr., 25, 439-473.
- GREGNANIN, A.; JUSTIN-VISENTIN, E. & F.P. SASSI (1969): Petrologia delle formazioni leucocratiche stratoidi nei paragneiss delle Alpi Breonie (Alto Adige). - Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA., cl. Sc. Mat. Nat., 82, 1-36.
- GREGNANIN, A. & E.M. PICCIRILLO (1972): Litostratigrafia, tettonica e petrologia degli scisti austriaci di alta e bassa pressione dell'area Passiria-Venosta (Alto Adige). - Mem. Ist. Geol. Min., Univ. Padova, 28, 1-57.
- GREGNANIN, A. & E.M. PICCIRILLO (1974): Hercynian Metamorphism in the Austriac Crystalline Basement of the Passiria and Venosta Alps (Alto Adige). Mem. Soc. Geol. Ital., 13, 13-27.
- HARRE, W.H.; KREUZER, H.; LENZ, P.; MÜLLER, P.; WENDT, I. & K. SCHMIDT (1968): Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen). - Geol. Jb., Hannover, 86, 797-826.
- HEISSEL, W. (1965): Das "Bimssteinvorkommen" von Köfels im Ötztal. - N. Jb. Min., Mh., 285-287.
- HELBIG, P. (1964): Geologische Spezialuntersuchungen im Altkristallin der südlichen Ötztaler Alpen (Venter Tal). - Diplomarbeit, TH München.
- HOERNES, A. (1967): Der Amphibolitzug des Sulztalkammes im mittleren Ötztal. - Diss., Univ. Innsbruck.
- HOERNES, S.; MILLER, C. & F. PURTSCHELLER (1971): Neue Mineralfunde aus den westlichen Tiroler Zentralalpen. - Veröff. Museum Ferdinandeum, 51, 79-86.

- HOERNES, S. & E. HOFFER (1973): Der Amphibolitzug des mittleren Öztaltes (Tirol). - Veröff. Museum Ferdinandeum, 53, 159-180.
- HOFFER, E. (1967): Der Amphibolitzug des Geigenkammes im mittleren Öztal. - Diss., Univ. Innsbruck.
- HOINKES, G. (1971): Petrographie und Petrogenese eines Migmatites im "Winnebachgranit". - Diss., Univ. Innsbruck.
- HOINKES, G. (1978): Zur Mineralchemie und Metamorphose toniger und mergeliger Zwischenlagen des südwestlichen Schneebergerzuges (Öztal-aler Alpen, Südtirol). - N. Jb. Min., Abh., 131, 272-303.
- HOINKES, G. & F. PURTSCHELLER (1979): Zur Metamorphose des Schneebergerzuges. - Jahresbericht 1977, Hochschulschwerpunkt S 15, H. 7, 11-16.
- HOINKES, G. (1980 a): Mineralogie und Metamorphose im westlichen Schneebergerzug und angrenzenden Altkristallin. - Habilitationsschrift, Univ. Innsbruck.
- HOINKES, G. (1980 b): Zur geologischen Entwicklung des Naturparks Texelgruppe. - Natur und Land, 4, 140-144.
- JUSTIN-VISENTIN, E. & B. ZANETTIN (1965): Gli scisti cristallini dell'alta Val Passiria fra Moso e Passo del Rombo (Alto Adige). - Rend. Soc. Min. Ital., vol. 21, 121-142.
- JUSTIN-VISENTIN, E. & B. ZANETTIN (1973): On the Age of the White Mica Porphyroblasts in the Schneeberger Schists. - Contrib. Mineral. Petrol., 39, 341-342.
- KNATZ, H. (1961): Zur Genese saurer Einschaltungen im Verbands des Öztal-er Altkristallins. - Diss., Univ. Innsbruck.
- KNATZ, H. (1963): Zur Genese saurer Einschaltungen im Verbands des Öztal-er Altkristallins. - TMPM, 8, 523-578.
- KÜBLER, H. & W.E. MÜLLER (1962): Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). - Jb. Geol. B.-A., 105, 173-242.
- KURAT, G. & W. RICHTER (1968): Ein Alkalifeldspat-Glas im Impaktit von Köfels/Tirol. - Naturwiss., 55, 490.
- KURAT, G. & W. RICHTER (1971): Impaktite von Köfels, Tirol. - TMPM, 17, 23-45.
- LADURNER, J. & O. SCHULZ (1969): Der ehemalige Bergbau von Haderlehen (Öztal). - Veröff. Museum Ferdinandeum, 49, 101-108.
- LEONHARDT, J. (1971): Untersuchung der Faltenstrukturen und Migmatitbildungen im Südteil der Öztal-er Masse. - Diss., TH Aachen.
- MARVASTIAN, R. (1968): Die Geologie der Kalkkögel bei Innsbruck. - Diss., Univ. Innsbruck.
- MATTHIAS, E.P. (1961): Die metallogenetische Stellung der Erzlagerstätten im Bereich Engadin und Arlberg. - BHM, 106, H. 1 und 3, 1-13, 45-55.
- MILLER, C. (1974): Reaction Rims between Olivine and Plagioclase in Metaperidotites, Öztal Alps, Austria. - Contrib. Mineral. Petrol., 43, 333-342.

- MILTON, D.J. (1965): Fused Rock from Köfels, Tyrol. - *TMPM*, 9, 86-94.
- MONESE, A.; OGNIBEN, G. & S. STOCCHO (1964): Il granato almandino dei micascisti granitiferi di Passo del Rombo. - *Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA.*, vol. 76, 1-9.
- MPOSKOS, E. (1969): Petrographische Untersuchungen an alumosilikatführenden Gesteinen der östlichen und südlichen Sellrainger Berge. - *Diss.*, Univ. Innsbruck.
- MUTSCHLECHNER, G. (1962): Zur Geologie der Saile bei Innsbruck. - *Veröff. Museum Ferdinandeum*, 41, 37-47.
- PESCHEL, R. (1979): Geologische Entwicklungsgeschichte des Schneeberger Zuges und der Laaser Serie im Timmelsjoch-Querschnitt (oberes Passeiertal, Südtirol, Italien). - *Diss.*, Univ. Wien.
- PREUSS, E. (1971): Über den Bimsstein von Köfels/Tirol. - *Fortschr. Min.*, 49, Beiheft 1, 70.
- PREUSS, E. (1974): Der Bimsstein von Köfels im Ötztal/Tirol. - *Verein zum Schutz der Alpenpflanzen und -tiere e.V.*, 39, 85-95.
- PURTSCHELLER, F. (1966): Exkursionsführer zur Nachexkursion: Ötztal-Sulztal. - *Dt. Min. Ges. München*.
- PURTSCHELLER, F. (1967 a): Mineralzonen im Ötztaler und Stubaijer Altkristallin. - *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl.*, 66-70.
- PURTSCHELLER, F. (1967 b): Zur Gliederung der Metamorphose im Bereich des Ötztaler-Stubaijer Altkristallins. - *Mineralog. Mitt.*, Bd. 1-2, 80-85.
- PURTSCHELLER, F. (1980): Altpidische Metamorphose im Kristallin westlich des Brenners. - *Jber. 1979 Hochschulschwerpunkt S 15*, 83.
- PURTSCHELLER, F. & E. MPOSKOS (1971): Über den Eisengehalt von Alumosilikaten aus Quarzknuern. - *TMPM*, 16, 176-186.
- PURTSCHELLER, F.; HOERNES, S. & G.C. BROWN (1972): An Example of Occurrence and Breakdown of Paragonite. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 35, 34-42.
- PURTSCHELLER, F. & G. HOINKES (1977): Jahresbericht 1976 über die petrographischen Untersuchungen zur Metamorphose des Schneeberger Zuges. - *Jber. 1976 Hochschulschwerpunkt S 15*, 5, 54-58.
- PURTSCHELLER, F.; HOINKES, G.; RAMMLMAIR, D.; TESSADRI, R. & H. DIETRICH (1980): Bericht über petrologische Neuergebnisse im Brennermesozoikum, Schneeberger Zug und Altkristallin im Jahre 1979. - *Jber. 1979 Hochschulschwerpunkt S 15*, 84-85.
- RAMMLMAIR, D. (1980): Petrographie der Diabase der Ötztaler-Stubaijer Masse. - *Diss.*, Univ. Innsbruck.
- SARNTHEIN, M. (1965): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. - *Verh. Geol. B.-A.*, 119-162.
- SASSI, F.P. (1968): Petrogenesi dei corpi pegmatoidi di Val Racines (Alto Adige). - *Mem. Mu. Trid. Sc. Nat.*, vol. 17, 1-60.
- SATIR, M. (1976): Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralen der südlichen Ötztalmasse und der westlichen Hohen Tauern. - *Geol. Rdsch.*, 65, 394-410.

- SAUPER, B. (1967): Gefügekundliche und petrographische Untersuchungen der Gesteine im mittleren und hinteren Sulztal (Ötztal in Tirol); ihre petrographische Gliederung und der Versuch einer Klärung ihrer Petrogenese. - Diss., Univ. Innsbruck.
- SCHANTL, J. (1972): Feldpetrographische Untersuchungen des Winnebach-migmatites und der angrenzenden Gesteine. - Diss., Univ. Innsbruck.
- SCHMIDEGG, O. (1964): Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. - Verh. Geol. B.-A., H. 1, 24-47.
- SCHMIDT, K. (1965): Zum Bau der nördlichen Ötztaler und Stubai-er Alpen. - Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G, 199-213.
- SCHMIDT, K. (1965): Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubai-er Alpen. - Z. Dt. Geol. Ges., vol. 116, 455-469.
- SCHMITZ, N. (1971): Die Blei-Zink-Lagerstätten des Pflerschtals bei Gossensass in Südtirol/Italien - zur genetischen Kennzeichnung eines ostalpinen Erzvorkommens. - Diss., TH Aachen.
- SCHMITZ, N. (1974): Die Blei-Zinklagerstätten des Pflerschtals. - Geol. Rdsch., 63, 148-165.
- SCHMITZ-WIECHOWSKI, A. (1973): Experimentelle Untersuchungen zur Frage der Metamorphose einiger ostalpiner Gesteine unter besonderer Berücksichtigung des Brenner-Mesozoikums. - Diss., TH Aachen.
- SCOLARI, A. (1971): Studio chimico-petrografico delle "Anfiboliti" di Monte dei Granati nel Complesso di Monteneve (Alta Val Passiria, Alto Adige). - Stud. Trent. Sc. Nat., vol. 48, 282-338.
- SIMON, W. (1975): Bimsstein zwischen Gneistrümmern im Ötztal. - Aufschluß, 26, 161-168.
- STORZER, D.; HORN, P. & B. KLEINMANN (1971): The Age and the Origin of Köfels Structure, Austria. - Earth Planet. Sc. Lett., 12, 238-244.
- TENTSCHERT, E. (1974): Petrographische und geochemische Untersuchungen am Granit bis Granodioritgneis Acherkogel/Sellrain und Engelswand. - Diss., Univ. Innsbruck.
- TESSADRI, R. (1981): Metamorphose am Ostende des Schneeberger Zuges (Sterzing, Südtirol). - Diss., Univ. Innsbruck.
- THÖNI, M. (1980): Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlinigüberschiebung. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 26, 247-275.
- THÖNI, M. (1980): Distribution of Prealpine and Alpine Metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scarl Unit Based on K/Ar-age Determination. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, 139-165.
- THÖNI, M. (1982): Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 28, 17-34.
- TURINSKY, F. (1976): Zur Geologie der Kesselspitze (Bennermesozoikum), Tirol/Österreich. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 5, 9/10, 1-41.
- VAVTAR, F. (1979): Ein polymetallisches Erzlager in Paragneisen des Wörgetales (Ötztaler Kristallin). - TPM, 26, 175-185.
- VAVTAR, F. (1979): Syngenetische metamorphe Erzgefüge der Kies- und Kupferlagerstätte Tschingl bei Feichten im Kautertal (Ötztalkristallin). -

Veröff. Museum Ferdinandeum, 59, 151-163, Innsbruck.

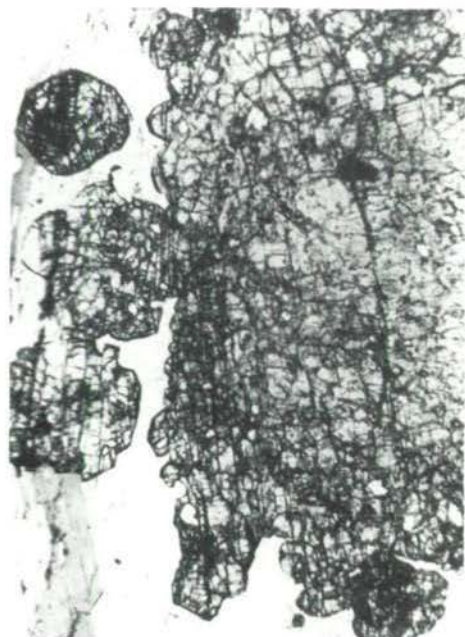
- VAVTAR, F. (1980): Boden, eine metamorphe syngenetische Fe-Cu-Anreicherung in Paragneisen des Ötztalkristallins; Kaunertal, Tirol. - BHM, 125, H. 4, 194-200.
- VAVTAR, F. (1981): Syngenetische metamorphe Kiesanreicherungen in Paragneisen des Ötztalkristallins (Kaunertal, Tirol). - Veröff. Museum Ferdinandeum, 61, 151-169, Innsbruck.
- VENZO, G.A. & A. FUGANTI (1969): Studio geologico per il progetto della galleria ferroviaria del Brenner da Vipiteno ad Innsbruck. - Mem. Mus. Trid. Sc. Nat., vol. XVII, Nr. 85.
- WENNING, P. (1973): Der Granat der Alumosilikatgneise des Ötztal-Stubaiertalkristallins. - Diss., Univ. Innsbruck.
- ZANETTIN, B. (1971): Recent Geological Investigation in Southern Tyrol - Alto Adige, Eastern Alps. - Verh. Geol. B.-A., 2, 315-325.

Erläuterungen zu den Fototafeln

- Abb. 2: a) Grobkörniger Sillimanit der variszischen Hauptmetamorphose (Tumpenalp).
b) Alpin neugebildeter Granat umgibt variszisches Relikt (Schneeberger Zug, Pfossental).
c) Alpiner Tremolit aus dem Mesozoikum der Schwarzseespitze bei Schneeberg.
d) Postdeformativer Alpiner Disthen (Schneeberger Zug, Rotmoostal).
- Abb. 3: a) Alpine Stilpnomelanneubildung in Diabas bei Landeck.
b) Alpine Neubildung von Biotit, Hornblende, Epidot und Granat in Diabas am Timmelsjoch.
c) Ca-K_α-Verteilung an Granat aus dem Norden (c) und Süden (d) des Altkristallins (alpidische Anwachssäume um variszische Kerne).

Nachtrag zum Literaturverzeichnis

- HOINKES, G. (1981): Mg/Fe-Austausch und Zn-Staurolith mit zunehmendem Metamorphosegrad in Metapeliten des Schneebergerzuges. - Fortschr. Mineral., 95, Beiheft 1, 74-76.
- MPOSKOS, E. (1973): Petrographische Untersuchungen an alumosilikatführenden Gesteinen der Stubaiertal-Alpen (Tirol). - Bull. Geol. Soc. Greece, T.X, 108-133, Athen.



b



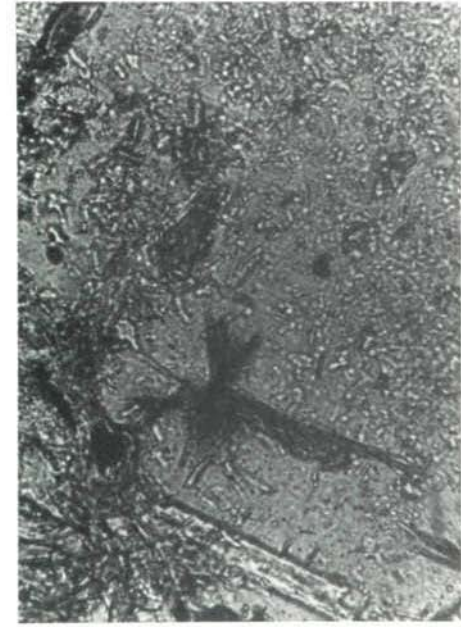
d



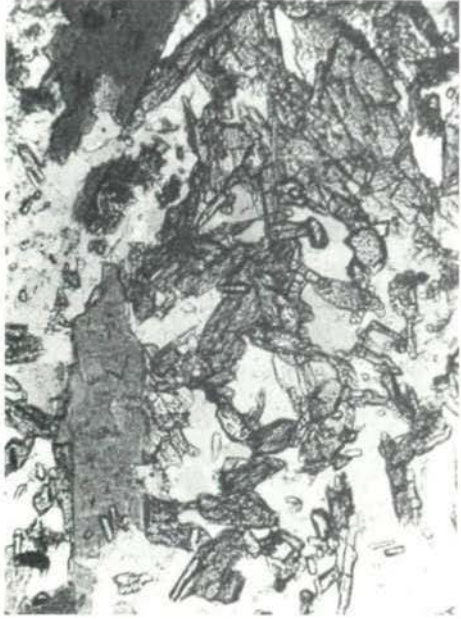
e



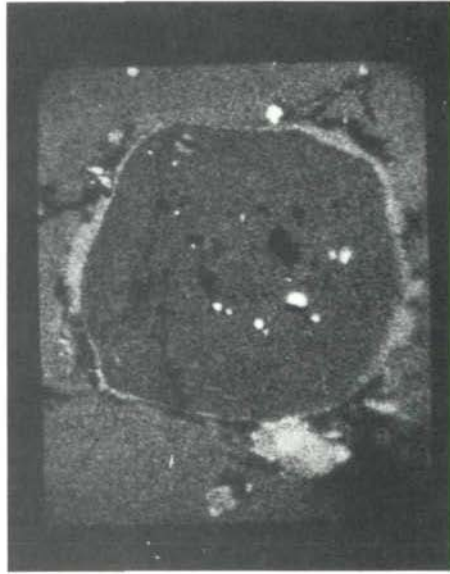
c



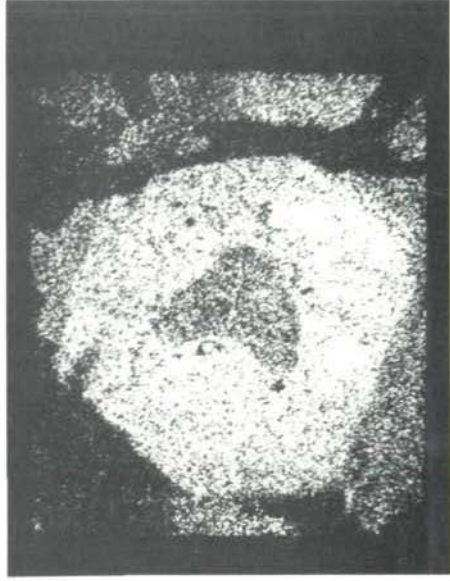
a



b



c



d

Abb.3

K/Ar-ALTERSBESTIMMUNGEN AM OSTENDE DES SCHNEEBERGER ZUGES (STERZING/SÜDTIROL)

von R. Tessadri*)

Zusammenfassung

An drei Glimmerschieferproben des Schneeberger Zuges wurden K/Ar-Altersbestimmungen durchgeführt. Eine Probe ergab ein Biotitabkühlalter von 68.0 ± 2.6 m.y. Dieses Alter wird als beeinflusstes alalpines Alter zu jungalpiner Zeit gedeutet. Das posttektonische Auftreten von Stilpnomelan unterstützt diese Interpretation.

Summary

Three mica-schist samples from the Schneeberger Zug were investigated by K/Ar-dating. One sample showed a biotite cooling-age of 68.0 ± 2.6 m.y. This age is interpreted as an Early Alpine age affected during Late Alpine time. The posttectonic occurrence of stilpnomelane supports this interpretation.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Richard Tessadri, Institut für Mineralogie und Petrographie, Universitätsstraße 4/1, A-6020 Innsbruck

Problemstellung

Die paläozoischen Metasedimente des Schneeberger Zuges bilden eine nach Süden überkippte Mulde (SANDER, 1921; SCHMIDEGG, 1933; SCHMIDT, 1965; BAUMANN, 1967; TOLLMANN, 1977) am Südrand des mittelostalpinen Ötztaler-Stubaier Altkristallins (TOLLMANN, 1977). Im Osten des Altkristallins lagern sedimentär permomesozoische Sedimente auf (Brennermesozoikum), bzw. sind mit diesen verschuppt (Schleyerwand, Schleyerberg, Raum Schneeberg). Der Schneeberger Zug streicht im Raum Sterzing gegen Osten hinaus; tektonisch liegt im äußersten Osten (Raum Sterzing) Schneeberger Zug auf Brennermesozoikum (Schleyerwand, Pflerscher Kalkkeil).

Alle Gesteine dieses Raumes sind altalpidisch (Oberkreide) stark überprägt: aus den Raibler Schichten der Telfer Weißen sind Rb/Sr-Biotitabkühlalter von 77 ± 3 m.y. bekannt (MILLER et al., 1967). Aus Gesteinen unterostalpinen Stellung dieses Raumes (Sericitquarzte der Matreier Schuppenzone) sind K/Ar-Glimmerabkühlalter zwischen 13.5 und 14.5 m.y. an Muskoviten bekannt (THÖNI, 1980). Diese Alter stellen das jungalpine Ereignis ("Tauernkristallisation") dar.

Ein Einfluß der jungalpinen Metamorphose auf altalpin geprägte Gesteine konnte in mehreren Fällen durch "Mischalter" (entstanden durch Öffnung des Systems und Argonverlust aufgrund erhöhter Temperaturen) nachgewiesen werden (THÖNI, 1980; u.a.). Eine Häufung dieser Beeinflussung findet sich nach THÖNI gerade im Raum Sterzing.

Die altalpine Metamorphose ist in den mesozoischen Gesteinen (vor allem Raibler Schichten) durch das Auftreten von Biotit (LANGHEINRICH, 1965; DIETRICH, 1980; u.a.), in den Gesteinen des Schneeberger Zuges (Glimmerschiefer) durch die Paragenese Granat-Biotit-Chlorit charakterisiert. Aufgrund petrologischer Untersuchungen konnten die P-T-Bedingungen des Raumes mit $510 \pm 10^\circ\text{C}$ bei 4 Kbar bestimmt werden (TESSADRI, 1981).

An mehreren Proben (Glimmerschiefer des Schneeberger Zuges, Biotit-Plagioklasgneise des Altkristallins, Hornblendegesteine aus beiden Einheiten und Raibler Schichten des Mesozoikums) konnte anhand eines starken 12 Å-Basisreflexes Stilpnomelan festgestellt werden.

Nach NITSCH (1970) ist die Stabilitätsgrenze dieses Minerals durch die Reaktion $\text{Stilp} + \text{Mu} = \text{Chl} + \text{Bi} + \text{Qz}$ gegeben und bei 4 Kbar mit $440^\circ\text{C} \pm 15^\circ\text{C}$ limitiert.

Regionalarbeiten in Kalifornien, Neukaledonien und Neuseeland (ERNST & SEKI, 1967; COLEMAN, 1967; BISHOP, 1972) im Bereich der Blauschieferfazies, sowie Arbeiten in den Schweizer Alpen und in Neuseeland (BROWN, 1971; FREY et al., 1973) im Bereich der unteren Grünschieferfazies zeigen, daß diese Temperaturobergrenze als realistisch einzuschätzen ist. Zudem wird Stilpnomelan stets als junge posttektonische Bildung betrachtet (HUTTON, 1938; NIGGLI, 1956; STRECKEISEN, 1968; HÄBERLE, 1969; v. RAUMER, 1969; BROWN, 1971; FREY et al., 1973; FREY, 1978), also nicht als bei sinkenden P-T-Bedingungen einer Metamorphose gebildet (etwa wie Chlorit), sondern durch erneut herrschende prograde Bedingungen.

Nachdem die P-T-Verhältnisse dieses Raumes mit $510^\circ\text{C}/4$ Kbar (Ga-Bi-Thermometer) bestimmt wurden, Stilpnomelan bei diesen Bedingungen aber nicht mehr stabil ist, scheint eine Beeinflussung durch das jungalpine Ereignis vorzuliegen.

Probenmaterial, Methodik

An drei Proben wurden K/Ar-Altersbestimmungen an Biotiten und Muskoviten durchgeführt. Zwei Proben sind aus dem Bereich der Überschiebung Schleyerwand/Schleyerberg, und sind stark durchbewegte Glimmerschiefer des Schneeberger Zuges (TT 1, TT 2). Die dritte Probe (TT 5) ist ebenfalls ein Glimmerschiefer des Schneeberger Zuges, aber aus dem Grenzbereich Schneeberger Zug/Altkristallin bei Tschöfs.

Die Isotopenanalyse erfolgte mittels eines BALZERS-Zykloidmassenspektrometers CMS 80. Argonextraktion und -reinigung, Analysenbedingungen und Vakuumsystem sind bei FRANK, ALBER & THÖNI, 1977, beschrieben. Die Kaliumwerte der Glimmerkonzentrate wurden mit Atomabsorption (PERKIN ELMER 300) bestimmt; die chemische Gesamtanalyse erfolgte mittels Elektronenstrahlmikrosonde (ARL-SEM) (an Schmelzen der separierten Biotite und Muskovite).

Ergebnis und Diskussion

Tabelle 1 zeigt die chemischen Analysen der Glimmer sowie die wichtigsten Werte der Isotopenuntersuchung.

Probe TT 5 ist mit einem Muskovitabkühlalter von 88.1 ± 3 m.y. durchaus im normalen Bereich der altpidischen Alter (nach THÖNI 73-86 m.y.).

Probe TT 1 zeigt ebenfalls altpidisches Alter. Allerdings ist das Biotitabkühlalter mit 80.3 ± 2.7 m.y. höher als das Muskovitalter mit 78 ± 2.5 m.y. Nach dem Konzept der "blocking-Temperaturen" (JÄGER, 1970; PURDY & JÄGER, 1976) müßte allerdings Muskovit ein höheres Alter als Biotit ergeben. Nach FRANK (pers. Mitt.) könnte man das Muskovitalter als leicht verjüngtes, das Biotitalter als Argonüberschußalter interpretieren. Aufgrund der Fehlergrenzen sind diese Altersabweichungen jedoch so gering, daß beide Alter auch durch rasche Abkühlung erklärt werden können, so daß die Schließungstemperaturen ungefähr gleich sind.

Probe TT 2 zeigt mit 68.8 ± 2.6 m.y. ein deutlich verjüngtes Biotitabkühlalter; das Muskovitalter ist mit 78.7 ± 2.7 m.y. unbeeinflußt. Diese beiden Altersdaten stimmen mit der Beobachtung von Stilpnomelan überein, für dessen Bildung man eine Temperatur über 300°C , aber unter 400°C annehmen kann. Die Biotitschließungstemperatur liegt für das Argonsystem bei 300°C , für Muskovit bei ca. $380 \pm 50^{\circ}\text{C}$ (JÄGER, 1973; u.a.). Biotit muß, wie im gegebenen Fall, bei einer erneuten Aufheizung sein System für Argon öffnen, während Muskovit unbeeinflußt bleibt.

Diese Temperaturabschätzung deckt sich mit derjenigen von THÖNI, 1980, der für den Raum Sterzing zu jungalpiner Zeit eine Temperatur von 350°C annimmt.

Geologische Interpretation

Für den Einfluß der jungalpiner Phase auf das Ostende des Schneeberger Zuges bzw. auf die weitere Umgebung von Sterzing lassen sich zwei Erklärungen geben: 1. Einfluß der "Tauernmetamorphose" oder 2. Einfluß durch den

	Bi TT 1 Gl.-Sch.	Mu TT 1 Gl.-Sch.	Bi TT 2 Gl.-Sch.	Mu TT 2 Gl.-Sch.	Mu TT 5 Gl.-Sch.
SiO ₂	36.97	49.39	37.18	50.30	49.17
TiO ₂	1.62	0.81	1.48	0.45	4.27
Al ₂ O ₃	20.76	30.22	20.11	32.77	31.90
FeO	17.35	2.36	16.79	1.36	0.91
MnO	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03
MgO	11.49	1.59	10.45	1.28	2.29
CaO	0.09	0.14	0.14	0.13	0.05
Na ₂ O	0.30	2.07	0.30	2.08	0.68
K ₂ O	6.85	7.13	6.69	6.80	9.59
H ₂ O (GV)	3.46	6.20	6.80	4.73	5.06
Total	99.91	99.93	99.95	99.91	99.95
Kationen bezogen auf 22 Sauerstoff					
Si	5.440	6.608	5.584	6.558	6.510
Ti	0.180	0.082	0.168	0.044	0.026
Al	3.602	4.760	3.560	5.034	4.978
Fe	2.136	0.264	2.108	0.148	0.100
Mn	0.002	0.002	0.002	0.002	0.004
Mg	2.520	0.318	2.340	0.248	0.452
Ca	0.014	0.020	0.022	0.018	0.008
Na	0.086	0.536	0.088	0.526	0.174
K	1.286	1.216	1.282	1.130	1.620
Total	15.266	13.806	15.154	13.708	13.872
Fraktion	>0.25	0.15-0.07	>0.25	0.15-0.07	0.25-0.15
% K (AA)	5.70	6.14	5.30	5.72	7.76
% Radiogen	90.68	90.43	79.71	88.72	89.74
Ar⁴⁰/Ar³⁸	0.47557	0.43502	0.29862	0.33864	0.65915
Alter (m.y.)	80.3±2.7	75.5±2.5	68.8±2.6	78.7±2.7	88.1±3.0

Tab. 1: Glimmeranalysen und Daten zur K/Ar-Altersbestimmung (K-Bestimmung von M. THONI)

Vorstoß des Südalpenkomplexes nach Norden. SATIR et al., 1978, geben den thermischen Höhepunkt des westlichsten Abschnitts des Tauernfensters mit 30-35 m.y. an. Die Glimmerabkühlalter liegen bei 13-22 m.y. Zu dieser Zeit sind die Tauern also großteils bereits gehoben und somit in der Lage, den Ötztaler-Stubai-Komplex thermisch zu beeinflussen.

Andererseits sind die intrudierten Plutonite (Tonalite) entlang der Judicarienlinie, welche mit ca. 30 m.y. datiert sind, in diese tektonische Linie miteinbezogen (GICYZCKI & SCHMIDT, 1978). Somit würde der N-S-Vorstoß des Südalpenkopfes (Nordsporn der adriatischen Platte - FRISCH, 1977) an der Judicarien-Pustertallinie zeitlich etwa mit dem Abklingen der Tauernmetamorphose übereinstimmen (Oligozän-Miozän), und könnte ebenfalls für eine Erklärung der verjüngten Alter mit herangezogen werden.

Dank

Die Altersbestimmungen wurden am Institut für Geologie der Universität Wien durchgeführt. W. FRANK, M. THÖNI und G. JUNG danke ich für die Mithilfe bei diesen Bestimmungen.

Literatur

- ALBER, H.; FRANK, W. & M. THÖNI (1977): Bericht 1976 über Untersuchungen im Permoskyth des Münstertales, Jaggl und des Mauls-Penserjochzuges sowie über den Aufbau der K/Ar-Methode. - Geol. Tiefbau d. Ostalpen, H. 5, 10-22, Zentralanst. Met. Geodyn., Wien.
- ARMSTRONG, R.L.; JÄGER, E. & P. EBERHARDT (1966): A Comparison of K-Ar and Rb-Sr Ages on Alpine Biotites. - Earth Planet. Sci. Letters, 1, 13.
- BAUMANN, M. (1967): Geologische Untersuchungen am Ostende des Schneeberger Zuges zwischen Sterzing und Schneeberg/Passeiertal (Südtirol). - Diss., TH München.
- BROWN, E. (1971): Phase Relations of Biotite and Staurolite in the Greenschist Facies. - Contrib. Mineral. Petrol., 31, 275-299.
- CHOPIN, C. & H. MALUSKI (1980): ^{40}Ar - ^{39}Ar Dating of High Pressure Metamorphic Micas from the Gran Paradiso Area (Western Alps): Evidence against the Blocking Temperature Concept. - Contrib. Mineral. Petrol., 74, 109-122.
- COLEMAN, R.G. (1967): Glaucophane Schists from California and New Caledonia. - Tectonophysics, vol. 4, 479-498.
- DIETRICH, H. (1980): Mineralogisch-petrographische Untersuchungen zur Metamorphose des Brennermesozoikums. - Diss., Univ. Innsbruck.
- ERNST, W.G. & Y. SEKI (1967): Petrologic Comparison of the Franciscan and Sanbagawa Metamorphic Terranes. - Tectonophysics, vol. 4, 463-478.

- FRANK, W.; ALBER, H. & M. THÖNI (1977): Jungalpine K/Ar-Alter von Hellglimmern aus dem Permotriaszug von Mauis-Penser Joch (Südtirol). - Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 7, 102-107.
- FRANK, W.; ALBER, H. & M. THÖNI (1978): Jahresbericht 1977, Geochronologisches Labor. - Geol. Tiefbau d. Ostalpen, H. 7, Zentralanst. Met. Geodyn., Wien.
- FREY, M. (1978): Progressive Low-Grade Metamorphism of a Black Shale Formation, Central Swiss Alps, with Special Reference to Pyrophyllite and Margarite Bearing Assemblages. - J. Petrol., 19, 95-135.
- FREY, M.; HUNZIKER, C.; ROGGWILLER, P. & C. SCHINDLER (1973): Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. - Contrib. Mineral. Petrol., 39, 185-218.
- FRISCH, W. (1977): Die Alpen im westmediterranen Orogen - eine plattentektonische Rekonstruktion. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24, 263-275, Wien.
- GICYZCKI, P. & K. SCHMIDT (1978): Zur Genese der Plutone im SW des Tauernfensters (Ostalpen). - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., Nr. 42, 657-673.
- HÄBERLE, H. (1969): Die Stilpnomelan-Mineralien und ihr Vorkommen in Österreich. - TMPM, 13, 85-110
- HUTTON, C.O. (1938): The Stilpnomelane Group of Minerals. - Min. Mag., vol. 25, 172-206.
- JÄGER, E. (1970): Radiometrische Altersbestimmung in der Erforschung metamorpher Prozesse. - Fortschr. Min., 47, 77-83.
- JÄGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. - Ecolg. geol. Helv., Vol. 66/1, 11-21.
- JUSTIN-VISENTIN, E. & B. ZANETTIN (1973): On the Age of the White-Mica Porphyroblasts in the Schneeberger Schists. - Contrib. Mineral. Petrol., 39, 341-342.
- LANGHEINRICH, G. (1965): Zur Tektonik und Metamorphose des zentral-alpinen Permomesozoikums W der Brennersenke. - Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. math.-phys. Kl., 10, 133-149.
- MILLER, D.S.; JÄGER, E. & K. SCHMIDT (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). - Ecolg. geol. Helv., 60, 537-541.
- NIGGLI, E. (1956): Stilpnomelan als gesteinsbildendes Mineral in den Schweizer Alpen. - SMPM 36, 511-514.
- PURDY, J.M. & E. JÄGER (1976): K-Ar Ages of Rock-Forming Minerals from the Central Alps. - Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, Vol. XXX, 1-30.
- RAUMER, F.v. (1969): Stilpnomelan als alpinmetamorphes Produkt im Mont-Blanc-Gebiet. - Contrib. Mineral. Petrol., 21, 257-271.
- SANDER, B. (1921): Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran. - Jb. Geol. R.-A., 70. Bd., 325-334.

- SCHMIDEGG, O. (1933): Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. - Verh. Geol. B.-A., 83-95.
- SCHMIDT, K. (1965): Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubai-er Alpen. - Verh. Geol. B.-A., Sonderh. 6, 199-213.
- SCHMIDT, K.; JÄGER, E.; GRÜNENFELDER, M. & N. GRÖGLER (1967): Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. - Eclog. geol. Helv., 60, 529-536.
- TESSADRI, R. (1980): Zur Metamorphose am Ostende des Schneeberger Zuges (Sterzing/Südtirol). - Diss., Univ. Innsbruck.
- THÖNI, M. (1980): Distribution of Pre-Alpine and Alpine Metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scarl Unit based on K/Ar Age Determinations. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, 139-165, Wien.
- THÖNI, M. (1980): Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlinigüberschiebung. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 26, 247-275, Wien.
- THÖNI, M. (1981): Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the Light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. - Jb. Geol. B.-A., 124/1, 111-174.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. 1: Die Zentralalpen. - Deuticke, Wien.

Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck	ISSN 0378-6870	Bd. 12	7	S. 123-154	Ibk., Nov. 1982
--------------------------------	----------------	--------	---	------------	-----------------

GEOLOGISCH-TEKTONISCHE UNTERSUCHUNGEN IN DEN SÜDÖSTLICHEN LECHTALER ALPEN (NÖRDLICHE KALKALPEN, TIROL)

von P. Niederbacher*)

mit 15 Abbildungen, 2 Tabellen, 3 Photos und 3 Beilagen

Zusammenfassung

Im Arbeitsgebiet (südöstliche Lechtaler Alpen, Tirol) war die Inntaldecke (Oberostalpin) das Ziel der Untersuchungen.

Sie zeigt im Nordteil (Hauptkörper der Inntaldecke) einen weitgespannten WSW-ENE-streichenden Großfaltenbau. Von Norden nach Süden sind es die Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde, der Gurgltalsattel und die Tschirgantnordmulde. Die Tschirgantstörung, eine südvergente Aufschiebung, markiert den zerscherten First des Tschirgantsattels, dessen Existenz nun bis zum Südfuß des Lagers gesichert erscheint. Daher läßt sich die Deutung dieser tektonischen Trennfläche als Deckengrenze nicht aufrecht erhalten.

Für den Bereich südlich der Tschirgantstörung bis zum Kalkalpensüdrand wird ein ursprünglich primärer Zusammenhang angenommen. Die gesamte Nord-Südadfolge bleibt dieselbe wie bei der heutigen tektonischen Anordnung.

Die parautochthone Entstehung der Larsenscholle und deren möglicher Zusammenhang mit der Tschirgantnordmulde werden diskutiert.

Auf der Basis der geologischen Karte und einer Vielzahl von tektonischen Daten konnte die hypothetische Unterkante des Hauptkörpers der Inntaldecke ermittelt werden. Die Konstruktion gibt die Größenordnung der Tiefenlage und großräumige Trends wieder.

Durch die Einlagerung von Gosasedimenten war es möglich, vor-, intra- und nachgosauische tektonische Bewegungen zu gliedern.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Peter Niederbacher, Putzenweg 11,
A-6460 Imst

Summary

The Upper Austroalpine Inntal thrust sheet in the southeastern Lechtal Alps (Tirol, Austria) is the object of this investigation.

The main part of the Inntal thrust sheet shows a large scale WSW-ENE striking fold system. From north to south: Muttekopfgosau-Sinnesbrunn syncline, Gurgltal anticline and northern Tschirgant syncline. The Tschirgant fault, a southerly directed fault, develops from the faulted hinge of the Tschirgant anticline. The existence of this anticline now seems to be proved as far as the southern slope of the Lagers mountain. So it is not possible to interpret the Tschirgant fault as the tectonic border of two different thrust sheets.

Southerly of this area all tectonic units seem to be in their original relative paleogeographic order.

The parautochthonous origin of the Larsenn unit and its possible connection with the northern Tschirgant syncline are discussed.

Based on the geological map and a lot of structural data the hypothetical draught of the Inntal thrust sheet was determined. The reconstruction shows its dimension and regional trends.

From the superposition of Gosau sediments (Upper Cretaceous) on Hauptdolomit (Norian) it is possible to divide the tectonic movements into pre-, intra- and post-Gosau events.

Inhalt

1. Einleitung
2. Stratigraphische Übersichtstabelle
3. Zur geologischen und tektonischen Karte
4. Beschreibung der tektonischen Hauptstrukturen
5. Rekonstruktion der Unterkante des Inntaldeckenhauptkörpers
6. Interpretation der geologisch-tektonischen Verhältnisse
7. Paläogeographie des Ladins
8. Gliederung der tektonischen Bewegungen und ihre zeitliche Zuordnung

Beilagen

1. Einleitung

Der Raum der Lechtaler Alpen in der Umgebung von Imst bietet interessante geologische Verhältnisse. Er ist durch die eindrucksvoll aufgeschlossene Muttekopfgosau bekannt, das größte und höchstgelegene westliche Vorkommen von Gosausedimenten in den Ostalpen.

Dieses Arbeitsgebiet umfaßt Areale der oberostalpinen Inntal- und Lechtaldecke, deren Strukturen im Laufe der Erforschungsgeschichte unterschiedliche, zum Teil auch gegensätzliche Deutungen erfuhren.

Die Geländearbeit im Rahmen der Dissertation (NIEDERBACHER, 1981) umfaßte eine geologische Kartierung (1:10 000), die Sammlung strukturgeologischer Daten und die Aufnahme von Profilen in den Partnachschieben.

Neben der Kartierung ergab sich die Aufgabe, neuere geologische Detailbearbeitungen von KRAUS (1965, westliche Heiterwand), KROLL (1965, östliche Heiterwand), RENATUS (1968, Larsenscholle) und GROTTENTHALER (1968, Tschirgant) in einen größeren Zusammenhang zu bringen und den Daten der tektonischen Karte der Nördlichen Kalkalpen von TOLLMANN (1970 b) gegenüberzustellen. Daher bezog sich das spezielle Interesse auf den Kalkalpensüdbereich (Problem der Grenzziehung der Inntaldecke). Einen weiteren Aspekt erhielt die Arbeit durch die Frage nach der Tiefenlage der Unterkante der Inntaldecke, abzielend auf das Problem, ob sich Strukturen des tieferen Untergrunds in den höheren Deckenbereichen durchpausen.

Aus der Vielfalt der Detailfragen ergaben sich folgende Problemkreise:

Tektonik:

Südbegrenzung der Inntaldecke.

Fortsetzung des Tschirgantsattels nach Westen.

Abwicklung der Bereiche südlich des Inntaldeckenhauptkörpers und ihre paläogeographischen Konsequenzen.

Lage der Unterkante der Inntaldecke.

Zeitlicher Ablauf und Zuordnung der Deformation.

Stratigraphie:

Mikrofazies, Sedimentologie und paläontologische Daten der Partnachschieben im Arbeitsgebiet und Paläogeographie des Ladin.

Die vorliegende Arbeit ist ein Auszug der tektonisch-strukturgeologischen und paläogeographischen Ergebnisse aus der Dissertation. Die Stratigraphie und mikrofaziellen Untersuchungen im Ladin des Arbeitsgebietes werden hier nicht näher behandelt.

2. Stratigraphische Übersichtstabelle

KREIDE	Maastricht Campan Santon	GOSAU Oberer Sedimentkomplex Rotkopfdiskordanz Unterer Sedimentkomplex	WOPFNER (1954)
	Coniac Turon Cenoman		
	Alb		
	Apt		
	Neokom	APTYCHENSCHICHTEN	
JURA	Malm	RADIOLARIT	MILLER (1963)
	Dogger	Manganschiefer ALLGÄUSCHICHTEN	JACOBSHAGEN (1965)
	Lias	ADNETER K. FLECKEN- u. BÄNDERK.	
T R I A S	Rhät	KÖSSENER SCHICHTEN } RHATOLIASKALK	MÜLLER-JUNGBLUTH (1967) JERZ (1966) KRAUS (1965) KROLL (1965) FRISCH (1968) HIERONYMI (1978)
	Nor	HAUPTDOLOMIT } +++ bituminös	
	Karn	ALPINE RAIBLER SCHICHTEN	
	Ladin	PARTNACHSCHICHTEN } WETTERSTEINK.	
	Anis	ALPNER MUSCHELKALK } +++ Pietra verde	
	Skyth	REICHENHALLER SCHICHTEN ALPNER BUNTSANDSTEIN	
PALAOZ.	Perm	ALPNER VERRUCANO	SCHMIDEGG (1959)
	Karbon	GRAUWACKENSCHIEFER ("SILBERNE PHYLLITE")	
	Altpaläozoikum	LANDECKER QUARZPHYLLIT	

Tab. 1

3. zur geologischen und tektonischen Karte

Die Kartierungen im Gelände wurden auf der Grundlage von Vergrößerungen der ÖK 1:50 000 (Blatt 115, Reutte, und Blatt 145, Imst) auf 1:10 000 durchgeführt, die anschließend auf 1:25 000 umgezeichnet wurde. Der Tschirgant und der unmittelbare Bereich der Larsennscholle wurden von GROTTENTHALER (1968) bzw. RENATUS (1968) weitgehend übernommen, um ein abgeschlossenes, einheitliches Kartenbild als Basis für tektonische Überlegungen und Rekonstruktionen zu erhalten. Das Quartär wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht berücksichtigt (Geologische Karte siehe Beilage 1). Die Tektonische Karte (Abb. 2) gibt die wichtigsten Strukturen wieder.

Um im Text ausführliche Umschreibungen zu vermeiden, wurden bedeutende Sättel, Mulden und Störungen benannt, bzw. die bereits gebräuchlichen Namen verwendet.

4. Beschreibung der tektonischen Hauptstrukturen

Lechtaldecke im Norden

Die Unterlage der Inntaldecke bildet die zur Lechtaldecke gehörende Jungschichtenzone (Fortsetzung der Gramaiser Jungschichtenzone). Sie wird vom Hauptdolomit der Tegesantiklinale unterlagert. Die Mulde der Jungschichtenzone wird durch eine Aufsattelung, die am auffälligsten am Tschachaun ausgebildet ist, unterbrochen. Über dem Hauptdolomit folgen Kössener Schichten, Adneter Kalk, Allgäuschichten, Radiolarit und Aptychenschichten. An der Deckengrenze treten Späne von Hauptdolomit auf (nördlich Dirstentritt). Der größte ist ca. 3 km lang und bis zu 500 m mächtig. Die Hauptdolomitvorkommen an der Deckengrenze können als Reste eines reduzierten Mulden-südflügels aufgefaßt werden (KROLL, 1965).

Aufgrund der Inkompetenz der Juragesteine der Jungschichtenzone können zahlreiche interne Faltungen und Schuppungen festgestellt werden.

Am Eingang des Tegestals dünnt die ansonsten bis zu 1 km mächtige Jungschichtenzone auf ca. 300 m aus. Die Fortsetzung nach E verläuft über die Nassereither Alm, nördlich des Wanneckstockes. Der unterlagernde Hauptdolomit ist über die Großstruktur der Tegesantiklinale hinaus an mehreren Stellen zusätzlich gefaltet (z.B. Buchhornsattel; KROLL, 1965, S. 38).

Nordrand der Inntaldecke

Die Basis der Inntaldecke ist bis zum Oberen Muschelkalk, fallweise Partnachschichten, oder zu den unteren Partien des Wettersteinkalkes reduziert. Mit scharfer Grenze (Inntaldeckenstörung) liegen diese Gesteine über der unterlagernden Jungschichtenzone. Diese in der Regel 65-70° S-fallende Fläche verläuft über das Gramaiser Sattelle, südlich Boden, nördlich Pfafflar, entlang dem Südabhang des Habart, Plattjoch, Nordrand der Heiterwand, nördlich des Brunnwaldkopfes, durch das untere Tegestal in die Fernpaßfurche. Dort wird sie vom Nassereither Grenzblatt versetzt.

Die Aufschiebungsfläche der Inntaldecke wird von zwei Störungssystemen durchtrennt. Zum einen sind es die um 90°-Fallen pendelnden Flächen in annähernd NW-SE-Richtung, zum anderen die sogenannten "Deckelklüfte", in söhligiger Lagerung, die die jeweils hangenden Bereiche etwas nach N versetzen.

Das erstgenannte System stellt in bezug auf die Achsenlage der Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde ac-Flächen dar. An diesen Störungen werden die jeweils westlich gelegenen Bereiche nach N versetzt. Die Beträge liegen im Meter- bis im Zehnermeterbereich. Die Versetzungen sind z.B. am Hinterbergjoch in den Partnachschichten besonders deutlich aufgeschlossen. Die Schleppungen deuten auf eine Horizontalbewegung hin, dies ist auch an den Harnischströmungen der Störungen im Wettersteinkalk (z.B. Gafleintal) abzulesen. Man kann annehmen, daß dieses Störungssystem nach der Auffaltung des Deckenkörpers noch einmal aktiviert wurde. Diese Bewegungen verursachten die Staffelung der Heiterwand.

Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde

Die Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde ist das beherrschende Element des Nordteils der Inntaldecke. Sie tritt im W (Galtseitenjoch, Hanauer Hütte), mit Gosausedimenten im Kern, in das Arbeitsgebiet.

Die Mulde wird von der Scharnitzsattelstörung versetzt, wobei der Westteil gegenüber dem Ostteil nach N bewegt wurde. Das Gosauvorkommen hebt südlich des Vorderen Platteins nach E aus. In der Salvesenklamm ist der Kern der Mulde durch Faltung im Zehnermeterbereich in dünnbankigem, bituminösen Hauptdolomit markiert. Die Muldenachse zieht gegen Osten, nördlich Kappakreuz, zwischen Sinnesbrunn und der Peregreithalm, süd-östlich Bremastall an den Westabhang des Gurgltals (Fernpaßfurche), auf die Höhe von Nassereith. Dort wird die Struktur durch das Nassereither Grenzblatt abgeschnitten.

Den Nordflügel der Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde bilden die Heiterwand und das Hauptdolomitmassiv des Rauchberges mit seiner Westfortsetzung. Der Südflügel ist im Gegensatz zu KROLL (1965) nicht im Hauptdolomitbereich des Tschirgant, sondern am Nordrand des Gurgltals aufgeschlossen.

Nassereither Grenzblatt

Die Fernpaßfurche um Nassereith durchbricht in NW-SE-Richtung die Inntaldecke. Daß dieses Tal einer Störung folgt, ist naheliegend, doch setzt sich die tektonische Linie nicht im nördlich anschließenden Hauptdolomit der Lechtaldecke fort. Es erhebt sich daher die Frage nach der Natur dieser Linie. Aus der Geologie der Umgebung läßt sich ablesen, daß sich die Achse der Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde nicht über eine einfache Versetzung im östlich anschließenden Gebiet verfolgen läßt. Der tektonische Bau östlich (s. BECKE, 1980) und westlich dieser Störung ist verschieden. Für diese Störung trifft die Definition als Grenzblatt (TOLLMANN, 1973, S. 349 ff) zu. Es wurde daher die Bezeichnung "Nassereither Grenzblatt" gewählt. Die Störung ist gänzlich durch das Quartär verhüllt. Sie verläuft von der Fernpaßfurche bei Nassereith vermutlich über das Mieminger Plateau Richtung Mötztal. Aus dem hypothetischen Verschnitt ergibt sich eine ca. WNW-ESE-streichende und ca. 70° SW-fallende Fläche (genetische Deutung s. Kap. Gliederung der tektonischen Bewegungen).

Nordflügel der Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde

Die Basis des Nordflügels wird überwiegend von steil S-fallendem, an der Deckengrenze stellenweise überkipptem Oberem Muschelkalk gebildet. Örtlich treten Partnachschiebungen (besonders im W, Bereich Habart) oder die unteren Partien des Wettersteinkalkes an die Deckengrenze heran. Die tieferen Schichtglieder wurden bei der Deckenüberschiebung amputiert. Sie treten wahrscheinlich an der Überschiebungsbahn als Schürflinge in der Tiefe auf. Der Wettersteinkalk baut den großartigen Gebirgsstock der Heiterwand, den Alpleskopf und Brunwaldkopf auf. Gegen S folgen Raibler Schichten (Pfafflartal, Heiterwandsüdseite, Gafleintal) und Hauptdolomit (nördlich der Muttekopfgosau, Kienberg, Rauchberg, Arzeinkopf, Plattein).

Faltungen im Hauptdolomit des Nordflügels:

Besonders auffällig ist die von KROLL (1965) beschriebene Spezialfaltung in der Gipfelregion des Kienberges. Das Kienbergsattel-Muldensystem kann in der Ostfortsetzung am Grat des Rauchberges beobachtet werden. Die Aufsattelung im Hauptdolomit ist im Kar südwestlich des Reißenschuhjochs besonders deutlich (s. Foto 1).

Westlich des Kienberges setzt sich die Struktur etwas komplizierter fort. Zwischen dem Hahnleskopf und dem Arzeinkopf könnte eine zerbrochene Sattelstruktur vermutet werden. Im oberen Engelkar, nördlich des Hinteren Platteins, ist ein Sattel ausgebildet.

Der Nordflügel der Muttekopfgosaumulde lagert dem Südflügel eines Hauptdolomitsattels, der die Westfortsetzung der Kienbergsspezialfaltung darstellt, auf. Dieser Sattel setzt sich gegen W vermutlich im Reichspitzsattel fort, dessen Struktur an der Ostflanke des Angerletals rekonstruiert werden kann.

Die Westflanke des Fundaistals ist mehrfach gefaltet und durch steile Störungen zerlegt. In diesen Hauptdolomit ist genau südlich Brandegg (zwischen Boden und Pfafflar) an unzugänglicher Stelle auf ca. 2000 m SH ein rotes Gestein eingelagert, dem der Ort den Namen "Rötkopf" verdankt.

Der Hauptdolomitkamm, der vom Scharnitztattel nordwärts zum Hahntennjoch zieht, ist mehrfach verfaultet und zerschert.

Verschuppung in der östlichen Heiterwand

Die östliche Heiterwand wird von einer Aufschiebung (a. Foto 2) durchtrennt, deren Ausbiß auf weite Strecken durch das Auftreten von basalen Raibler Schichten gekennzeichnet ist. Diese von KROLL (1965) ausführlich dokumentierte Struktur führt vom Alpeil entlang der Südseite der Heiterwand zum Alpleskopf und ist von dort an nicht mehr eindeutig nach Osten zu verfolgen. Die Aufschiebungsfläche wird durch die bereits genannten ac-Flächen versetzt. Die Verschuppung ist daher älter als die letzte Nachbewegung an diesen Flächen.

Parallel zu dieser Störung verlaufende, beinahe schichtparallele Aufschiebungen im südlich anschließenden Hauptdolomit können demselben System zugerechnet werden.

Südflügel der Muttekopfgosaumulde-Sinnesbrunnmulde

Die steil N-fallenden Schichten des Hauptdolomits am Nordrand des Gurgltals zwischen Tarrenz und Nassereith bilden den Südflügel. Nach W werden die Verhältnisse, nicht zuletzt wegen der starken quartären Verhüllung des Imster Mittelgebirges, schwieriger zu deuten.

Die Muttekopfgosaumulde ist durch eine Aufsattelung im Gebiet Alpjoch-Pleiskopf in eine Hauptmulde im N und eine Teilmulde im S gegliedert. Die Gosau wird am Südschenkel von geringmächtigem Hauptdolomit über Raibler Schichten unterlagert. Die Schichten liegen steil S-fallend invers (s. Foto 3). Die Überkipfung entstand durch den Anschlag der Larsenscholle.

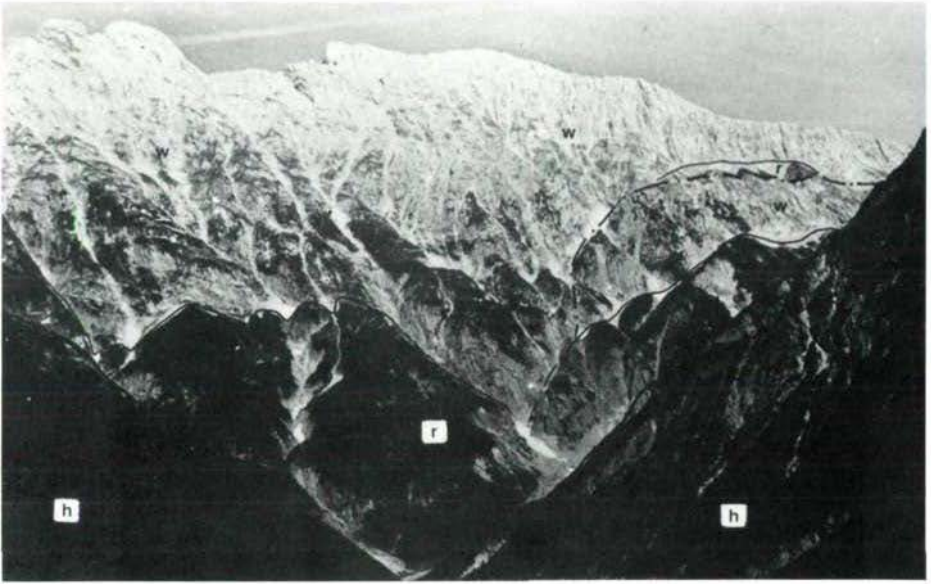


Foto 1: Verschuppung in der östlichen Heiterwand, Blick nach N zum Hauptgipfel, 2639 m

Rauchberg, 2480 m



Foto 2: Sattel-Mulde-System entlang des Rauchberges, Blick nach WSW, im Vordergrund das Reißenschuhjoch

S Larsennglat Ödkarlekkopf Pleiskopf Rotkopf Blaue Köpfe Muttekopf 2774 m N
 Mannkopf Alpjoeh

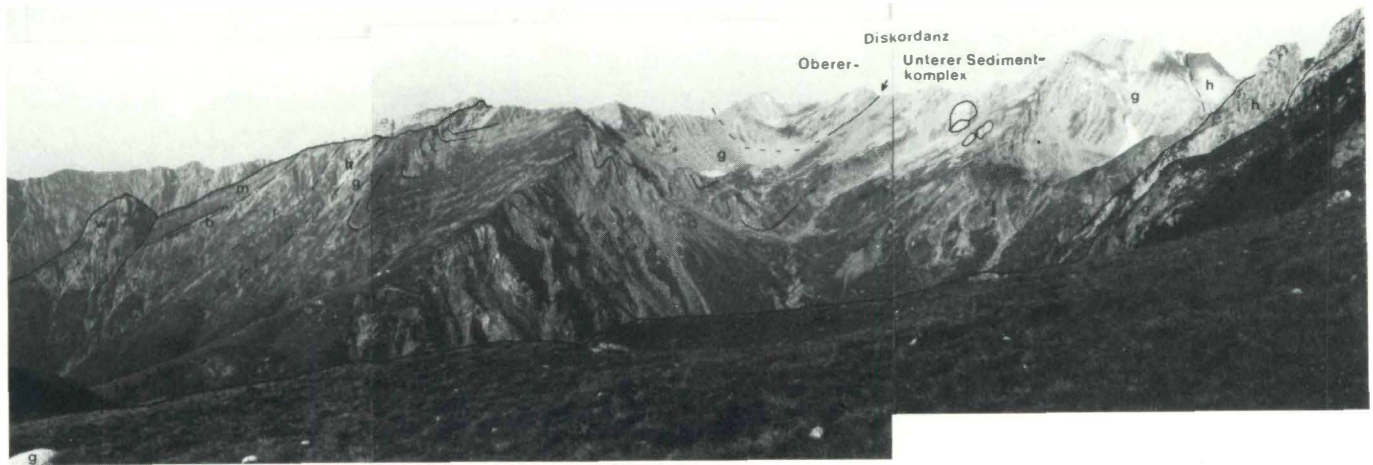


Foto 3: Panorama zwischen Mannkopf und Muttekopf, Blick von der Platteinwiese nach Westen

Gurgltalsattel

Der Gurgltalsattel kann aus den Lagerungsverhältnissen am N- und S-Rand des Gurgltals geschlossen werden. Entlang der Bundesstraße ist zwischen Tarrenz und Nassereith der steil (70°) nordfallende Nordflügel aufgeschlossen. Der Tschirgantabhang zeigt den Südflügel der Struktur.

Tschirgant-Nordmulde

Die Hauptmasse des Tschirgant nimmt die Tschirgant-Nordmulde ein. Der Kern besteht aus überwiegend S-fallendem Hauptdolomit. Die Achsenebene ist nach N überkippt. Der Südflügel der Mulde wird von Raibler Schichten, Wettersteinkalk bzw. -dolomit, der stellenweise mit Partnachschieben verzahnt, und Muschelkalk aufgebaut. Der Wettersteinkalk ist südlich der Gratregion durch eine annähernd parallel zum Schichtstreichen verlaufende, steilstehende Störung durchtrennt. Die Tschirgant-Nordmulde ist gegen S durch die Tschirgantstörung (GROTTENTHALER, 1968) begrenzt. Diese Fläche fällt generell steil nach N ein, ist jedoch auf weite Strecken überkippt südfallend.

Nach W hin ist die Tschirgant-Nordmulde nicht mehr so deutlich ausgebildet. Die Struktur scheint sich im großen mit der Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde zu verbinden, der Gurgltalsattel läuft nach dieser Deutung aus.

Für diese undeutliche Situation im SW des Arbeitsgebietes könnte, bei Annahme einer parautochthonen Entstehung der Larsennscholle (s. Kap. Larsennscholle), ein anderer Zusammenhang angenommen werden. Hier könnte zwischen der südlichen Teilmulde der Gosau und der Einmündung der Larsennscholle der gestörte Rest des Gurgltalsattels vermutet werden. Die Larsennscholle entspräche dann der Westfortsetzung der Tschirgant-Nordmulde.

Westlich und nordwestlich von Imst ist der Südflügel der Tschirgant-Nordmulde noch zu identifizieren. Die Grenze des Hauptdolomitareals zu den Raibler Schichten ist in der Hachleschlucht zu suchen. Die Raibler Schichten sind fast durchwegs ausgequetscht. Nur im oberen Bereich der Schlucht findet man Schiefertone an einer Vernässungszone als Anzeichen dafür.

Gegen S folgen Wettersteinkalk bzw. -dolomit (Rosengartlschlucht, Hochimst) und Muschelkalk (Nordrand des Putzelochs).

Die Störung im Putzeloch wird von GROTTENTHALER (1968) als Fortsetzung der Aufschiebung am Südrand der Tschirgant-Nordmulde (Tschirgantstörung) angesehen.

Tschirgantsattel

Der teilweise überkippte Südflügel der Tschirgant-Nordmulde, der den Gratbereich des Tschirgant aufbaut, ist gleichzeitig der Nordflügel der zerscherten Sattelstruktur, die die Gesteine südlich des Tschirgant (Hauptdolomit und Raibler Schichten) tektonisch miteinander verbindet.

Entgegen der alten Ansicht, die den Tschirgant als relativ einfach gebautes Gewölbe deutet (z.B. AMPFERER, 1930) liegt heute durch die Bearbeitung von GROTTENTHALER (1968) ein detaillierteres Bild des komplexen Baus vor.

Demnach ist der Tschirgant ein durch die Tschirgantstörung im Streichen durchtrennter Sattel. Entlang dieser Störung treten Gesteine des Sattelkerns,

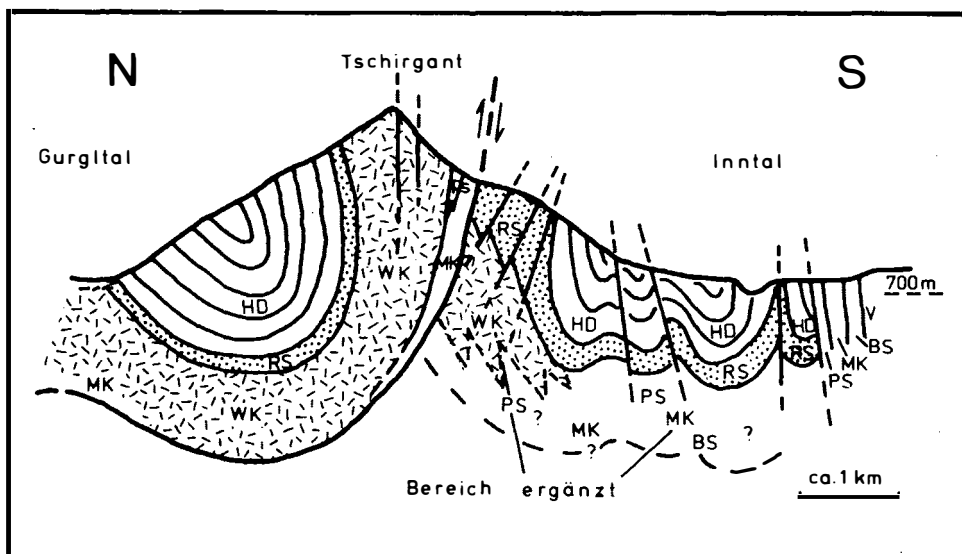


Abb. 1: Hypothetisches Sammelprofil durch den Tschirgant nach GROTTENTHALER (1968)

im wesentlichen Muschelkalk, untergeordnet Reichenhaller Schichten oder Parthachschiefern, auf. Die Gesteine des Sattelkerns sind tektonisch stark beeinflusst. Dies macht sich durch das Fehlen eines Teils der Schichtpakete (z.B. Oberer Muschelkalk; GROTTENTHALER, 1968) bemerkbar. Der Nord-schenkel des Sattels hat den Südflügel überschoben. Der Sattelsüdflügel kann nach GROTTENTHALER (1968) in die Hauptdolomitmulde am Tschirgant-südhang und die Spezialaufsattelung der Raibler Schichten im Innental (beim Bahnhof Imst) gegliedert werden. Diese Aufsattelung entspräche dem hypothetischen Innental-sattel, der aus dem Auftreten älterer Schichtglieder (untere Trias) am Nord- und besonders am Südrand des Innentals geschlossen werden kann.

Westfortsetzung des Tschirgantsattels

Der Bau des Mittelgebirges westlich von Imst ist durch die beträchtliche quartäre Verhüllung, die uns wesentliche Zusammenhänge vorenthält, schwierig zu deuten.

Trotzdem liegen einige Fakten vor, die zur Rekonstruktion der Verhältnisse dienen.

Der Bereich Scheibenbichl-Hochimst wird aus dem größtenteils ungeschichteten, stark zerklüfteten Wettersteindolomit aufgebaut. Im Bachbett unterhalb der Holzbrücke (Rosengartlschlucht, Auffahrt nach Hochimst) treten Großoolithstrukturen auf. Der Wettersteindolomit wird an der Nordseite des Putzelochs von steil (70°) nordfallendem Muschelkalk unterlagert. Diese Zone entspricht dem Nordflügel des Tschirgantsattels. Das Putzeloch zeichnet den Verlauf einer ca. E-W-streichenden Störung nach (im N: Wetter-

steinkalk und Muschelkalk 70° nordfallend, im S: Hauptdolomit, fällt mit 25 bis 30° gegen SE), die der Tschirgantstörung östlich davon entspricht (GROTTENTHALER, 1968; RENATUS, 1968). Südlich und Südwestlich des Muschelkalkstreifens im Putzloch konnten keine eindeutigen Raibler Schichten festgestellt werden (vgl. RENATUS, 1968; geologische Karte). Die auftretenden Dolomite sind wohl dem Hauptdolomit zuzurechnen.

Einen wesentlichen neuen Aspekt brachte die Datierung der Gesteine am Forstweg westlich Sonnberg (auf 1250 m SH) neben einer Quellfassung. Die als Raibler Schichten kartierten Gesteine (RENATUS, 1968; geologische Karte) erwiesen sich als Muschelkalk (Knollenkalke mit Pietra Verde, Langobard). Die unterhalb am Forstweg aufgeschlossenen Schiefertone, Tonmergel und Kalke können, da Sandsteine, Oolithbänke etc. fehlen, den Partnachsichten zugerechnet werden. Auch die Mikrofazies und Mikropaläontologie der eingelagerten Kalke weisen darauf hin. Der gegen W auftretende helle, tektonisierte Dolomit ist Wettersteindolomit, dessen Blei-Zinkvererzung in mehreren alten Stollen und Schächten abgebaut wurde.

Aus den Details kann folgender Bauplan abgelesen werden: Der Tschirgantsattel setzt sich zumindest bis hierher nach W fort, wobei auch am Südflügel tiefere Schichtglieder (Partnachsichten und Muschelkalk) sichtbar werden. Der Bereich ist stark gestört (uneinheitliche Lagerung), Schuppungen sind möglich. Dennoch wird der Tschirgantsattel nach W hin vollständiger. Die weitere Fortsetzung der Struktur kann in der Spießrutenspitzen-Wildkarlestörung, die von TOLLMANN (1976) als Deckengrenze herangezogen wurde, gesehen werden.

Warum die Tschirgantstörung nicht als Deckengrenze bezeichnet werden kann, wird in Kap. 6, Problem der Inntaldeckensüdgrenze, behandelt.

Milser-Berg-Mulde

Der generell steil S-fallende Hauptdolomit des Milser Berges wird von RENATUS (1968) als nach N überkippte Mulde gedeutet. Geopetalgefüge am Eingang des Larsentals (RENATUS, 1968) weisen darauf hin. Gegen N kann eine Verbindung zum anschließenden Wettersteindolomit angenommen werden.

Die Raibler Schichten sind hier ausgequetscht oder wegen der mächtigen Moränenbedeckung nicht feststellbar. Im Inntal, bei Mils und den Gschnallenhöfen, sind Raibler Schichten, vorwiegend Rauhwacken, des Mulden-südflügels aufgeschlossen.

Zone der älteren Trias südlich des Inns

Die Verbindung dieser Zone (Buntsandstein bis Raibler Schichten) zur Milser-Berg-Mulde kann im Arbeitsgebiet durch die quartäre Füllung des Inntals nicht eingesehen werden. Der Zusammenhang zwischen den Strukturen nördlich und südlich des Inns ist bei Starkenbach offensichtlich.

Der Bereich südlich des Inns ist durch intensive Einengung charakterisiert, die Verschuppungen und Scherungen zur Folge hatte. Die Gesteine liegen steil, generell südfallend und überkippt. Das Auftreten inkompetenter Gesteine (Partnachsichten) und kompetenter Serien (Muschelkalk) ermöglichte mehrmalige Schichtwiederholungen durch Isoklinalfaltung und Schuppung. Das Auftauchen von Buntsandstein in der Nähe des Kraftwerks Imsterau wird von RENATUS (1968) als aufgepreßter Sattelkern gedeutet. Die Zone der älteren Trias wird im S von der Starkenbachlinie begrenzt.

Arzler-Wald-Mulde

Der Bereich zwischen der Starckenbachlinie und dem Kalkalpensüdrand wird in dieser Arbeit neutral als Arzler-Wald-Mulde bezeichnet. Diese Zone wird in ihrer östlichen Fortsetzung immer stärker eingeeignet, verschwindet schließlich bei Roppen unter der quartären Füllung des Inntals und wird vermutlich zusammen mit den Resten des Tschirgantattelts (Südbereich) vom Ötztal-kristallin überfahren.

Der Südflügel dieser Mulde beginnt stratigraphisch mit den "Grauwackenschiefern" über Gesteinen des Landecker Quarzphyllits. Die Lagerung ist steil südfallend und invers.

Die basalen Serien am Kalkalpensüdrand ("Grauwackenschiefer", Verrucano) sind intensiv verschuppt. Die Schichtfolge reicht bis in den Jura (Allgäuschichten), der im Muldenkern aufgeschlossen ist. Der Nordflügel der Struktur ist fast völlig tektonisch unterdrückt (s. Abb. 2, aus WESTRUP, 1970). Die Gesteine im Vorderspadegg werden im Gegensatz zu WESTRUP (1970, S. 74) dem Hauptdolomit zugerechnet, der dem reduzierten Mulden-nordflügel entspricht. Die Starckenbachlinie kann nördlich davon durchgezogen werden (s. abgeändertes Profil c', Abb. 2). Diese bedeutende Störungs-linie wird von WESTRUP (1970) ausführlich begründet.

Der in der tektonischen Übersichtskarte von WESTRUP (1970) und der tektonischen Karte der Nördlichen Kalkalpen, Westteil, von TOLLMANN (1976) als "Hattebodenschuppe" ausgewiesene Streifen direkt am Kalkalpen-südrand kann nicht als "Schuppe" bezeichnet werden, da zwischen Wettersteinkalk bzw. Partnachschiechten im S und dem Hauptdolomit im N Raibler Schichten vermitteln. Obwohl die Raibler Schichten tektonisch beansprucht und teilweise sogar ausgequetscht sind, muß ein sedimentärer Übergang angenommen werden.

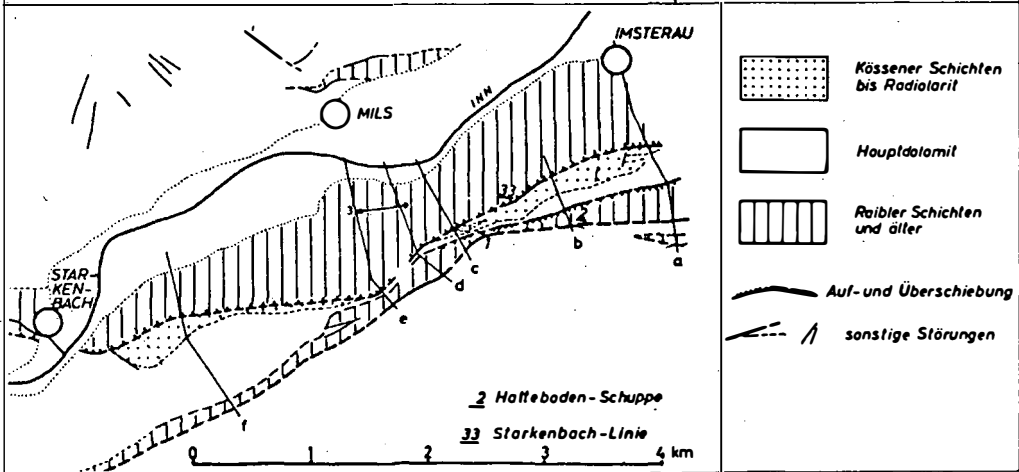
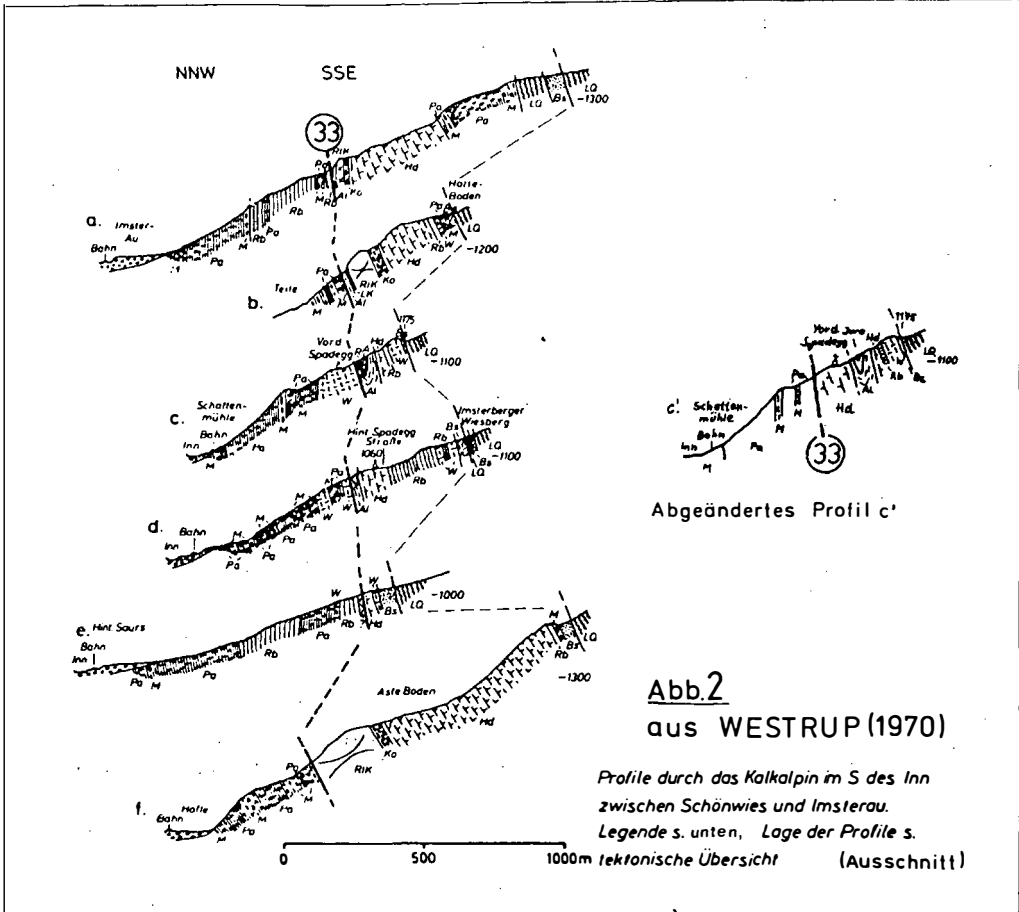
Larsenscholle

Die Larsenscholle liegt als 80° streichende Mulde vor, deren Schichtpaket Buntsandstein bis Hauptdolomit umfaßt. Die Achse fällt nach der Konstruktion (Sammeldiagramm; RENATUS, 1968) mit 35° nach W ein. Dies wirkt sich jedoch nicht aus, da das Abtauchen der Mulde durch annähernd NW-SE streichende Brüche kompensiert wird. Die Basis des Muschelkalks liegt im Larsental an der tiefsten Stelle auf ca. 1450 bis 1500 m SH und östlich der Rotwand auf ca. 1450 m. Der Muschelkalk scheint dort noch weiter abzusinken. Dies ist ein Anzeichen dafür, daß die Muldenachse insgesamt leicht ostfallend ist.

Die Basis der Larsenscholle beginnt, soweit aufgeschlossen, mit Muschelkalk. Nur nördlich des Mannkopfes treten helle Sandsteine des Buntsandsteins auf, die tektonisch mit Karbonatbruchstücken vermengt sind. Die darüber folgenden geringmächtigen Dolomite zählen RENATUS (1970) und FRISCH (1975) zu den Reichenhaller Schichten.

Die unterlagernden Gesteine sind im S und SE unterer und mittlerer Hauptdolomit (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1970), im N und NW sind es Raibler Schichten, die bereits dem Südflügel der Muttekopfgosauteilmulde im S angehören.

Die Larsenscholle hat diesen Südflügel, der heute überkippt vorliegt, nach N überschoben.



Die Verhältnisse östlich des Lagers (Alptal, Galtberg) sind durch die starke Schutt- und Moränenbedeckung nicht aufgeschlossen. Dies erschwert die eindeutige und überzeugende Deutung der Struktur.

AMPFERER (1914) beschreibt die Larsenscholle als erosiv erhaltenen Rest der Krabachjochdecke. RICHTER (1930) sieht in der Struktur die westliche Fortsetzung des Tschirgantstittels und KOCKEL (1954) interpretiert die Larsenscholle als einen aus dem Untergrund gepreßten Pilzsattel. Diese Version verlor jedoch durch Korrekturen der geologischen Karte (Neubearbeitung von RENATUS, 1968) an Beweiskraft.

TOLLMANN (1976) sieht durch die Entdeckung der Bergwerkskopf- und Tagkarscholle (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1970, und RENATUS, 1970) neue Beweise für die Deckschollennatur der Larsenscholle.

Die Kartendarstellung folgt der Deutung als allochthone Deckscholle im Sinne AMPFERERS (1914), da die im folgenden diskutierte Erklärungsmöglichkeit nicht genügend gesichert erscheint.

Verfolgt man auf der geologischen Karte z.B. den Muschelkalk des Tschirgant über das Putzeloch nach W, so liegt es vorerst rein optisch nahe, ihn mit dem Muschelkalk der Larsenscholle zu verbinden. Die Schichtung fällt durchwegs generell nach N ein. Sieht man diesen Zusammenhang als gegeben, so würde das bedeuten, daß die Larsenscholle als westliche Fortsetzung der Tschirgantnordmulde angesehen werden könnte. Die Mulde wäre im W (Larsental) von Brüchen begrenzt, an denen sie herausgehoben wurde.

Die Situation am Südrand entspräche der südgerichteten Aufschiebung wie am Tschirgant (Tschirgantstörung), die Verbindung zum nördlichen Nachbarbereich (gestörter ? Gurgltalsattel) wäre ebenfalls zerschert worden. Diese so herausgelöste Scholle, die nach E hin möglicherweise noch mit dem Untergrund zusammenhängt, hätte die Muttekopfgosau-Südmulde nach N überfahren und die Gosauschichten mit ihrem Untergrund (Hauptdolomit, Raibler Schichten) überkippt.

Der Mechanismus, der dieser Interpretation zugrundeliegt, ist mit der Entstehung parautochthoner Deckschollen, wie z.B. der Kaisergebirgsscholle (Beschreibung in TOLLMANN, 1976) zu vergleichen. Die Kaisergebirgsscholle wurde schon einmal mit der Larsenscholle verglichen (AMPFERER, 1930), damals jedoch unter "allochthonen" Vorzeichen (s. TOLLMANN, 1976).

5. Rekonstruktion der Deckenunterkante

Zur Rekonstruktion der Deckenunterkante sind Profile mit großem Tiefgang erforderlich, die weit über die Erfassung oberflächennaher Strukturen hinausgehen. Mit der zunehmenden Tiefe erhöht sich der hypothetische Charakter der Aussagen. Es können daher nur großräumige Trends, wie Hochs und Tiefs, Ansteigen und Abtauchen der Grenzfläche, und die Größenordnung der Tiefenlage angegeben werden.

Tektonische Daten

Die ausgewählten Daten, wie Schichtmaxima und Faltenachsen, wurden zur Konstruktion der Profile gesammelt bzw. aus den Arbeiten von KRAUS (1965), KROLL (1965), GROTTENTHALER (1968) und RENATUS (1968) entnommen (Übersicht siehe Abb. 3).

Die konstruierten β' , die Querfaltungssachsen, werden nicht berücksichtigt,

Abb. 3: Tektonische Übersicht mit den wichtigsten β -Achsen und Schichtflächenmaxima

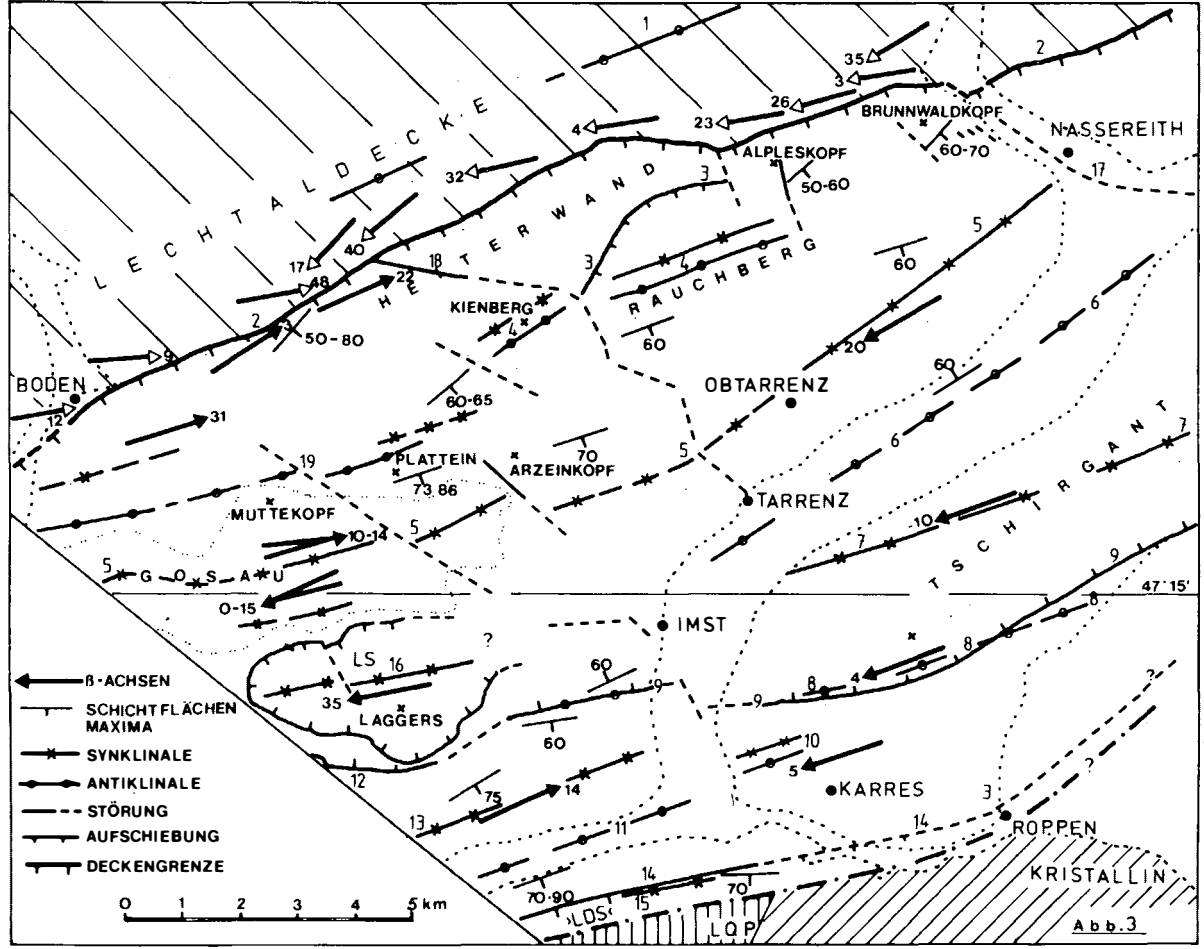


Abb. 3

da ihnen großtektonisch keine bedeutenden Auswirkungen zukommen. Die Gradangaben über das Abtauchen der konstruierten Achsen sind mit Vorsicht zu handhaben. Dies soll folgendes Beispiel erläutern: Die β -Achse der Sinnesbrunnmulde fällt mit 20° nach W ein. Dies würde in einer Entfernung von 10 km (ungefähr die Strecke Nassereith-Imst) einer Absenkung um ca. 3.5 km, also fast der Gesamtmächtigkeit der Inntaldecke in diesem Bereich, entsprechen. Daß dies nicht so ist, kann man daran erkennen, daß nordöstlich von Imst noch immer mittlerer bis oberer Hauptdolomit (bituminös) in der Umgebung des Muldenkerns auftritt. Die Absenkung muß daher z.T. durch Vertikalversätze an den α -Flächen kompensiert werden, zum anderen kommen die zu großen ziffernmäßigen Beträge durch einen asymmetrischen Faltenbau zustande.

Schichtmächtigkeiten

Zur Rekonstruktion des Deckenkörpers werden für die Schichtmächtigkeiten Werte angenommen, die sich aus der geologischen Karte und bereits bearbeiteten Profilen ergeben.

<u>Muschelkalk und Partnachschichten, an der reduzierten Deckenbasis des Inntaldecken-Hauptkörpers</u>	0 - um 200 m
Muschelkalk, Tschirgant	um 200 m
<u>Wettersteinkalk, zw. Boden und Steinjöchl</u>	wenige Zehnermeter bis 200 m
Heiterwand, Steinjöchl bis Kratzer	200 - 500 m
Kratzersattel bis Reißenschuhtal	500 - 1200 m
Alpleskopf	um 1200 m
Brunnwaldkopf	um 1400 m
Tschirgant	600 - 300 m
<u>Raibler Schichten</u> allgemein	um 200 m
<u>Hauptdolomit</u>	bis 2000 m
<u>Gosau</u>	bis 670 m

Faziesverhältnisse

Es wird angenommen, daß sich zwischen dem Wettersteinkalk der Heiterwand und dem des Tschirgant kein Partnachbecken einschaltet. Die Karbonatplattform ist durchgehend und in annähernd gleichbleibender Mächtigkeit entwickelt. Das Auskeilen des Wettersteinkalkes im Grenzbereich zu den Partnachschichten wird berücksichtigt.

Profil und Karte der Deckenunterkante

Unter Zuhilfenahme der tektonischen Daten und der ablesbaren Schichtmächtigkeiten wurde auf der Grundlage der geologischen Karte aus einer Serie von Querprofilen und einem Längsprofil die hypothetische Tiefenlage der Deckenunterkante ermittelt (s. Beilage 3).

Legende zu Abb. 3: 1-Tegesantiklinale, 2-Inntaldeckennordgrenze, 3-Heiterwandaufschuppung, 4-Kienbergsynkl. und -antickl., 5-Muttekopfgosau-Sinnesbrunnsynkl., 6-Gurgltalantickl., 7-Tschirgantnordsynkl., 8-Tschirgantantickl., 9-Tschirgantstörung, 10-Tschirgantsüdsynkl. und -antickl., 11-Inntalantickl., 12-Spießrutenspitze-Wildkarlestörung, 13-Milser-Berg-Synkl., 14-Starkenbachstörung, 15-Arzler-Wald-Synkl., 16-Larsensynkl. (Larsenscholle), 17-Nassereither Grenzblatt, 18 Kratzerstörung, 19-Scharnitzsattelstörung

In Zusammenhang mit der Unterkante der Inntaldecke stellt sich die Frage, ob sich Strukturen des tieferen Untergrunds an der Oberfläche in der Inntaldecke durchpausen. Dazu kann festgestellt werden, daß für dieses "Durchpausen" nur Folgen der jüngeren Bewegungen in Frage kommen, die die bereits übereinander gestapelten Decken der Nördlichen Kalkalpen als gemeinsames Paket erfaßt haben. Dies ist auch der Grund, warum sich bedeutende, jedoch deckeninterne Strukturen, wie z.B. das Nassereither Grenzblatt, in der nördlich anschließenden Lechtaldecke nicht abzeichnen.

Es ist schwierig, den Zeitpunkt anzugeben, zu dem die Deckenüberschiebung abgelaufen war. Man kann jedoch annehmen, daß dies bereits vor der Ablagerung der Gosäu der Fall war. Für die durchgreifenden Deformationen sind also die kräftigen nachgosauischen Bewegungen verantwortlich, die die Deckenfaltung (d.h. Faltung des gesamten Deckenstapels) bewirkten. Die Einengung machte sich durch die Verfaltung der Gosäusedimente, das Zerschneiden des früher angelegten Tschirgantstatts, das Entstehen der Larsensscholle (wenn man sie als parautochthone Deckscholle oder Halbklippe deutet) und die Verschiebung, Steilstellung und Überkipfung am Kalkalpen-südrand bemerkbar.

Es sind in der Hauptsache die Längsstrukturen (übergeordnete Sattel- und Muldenzüge), die sich im Untergrund auswirken werden, und vielleicht eine tieferliegende Struktur nachzeichnen, da die Querstrukturen (Störungen), die nachgosauisch entstanden oder reaktiviert wurden, nur bescheidene Auswirkungen haben.

Aus den Profilen erkennt man, daß es vor allem die Großstrukturen der Muttekopfgosäu-Sinnesbrunnmulde, des Gurgltalsattels (eher untergeordnet), der Tschirgantnordmulde und des zerscherten Tschirgantstatts sein werden, die sich im Untergrund auswirken. Man muß aber bedenken, daß durch das Auftreten von Schuppen und Spänen und der inkompetenten Jungschichtenzone der Lechtaldecke die Deutlichkeit dieser Strukturen verwischt werden kann.

Sieht man den Hauptkörper der Inntaldecke (zwischen Tschirgantstörung und Inntaldeckennordrand) als Synklinorium, so stellt diese Struktur, im großen gesehen ein WSW-ENE-gestrecktes Tief dar, das südlich im Bereich des Tschirgantstatts von einem Hoch begleitet wird. In der Zone südlich der Tschirgantstörung ist durch die steile Lagerung eine Angabe über die Tiefenlage der Unterkante kaum möglich.

Wesentlich ist auch das achsiale Verhalten der Inntaldecke, die im Bereich von Imst in annähernd N-S-Richtung eine Art Quereinmuldung zeigt. Dies kommt dadurch zum Ausdruck, daß im westlichen Arbeitsgebiet die Strukturen (Muttekopfgosäumulde, Larsensscholle) nach E abtauchen, während östlich davon die Sinnesbrunnmulde und der Tschirgantstattel leicht gegen W abtauchen.

Entlang des Nassereither Grenzblatts kann ein geringes Hoch angenommen werden.

Auch die Umgebung des Lagers stellt vermutlich ein Hoch dar. Aufgrund der verschiedenen Interpretationsmöglichkeiten (siehe Kap. 4, Larsensscholle) wurde der Bereich nicht in die Karte einbezogen.

6. Interpretation der geologisch-tektonischen Verhältnisse

Das Problem der Inntaldeckensüdgrenze

Die Inntaldeckengrenze im S des Arbeitsgebietes erfuh, sofern sie überhaupt als solche anerkannt wurde, im Laufe der Erforschungsgeschichte mehrere Verlegungen.

AMPFERER (1911, 1930) zieht die Deckengrenze entlang der Starckenbachlinie. Die Gesteine nördlich der reduzierten Arzler-Wald-Mulde zählt er zur Inntaldecke, alles südlich davon bis zum Kalkalpensüdrand zur Lechtaldecke.

SPENGLER (1951) trennt nördlich des Landecker Quarzphyllits Inntal- und Lechtaldecke nicht ab. Für ihn ist diese "Randzone" im S ein Bestandteil der Inntaldecke. Die Starckenbachlinie ist seiner Ansicht nach eine Störung, an der eine Unterschiebung stattgefunden hat. Diese Deutung folgt ganz im Sinne von E. KRAUS (1949), der in der Nähe des Kalkalpensüdrandes eine Verschluckungszone annimmt.

HEISSEL (1958) teilt im wesentlichen die Meinung AMPFERERs im Westbereich. Er läßt jedoch die Deckengrenze südlich von Schönwies an einer NW-SE-streichenden Störung zur Kalkalpensüdgrenze auslaufen. Die Serien östlich dieser Störung deutet HEISSEL als Mulde, die er zur Inntaldecke zählt.

Für SCHMIDEGG (1959) liegt der Bereich südlich des Inns als symmetrisch gebaute, weitgehend vollständige Mulde vor, die von keiner Deckengrenze im Sinne AMPFERERs durchtrennt ist. Die Störung bei Schönwies ist nach seiner Darstellung nicht vorhanden.

WESTRUP (1970) sieht in der Starckenbachlinie ein wichtiges tektonisches Element, jedoch nicht die Deckengrenze. Seiner Meinung nach sprechen die südgerichteten Bewegungen und Schuppungen an dieser Störung gegen diese Deutung, da sie mit dem nordgerichteten Einschub der Inntaldecke nicht in Einklang stehen (WESTRUP, 1970, S. 107). Derartige Südvergenzen können aber durch Ausgleichsbewegungen bei einer jungen Kompression entstanden sein, die mit der älteren Bewegung nichts zu tun haben. WESTRUP (1970) belegt auch die Störung im S von Schönwies (sie schneidet ein Vorkommen von "Rhätoliaskalk" ab), die sich jedoch nicht als Deckengrenze im Sinne HEISSELs (1958) heranziehen läßt.

TOLLMANN (1970 a) beschreibt und begründet die Deckengrenze entlang der Starckenbachlinie, an der Grenze zwischen der älteren Trias südlich des Inns, und der reduzierten Arzler-Wald-Mulde. Nach Osten verlängert TOLLMANN (1970 a) die Deckengrenze bis zum Ausgang des Pitztals, wo Raibler Schichten und Hauptdolomit der Lechtaldecke im S an Hauptdolomit der Inntaldecke im N grenzen. Die Fortsetzung der Starckenbachlinie quert das Inntal nördlich der Mündung des Walder Baches und verliert sich anschließend unter der quartären Verfüllung des Inntals.

TOLLMANN zieht hingegen (1976) die Inntaldeckengrenze vom Inntal, nördlich von Roppen kommend, entlang der Tschirgantstörung, Putzeloch, in die Spießrutenspitzen-Wildkarle-Störung nach W. Diese Version stößt jedoch nach eigenen Beobachtungen und den Ergebnissen von GROTTENTHALER (1968) auf beträchtliche Schwierigkeiten. GROTTENTHALER (1968, S. 78) betont ausdrücklich, daß sich die Tschirgantstörung nicht als Fortsetzung der Inntaldeckenstörung heranziehen läßt. Auf diesen Hinweis geht TOLLMANN (1976) bei seiner Verlegung der Deckengrenze nicht ein. Folgende Gründe sprechen gegen die Deckengrenzenführung von TOLLMANN (1976):

GROTTENTHALER (1968) deutet den Tschirgant als zerscherten Sattel. Der Südflügel dieser Struktur kann daher nicht zu einer tektonisch anderen Einheit gerechnet werden (s. Kap. 3, Tschirgantsattel). Der Tschirgantsattel läßt sich bis westlich von Sonnberg verfolgen (s. Kap. 3, Westfortsetzung des Tschirgantsattels). Das Vorhandensein dieser Struktur erscheint gesichert. Auch die Weiterführung nach W in die Spießrutenspitz-Wildkarle-Störung ist möglich. Die südvergenten Aufschiebungen (WESTRUP, 1970) an dieser Störung westlich des Larsentals lassen sich mit demselben Mechanismus, wie er am Tschirgant zu beobachten ist, erklären. Da ein tektonischer Zusammenhang zwischen den Bereichen nördlich und südlich der Tschirgantstörung und ihrer Westfortsetzung angenommen werden kann, ergibt sich, daß die Inntaldecke an dieser Linie nicht nach S frei aushebt, sondern weiter nach S reicht. Zur Frage der Inntaldeckensüdgrenze stehen nun im wesentlichen zwei Deutungsmöglichkeiten offen. Einerseits bietet sich erneut die Starkenbachlinie im Sinne von TOLLMANN (1970 a) als Deckengrenze an; andererseits könnte man zwischen den heute getrennten Bereichen wie Tschirgantsattel, Milser-Berg-Mulde, Zone der älteren Trias südlich des Inns und der Arzler-Wald-Mulde einen primären Zusammenhang annehmen. Damit erhebt sich die Frage, welcher Stellenwert der Starkenbachlinie zukommt. Diese Aspekte werden im folgenden Abschnitt diskutiert.

Abgrenzung der Inntaldecke

Allochthone und autochthone Auffassungen der Tektonik stehen einander gegenüber. Sie waren in der Vergangenheit Gegenstand zahlreicher Konfrontationen.

Die Deckenlehre im Sinne O. AMPFERERs fordert die völlige Trennung und weitreichende Überschiebungen der Deckenkörper.

Die autochthone Deutung führt die Großstrukturen auf Pilzsättel und Beutelmulden zurück. Die gebundene Tektonik verzichtet auf große Überschiebungen und die vollständige Trennung der geologischen Körper in Decken. Diese Erklärungsmöglichkeit wurde in den westlichen Nördlichen Kalkalpen u.a. von KOCKEL (1955), JACOBSHAGEN versucht. Die von KOCKEL (1954) vertretene Ansicht, die Larsenscholle sei eine Pilzstruktur mit eingemuldetem First, hat sich bei den nachfolgenden Untersuchungen (RENATUS, 1968; u.a.) als nicht stichhaltig erwiesen. Auch konnten in den dem Arbeitsgebiet benachbarten Bereichen der Lechtaler Alpen nach Ansicht TOLLMANNs (1971) die autochthonen Umdeutungen widerlegt werden.

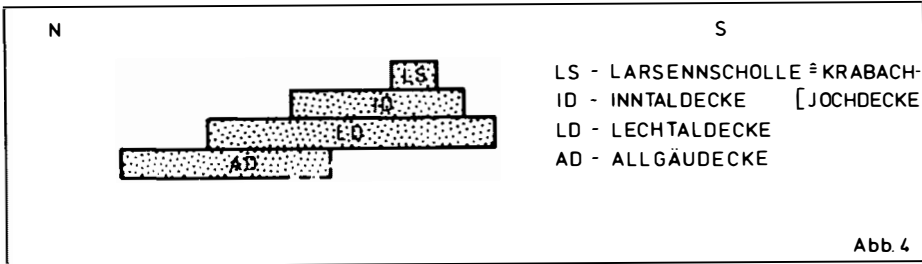
Nicht eindeutig und gesichert scheint die Frage zu sein, ob Inntal- und Lechtaldecke im Westen völlig oder nur teilweise voneinander getrennt sind. TOLLMANN (1968) trennt beide Einheiten vollständig voneinander.

Da aus dem Arbeitsgebiet diese Problematik nicht entschieden werden kann, müssen die Zuordnungen der einzelnen Bereiche zu übergeordneten tektonischen Einheiten, die Schlußfolgerungen hinsichtlich des tieferen Untergrunds der Inntaldecke und die paläogeographische Abwicklung unter beiden Gesichtspunkten diskutiert werden.

Die Frage, nach welchem Bauprinzip man die Tektonik auflöst und die Strukturen abwickelt, hat weitreichende Folgen für die weiteren Annahmen, die den tieferen Untergrund der Inntaldecke betreffen.

Drei Deutungsmöglichkeiten sollen im folgenden diskutiert werden.

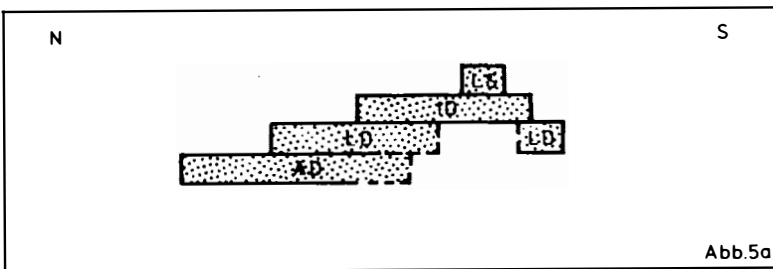
Schema 1: Die Lechtaldecke zieht unter der Inntaldecke hindurch. Die Anteile südlich der Inntaldecke haben einen direkten Zusammenhang zum Hauptkörper der Lechtaldecke im N. Diese Vorstellung folgt der Ansicht AMPFERERs und kehrt in den Profilen durch die Nördlichen Kalkalpen von TOLLMANN (1976, Profil 9) und PLOCHINGER (Profil 2, S. 261) in OBERHAUSER (1980) wieder. Die genaue Festlegung der Inntaldeckensüdgrenze, sei es nun die Starkenbachlinie oder die Tschirgantstörung, ist für die prinzipiellen Überlegungen nicht so wesentlich.



Diese tektonische Anordnung zwingt dazu, die Inntaldecke südlich der Lechtaldecke anzufügen. Die Partnachschichten am Kalkalpensüdrand gehören damit zum selben Partnachbecken wie die Partnachschichten am Nordfuß der Heiterwand.

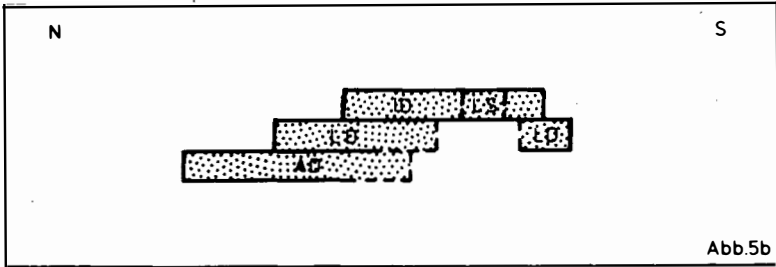
Unter der durchgehenden Lechtaldecke können nach diesem Schema Gesteine der Allgäu-Decke (deren Auftreten so weit im S allerdings eher unwahrscheinlich ist), Grauwackenzone, Landecker Quarzphyllit und/oder Schuppen aller in Betracht kommenden Serien vermutet werden.

Schema 2: Die Lechtaldecke endet unter der Inntaldecke. Die Arzler-Wald-Mulde ist Bestandteil der Lechtaldecke, sie hat aber nur gegen W einen Zusammenhang zum Hauptkörper der Lechtaldecke. Die Arzler-Wald-Mulde wäre nach dieser Version als Schuppe oder Schuppenzone der Lechtaldecke im S zu bezeichnen.

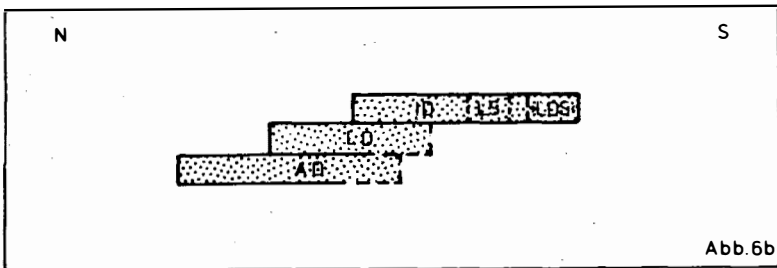
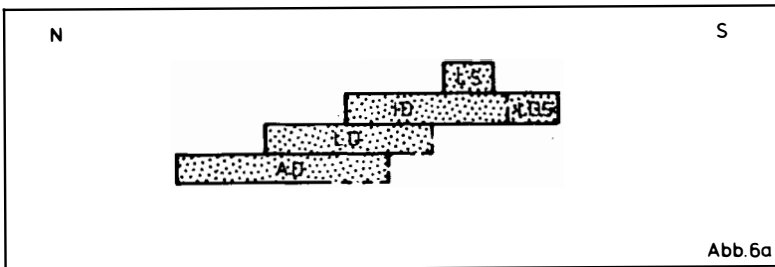


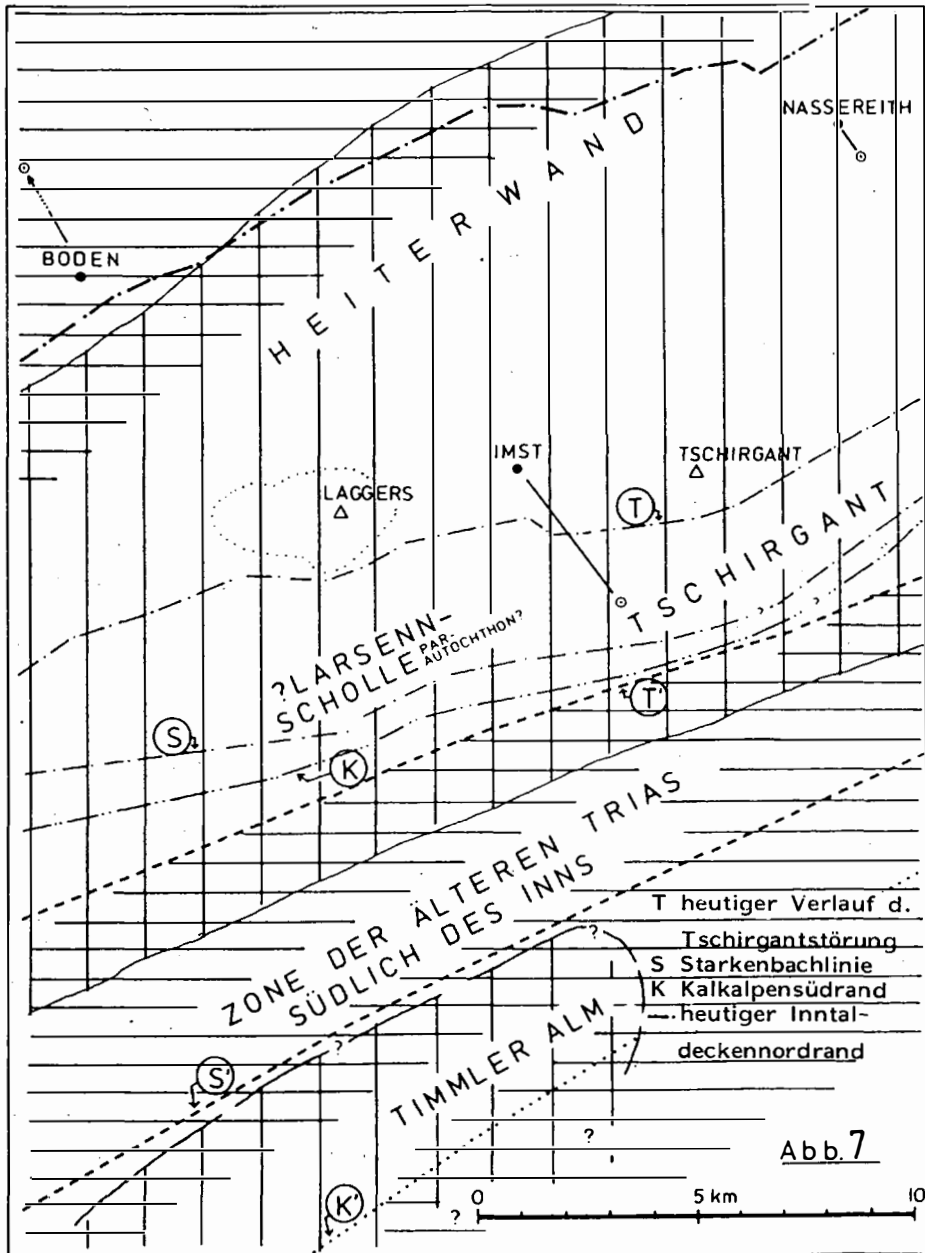
Dieser Lösungsversuch geht von einem Hauptkörper der Lechtaldecke im N und W aus. Der Streifen im S stellt einen abgetrennten Teil der Lechtaldecke dar, der nur mehr im W mit der Lechtaldecke zusammenhängt.

Die Inntaldecke hätte in diesem Fall die Lechtaldecke nur teilweise überfahren, die Lechtaldeckenschuppenzone im S jedoch vollständig. Die paläogeographische Situation wäre dieselbe wie bei Schema 1. Der Untergrund der Inntaldecke wäre im N Lechtaldecke, im S kämen Allgäu- decke (unwahrscheinlich), Schuppen der Inntal- und Lechtaldecke, Grauwackenzone und Landecker Quarzphyllit in Frage. Abb. 5 b zeigt schematisch die Situation, wenn man zudem die Möglichkeit der parautochthonen Entstehung der Larsensscholle berücksichtigt.



Schema 3: Die Lechtaldecke endet unter der Inntaldecke. Die Arzler-Wald-Mulde hängt im W mit der Lechtaldecke zusammen und hatte gegen N ursprünglich einen Zusammenhang mit dem Südrand der Inntaldecke. In diesem Fall muß der Begriff einer Decke etwas offener aufgefaßt werden.





-  Wettersteinkalk-plattform
-  Verzahnungsbereich
-  Partnach-becken

Verteilung von Wettersteinkalkplattformen und Partnachbecken im Ladin. Angenommene Eingengungsrichtung: SSE-NW; angenommene Eingengungsbetrag: Hauptkörper der ID auf ca. 70%, südlich der Tschirgantstörung auf ca. 50% und weniger. In der Darstellung bleibt der Nordrand der Intaldecke fixiert.

Dieses Schema würde bedeuten, daß sich die Inntaldecke aus der Lechtaldecke entwickelt hat. Die Inntaldecke hätte die Lechtaldecke im N wohl überfahren, paläogeographisch wäre die N-S-Abfolge jedoch die gleiche, wie sie heute vorliegt. Der kalkalpine Streifen südlich der Starkenbachlinie hätte eine Verbindung zum Südteil der Inntaldecke und wäre damit der südlichste Teil des Ablagerungsraumes, abgesehen vom Sedimentationsraum der Larsenscholle (Krabachjochdecke), wenn man sie als allochthone Deckscholle auffaßt.

Abb. 6 b berücksichtigt die Möglichkeit, daß die Larsenscholle sich aus der Inntaldecke entwickelt hat.

Der Deutung, daß die Zonen im S des Arbeitsgebietes ursprünglich einen Zusammenhang hatten, kann aus faziellen Gründen nicht widersprochen werden. Der Südrand der Inntaldecke ist gekennzeichnet durch das Vorherrschen der Beckenfazies im Ladin und ließe sich mit den Partnachschieben der Arzler-Wald-Mulde verbinden. Aufgrund der Tatsache, daß die Arzler-Wald-Mulde sicher mit der Lechtaldecke im W zusammenhängt, wird diese Zone trotz der angenehmen ursprünglichen Verbindung zur Inntaldecke gegen N als "Lechtaldecke" unter Anführungszeichen bezeichnet. Zur Unterscheidung vom Hauptverbreitungsgebiet der Lechtaldecke im N und W wird für diesen Bereich der Arzler-Wald-Mulde der tektonische Arbeitsbegriff "Lechtaldecke Süd" eingeführt.

Der Verfasser hält die Deutung nach dem Schema 3 für möglich. Bei der tektonischen Abwicklung und den paläogeographischen Konsequenzen wurde diese Erklärungsmöglichkeit berücksichtigt.

7. Paläogeographische Rekonstruktion des Ladins

In der Rekonstruktion (Abb. 7) wird der Heiterwand- und Tschirgantbereich als zusammenhängende Karbonatplattform angenommen.

Nördlich davon liegt ein Partnachbecken, das den Wettersteinkalkbereich weiter im W umgreift (Deutung nach KRAUS, 1965; und KRAUS & SCHMIDT-THOME, 1967), und damit eine Verbindung zu den Partnachschieben im S herstellt.

Bei der Annahme, daß die N-S-Anordnung der Ablagerungsbereiche der heutigen tektonischen Anordnung entspricht (s. Schema 3, Kap. Abgrenzung der Inntaldecke), folgt im S, anschließend an das Partnachbecken der Zone der älteren Trias, ein kleinerer Bereich einer Wettersteinkalkplattform, die gegen S und W vielleicht mit ausgedehnteren Bereichen zusammenhängt (der Wettersteinkalk wird gegen die Tiefe hin mächtiger!). Die Ausdehnung dieser Plattform kann wegen der steilen Lagerung nicht angegeben werden.

Der Ablagerungsbereich der Larsenscholle wäre bei der Deutung als Deckscholle möglicherweise noch weiter südlich anzusetzen. Nimmt man die parautochthone Entstehung für die Larsenscholle an, so kommt der Ablagerungsraum an den Südrand der Heiterwand-Tschirgantplattform zu liegen.

Für den Bereich des Hauptkörpers der Inntaldecke (nördlich der Tschirgantstörung) kann aus den Profilen eine Einengung auf 70% der ursprünglichen Ausdehnung in N-S-Richtung abgelesen werden. Südlich davon ist die Kompression stärker, hier kann eine Reduktion auf mindestens 50% angenommen werden.

8. Gliederung der tektonischen Bewegungen und ihre zeitliche Zuordnung

im weiteren wird versucht, die tektonischen Bewegungen und ihre Folgen in eine relative zeitliche Reihenfolge zu bringen.

Durch das Auftreten von Gosaisedimenten im Arbeitsgebiet lassen sich vorgosaische, intragosaische und nachgosaische Bewegungen feststellen. Eine eindeutige zeitliche Festlegung der Deformation ist jedoch zumeist nicht möglich. Daher gehen manche Interpretationen, die das Nacheinander der Bewegungen und Auswirkungen betreffen, auf hypothetische Überlegungen zur Mechanik der Deformation zurück (z.B. Scherspannungsklüfte).

Die am Deckenkörper angreifenden Kräfte wirken sich nicht überall im gleichen Maß und zum selben Zeitpunkt aus.

Viele Bewegungen laufen parallel und beeinflussen sich gegenseitig. Häufig werden früh angelegte Strukturen (Störungen, Deckenbahnen, Falten) bei den nachfolgenden Orogenphasen bevorzugt aktiviert.

Auf der Grundlage der Phasengliederung der alpidischen Gebirgsbildung nach TOLLMANN (1966) wird im folgenden versucht, die tektonischen Erscheinungen rückzuführen, ihre relative Abfolge zu bestimmen und eine zeitliche Zuordnung zu einzelnen Orogenphasen vorzunehmen.

Schon während der Ablagerung der Trias- und Juraserien machen sich im Sedimentationsraum tektonische Bewegungen bemerkbar.

Die montenegrinische Phase verursacht die Faziesdifferenzierung im oberen Anis (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974). Die frühkarnische Hebungsphase kann der junglabrinischen Phase zugerechnet werden. Während der Erosion greifen Erosion, Spaltenbildung und Verkarstung in den Wettersteinkalk ein (BRANDNER, 1978). Die Spaltenfüllungen und Breccienbildungen sind beispielsweise im Wettersteinkalk der Heiterwand eindrucksvoll zu beobachten.

Tektonische Unruhe des Untergrund während der altkimmerischen Phase bewirkt im unteren Lias das Zerschneiden des "Rhätoliaskalkes". Die aufgerissenen Spalten wirken sich im wesentlichen in vertikalen Verstellungen des Ablagerungsraumes aus.

Die folgenden Bewegungen stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit der Orogenese. Sie äußern sich vorwiegend in kompressiver Tektonik (Faltung) und horizontalen Bewegungen (Deckentransport, Blattverschiebungen, Schuppungen).

Die Darstellungen in Abb. 8 bis 15 betreffen den Körper der Inntaldecke im Arbeitsgebiet. In der groben Vereinfachung werden die wichtigsten Bewegungsphasen und deren Wirkungen charakterisiert. Auf die Beziehung zum Untergrund (Grauwackenzone, Landecker Quarzphyllit, Kristallin) wird nicht eingegangen.

Schema 1: Während der Ablösung des Oberostalpins vom Untergrund und seines beginnenden Schubes nach Norden, kommt es durch die damit verbundene Kompression, deren Hauptkomponenten ungefähr in der N-S-Richtung liegen, zu frühen Faltungen (? Kienberg-Sattel-Mulde etc.) und dem Aufbau von Scherspannungen. Die dabei auftretenden Scherspannungsklüfte wirken sich besonders in den kompetenten Gesteinen, wie dem Wettersteinkalk, aus. Die Klüfte sind im Kleinbereich, z.B. am Grat der Heiterwand, und besonders bei Neuschnee auch im großen gut zu beobachten.

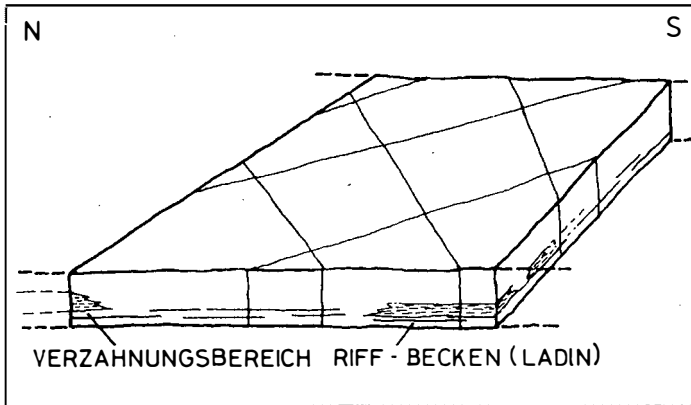


Abb. 8

Gleichzeitig bilden sich an der Basis des transportierten Körpers Störungen, die parallel zur Deckenbahn liegen.

Die Inntaldecke befindet sich in diesem Stadium noch im Verband mit der Lechtaldecke im Norden und Westen. Da sich die austroalpine Phase in den westlichen Nördlichen Kalkalpen nicht sonderlich auswirkt (TOLLMANN, 1966) kann angenommen werden, daß die Ablösung und der Transport des Oberostalpins nach Norden zur Hauptsache erst zur Zeit der austrischen Phasen erfolgten.

Schema 2: Die weiterhin wirksame Kompression führt zur beginnenden Großfaltung des Deckenkörpers und damit auch zur Entstehung von ac-Flächen, die bei den nachfolgenden Bewegungen bevorzugt genutzt werden. In diesen Abschnitt fallen die Anlage des Nassereither Grenzblattes und der bedeutenden Blattverschiebungen der Alpleskopf-Reißenschuhstörung oder der Kratzer-Alpeilstörung, die besonders ausgeprägte ac-Flächen darstellen.

An Schwächezonen kommt es zur Abscherung und Überschiebung der Inntaldecke über die Lechtaldecke. Hier ist eine Faziesgebundenheit der Tektonik festzustellen. Der Deckennordrand hält sich im wesentlichen an den Verzahnungsbereich von Wettersteinkalk im Süden und Partnachschichten im Norden. Die Deckenbasis wird durch die Überschiebung bis zum Muschelkalk bzw. unteren Wettersteinkalk reduziert. Als Gleitteppich dienen Schuppen und Späne aus der Inntaldecke und die teilbeweglichen Schichten des Jura der Jungschichtenzone, die von der Inntaldecke teilweise überwältigt werden.

Zu den oben erwähnten Großfalten zählen von N nach S:

Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde, Gurgltalsattel, Tschirgantnordmulde, Tschirgantsattel, Milser-Berg-Mulde, Inntalsattel und Arzler-Wald-Mulde.

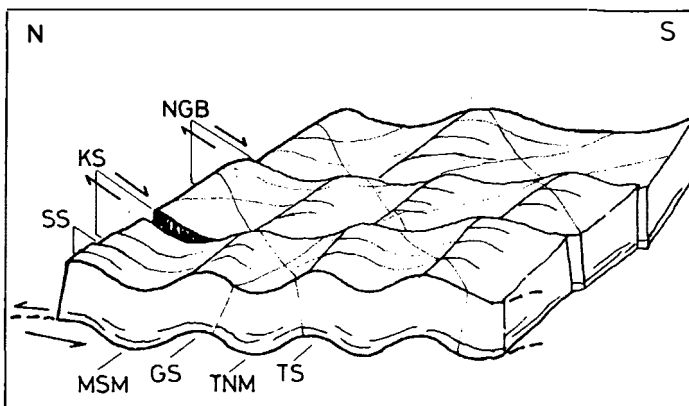


Abb. 9: NGB - Nassereither Grenzblatt, KS - Kraterstörung, MSM - Mutterkopfgosau-Sinnesbrunnmulde, GS - Gurgltalsattel, TNM - Tschirgant-nordmulde, TS - Tschirgantsattel

Schema 3: Zum Zeitpunkt der beginnenden Deckenüberschiebung (Inntaldecke über die Lechtaldecke) kann ein erster Höhepunkt der Kompression angenommen werden. Dies verursacht die Verschuppung in der östlichen Heiterwand und weitere Bewegungen an den Blattverschiebungen.

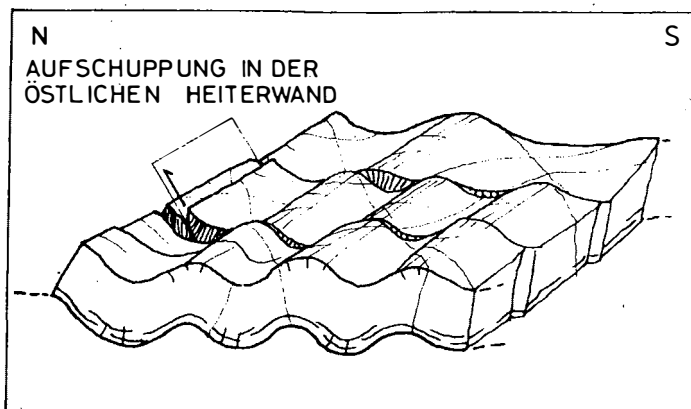


Abb. 10

Die in Schema 2 und 3 beschriebenen tektonischen Vorgänge können der mediterranen Phase zugeordnet werden, die sich im gesamten Bereich der Nördlichen Kalkalpen durch Deckenüberschiebungen bemerkbar macht.

Schema 4: In der nachfolgenden Ruhepause kommen die Gosausedimente zur Ablagerung. Über erodiertem und bereits beträchtlich verfaltetem Hauptdolomit folgen im Mutterkopfggebiet bis 670 m mächtige klastische Sedimente in einer annähernd E-W-orientierten Einmündung: Die Verbreitung muß weit über das heutige Vorkommen hinausgegangen sein.

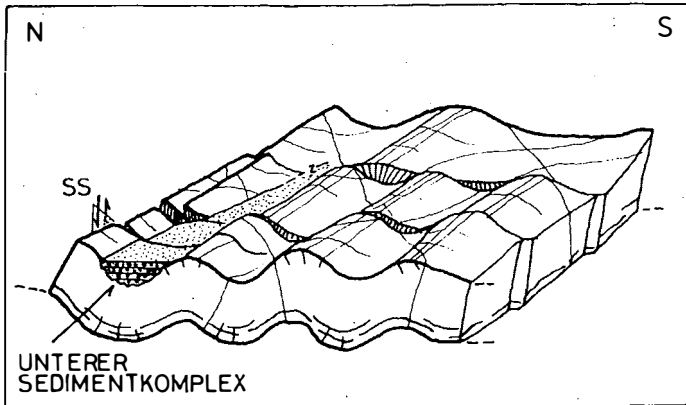


Abb. 11

Schema 5: Innerhalb der Muttekopfgosau konnte WOPFNER (1954) die Rotkopfdiskordanz feststellen. Die geringe Winkeldiskordanz zwischen dem unteren und oberen Sedimentkomplex kann mit der Ressenphase korreliert werden. Gleichzeitig kommt es zu einer geringfügigen Trogverlagerung im Gosaumeer. Die Ressenphase war also mit einer Kompression verbunden, die die Schichten des unteren Sedimentkomplexes mit ihrem Untergrund leicht einmuldete.

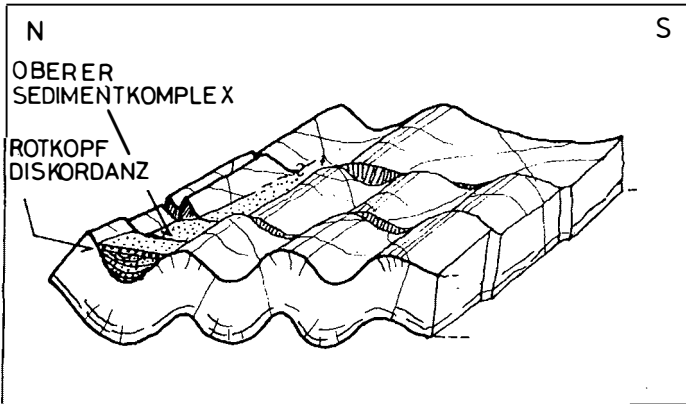


Abb. 12: RD - Rotkopfdiskordanz

Schema 6: Während des nachgosauischen Hauptnachscheses wurde der ganze Bereich beträchtlich komprimiert. Dies läßt sich an der Einmuldung der Rotkopfschichten ablesen. Es ist anzunehmen, daß nachgosauisch keine wesentlichen Überschiebungen der Inntaldecke gegenüber ihrem unmittelbaren Untergrund (Lechtaldecke etc.) stattgefunden haben, während die Nördlichen Kalkalpen als Ganzes noch in Bewegung waren. In dieser Phase wurde vermutlich die Scharnitzsattelstörung wieder aktiviert. Neben der horizontalen ist auch eine beträchtliche vertikale Bewegungskomponente festzustellen. WOPFNER (1954) nimmt eine Sprunghöhe von ca. 40 m an.

		SEDIMENTATION	NACH T O L L M A N N (1966)		Auswirkungen im Arbeitsgebiet und Zuordnung der Deformation	
			TEKTONISCHE PHASEN	AUSWIRKUNGEN		
T R I A S	Skyth	Alpiner Buntsandstein	Montenegrinische Phase	synsedimentäre Bruchtektonik	Faziesdifferenzierung im Alpinen Muschelkalk	
	Anis	Alpiner Muschelkalk				
	Ladin	Partnachschieben Wettersteinkalk	Jungladinische Phase	spätladinische Hebung	Emersion des Wettersteinkalkes, Spaltenbildung, Verkarstung	
	Karn	Raibler Schichten				
	Nor	Hauptdolomit	Altkimmerische Phase	Schichtlücke im Lias α häufig	Spaltenbildung im "Rhätoliaskalk", rote Hohlraumfüllungen	
	Rhät	Kössener Schichten "Rhätoliaskalk"				
J U R A	Lias	Allgäuschichten	Austroalpine Phase	Beginn des Deckenschubes, erste Faltung	Ablösung des Oberostalpins vom Untergrund	
	Dogger					
	Malm	Radiolarit				
K R E I D E	Neokom	Aptychenschichten	Austroalpine Phase	Beginn des Deckenschubes, erste Faltung	Ablösung des Oberostalpins vom Untergrund	
	Alb	Gosau				Austroalpine Phase
	Cenoman		Austrische Phasen	noch kein interner Deckenschub	Beginnende Großfaltung	
	Turon		Mediterrane Phase	Deckenüberschiebungen	Deckenüberschiebungen	Verschuppung in der Heiterwand
	Coniac					
	Santon		Ressenphase	Diskordanzen in der Gosau	Eingleiten der Megabreccie "Blaue Köpfe" (vermutlich tektonische Ursachen) Rotkopfdiskordanz in der Muttekopfgosau, intragosauische Faltung!	
	Campan					
	Maastricht	Ressenphase	Diskordanzen in der Gosau	Eingleiten der Megabreccie "Blaue Köpfe" (vermutlich tektonische Ursachen) Rotkopfdiskordanz in der Muttekopfgosau, intragosauische Faltung!		
Paläozän						
T E R T I Ä R	Eozän	Illyrische Phase	1. nachgosauischer Hauptnachschiebung	Fortsetzung der Deckenfaltung, Überschiebung der NKA auf das Vorland weiteres Zerschneiden nach ac, <u>postgosauische Faltung!</u> Staffelung an den ac-Klüften Steilstellung der Deckengrenzen, Staffelung, "Deckelklüfte" Zerschneiden des Tschirgantensattels, Über- bzw. Unterschiebung der Sattelflügel		
	Oligozän				Pyrenäische Phase	Herauslösen der Larsenscholle (unter Annahme der parautochthonen Entstehung) und deren Schub nach N an den Südflügel der Muttekopfgosausüdmulde
	Miozän	Savische Phase	2. nachgosauischer Hauptnachschiebung, Schuppung			
	Pliozän					

Tab. 2

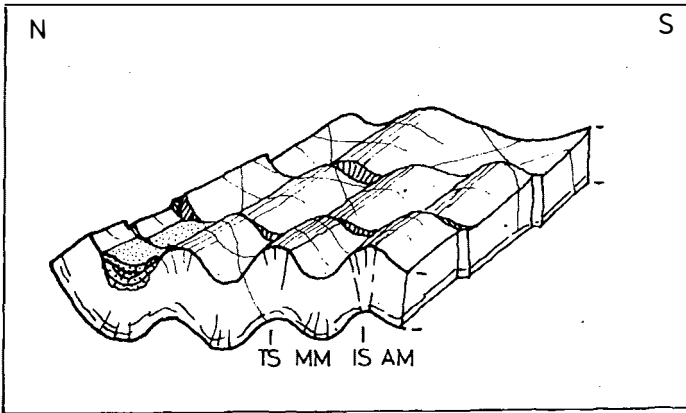


Abb. 13: TS - Tschirgantsattel, MM - Milser-Berg-Mulde, IS - Inntalsattel, AM - Arzler-Wald-Mulde

Schema 7: Durch weitere Einengung kommt es zur Steilstellung der Decken-nordgrenze. Dadurch wird die Jungschichtenzone der Lechtaldecke, die bereits durch die Deckenüberschiebung stark tektonisch beansprucht wurde, zusätzlich belastet. Die Folge ist das Auftreten von Schuppungen und isoklinaler Faltung, die sich heute in mehreren Schichtwiederholungen ablesen läßt.

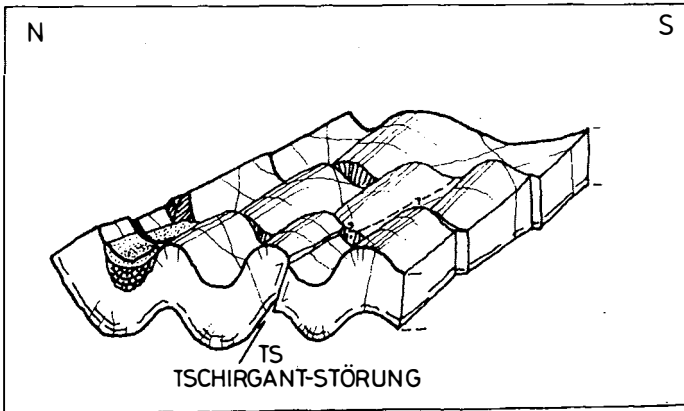


Abb. 14: TS - Tschirgantsattel

Nachgosauisch wäre auch der Einschub der Larsenscholle einzuordnen, wenn sie als tektonische höhere Einheit über der Inntaldecke angenommen wird.

Infolge der starken Einengung kommt es zur Anlage der Tschirgantstörung.

Schema 8: Der weiteren Kompression, möglicherweise hervorgerufen durch den Anschub der Ötztalmasse, hält der First des Tschirgantsattels nicht weiter stand. In einer südvergente Aufschiebung überfährt er die Serien des Südlügels der Struktur. Gegen W wirkt sich der Druck nicht mehr so

stark aus, der Sattel ist weniger zerschert und läuft in die Spießrutenspitz-Wildkarlestörung aus.

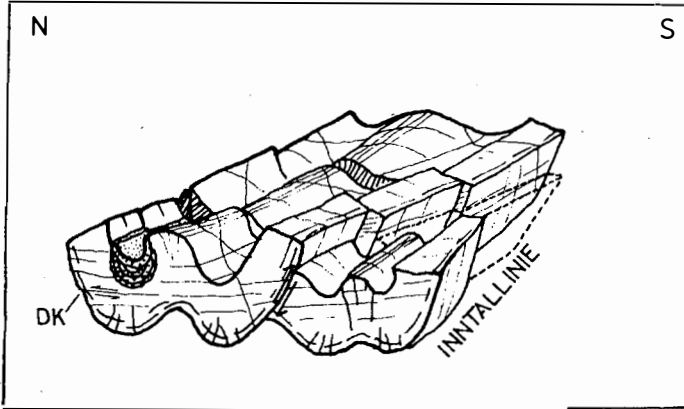


Abb. 15: DK - Deckelklüfte

Die starke Beanspruchung macht sich im Bereich südlich des Hauptkörpers der Innthaldecke durch intensive Schuppung, Faltung und Überkippung der Serien bemerkbar.

Die letzten Staffellungen, die die Deckengrenze im Zehnermeterbereich versetzen, und die söligen Störungen, die sogenannten Deckelklüfte (KRAUS, 1965; KROLL, 1965; u.a.), sind den jüngsten Bewegungen in diesem Raum

Tabelle 2 zeigt die Abfolge der Orogenphasen und deren Wirkungen in tabellarischer Form.

Literatur

AMPFERER, O. & W. HAMMER (1911): Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. - Jb. Geol. R.-A., 61, 531-710, Wien.

AMPFERER, O. (1914): Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. - Jb. Geol. R.-A., 64, 1914, 307-326, Wien 1915.

AMPFERER, O. (1930): Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. - Jb. Geol. B.-A., 80, 407-451, Wien.

BECHSTÄDT, T. & H. MOSTLER (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mittel-triadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. - Geol. Paläont.Mitt. Innsbruck, Bd. 4, 5/6, 1-74, Innsbruck.

BECKE, M. (1980): Geologisch-tektonische und paläomagnetische Untersuchungen im Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen, Tirol). - Unveröff. Diss., Natw. Fak. Univ. Innsbruck.

- BRANDNER, R. (1978): Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 8, Festschrift W. Heißel, 317-354, Innsbruck.
- FRISCH, J. (1975): Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. - Jb. Geol. B.-A., 118, 75-117, Wien.
- GROTTENTHALER, W. (1968): Zur Geologie des Tschirgant zwischen Gurgltal im Norden und dem Kalkalpensüdrand (Tirol). - Unveröff. Dipl.-Arbeit, Geol. Inst., TH Münschen.
- HEISSEL, W. (1958): Zur Tektonik der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 95-132, Wien.
- HIERONYMI, C. (1978): Untersuchungen zu Sedimentpetrographie und Metamorphoseeinflüssen im Anis-Ladin zwischen Imst (Tirol) und Füssen (Allgäu). - Dipl.-Arbeit, J.W. Goethe-Univ. Frankfurt.
- JACOBSHAGEN, V. (1961): Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 113, 153-206, 11 Abb., 5 Beil., Stuttgart.
- JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. - Jb. Geol. B.-A., 108, Wien.
- KOCKEL, C.W. (1954): Die Larsennscholle bei Imst (Tirol). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1953, 520-533, Stuttgart.
- KOCKEL, C.W. (1956): Der Zusammenbruch des kalkalpinen Deckenbaus. - Z. Deutsch. Geol. Ges., 108, Hannover.
- KRAUS, E. (1949): Die Entstehung der Inntaldecke. - N. Jb. Miner., Abt. B, 31-95, Stuttgart.
- KRAUS, O. (1965): Geologische Spezialuntersuchungen im westlichen Bereich des Heiterwandgebietes (Lechtaler Alpen). - Unveröff. Dipl.-Arbeit, TU München.
- KRAUS, O. & P. SCHMIDT-THOMÉ (1967): Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwandgebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 117-127, Stuttgart.
- KROLL, J. (1965): Geologische Spezialuntersuchungen im östlichen Bereich des Heiterwandgebietes (Lechtaler Alpen). - Unveröff. Dipl.-Arbeit, Geol. Inst., TH München.
- MILLER, H. (1963): Gliederung und Altersstellung der jurassischen und unterkretazischen Gesteine am Südrand des Wetterstein-Gebirges ("Jungschichtenzone") mit einem Beitrag zur geologischen Stellung der Ehrwaldite. - Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 3, 51-73, München.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W. (1970): Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. - Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck (in: "Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg", Hrsg. H. Mostler), 255-308, Innsbruck.

- NIEDERBACHER, P. (1981): Geologisch-tektonische Untersuchungen in den südöstlichen Lechtaler Alpen (Nördliche Kalkalpen, Tirol). - Unveröff. Diss., Natw. Fak. Univ. Innsbruck,
- OBERHAUSER, R. (1980) (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs. - Springer-Verlag.
- PLÖCHINGER, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. In: OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs. - Hrsg. Geol. B.-A., 218-262, Wien.
- RENATUS, L. (1968): Geologische Spezialuntersuchungen am Südostende der Lechtaler Alpen zwischen Imst und dem Larsenental. - Unveröff. Dipl.-Arbeit, Geol. Inst., TH München.
- RICHTER, M. (1930 b): Die Struktur der Nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. - N. Jb. Miner., Beil.-Bd., 63, Abt. B, 1-62, 7 Abb., Taf. 1-3, Stuttgart.
- SCHMIDEGG, O. (1959): Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). - Jb. Geol. B.-A., 102, 3, Wien.
- SPENGLER, E. (1951): Zur Verbreitung und Tektonik der Inntaldecke. - Z. Dt. Geol. Ges., 102, Hannover.
- TOLLMANN, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. - Geotekton. Forsch., 21, I-II, 1-156, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1970 a): Der Deckenbau der westlichen Nordkalkalpen. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 136, 80-133, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1970): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 3. Teil: Westabschnitt. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 62 (1969), 78-170, Wien.
- TOLLMANN, A. (1971): Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen. - Jb. Geol. B.-A., 114, 273-340, Wien.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. - 404 S., Verlag Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil 3. - 449 S., Verlag Deuticke, Wien.
- WESTRUP, J. (1970): Geologie der südlichen Lechtaler Alpen zwischen Schnann und Imsterau (Tirol). - Diss., Natw. Fak. Univ. Marburg/Lahn).
- WOPFNER, H. (1954): Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Muttekopf-Gebietes (Tirol). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 100, 11-82, Stuttgart.

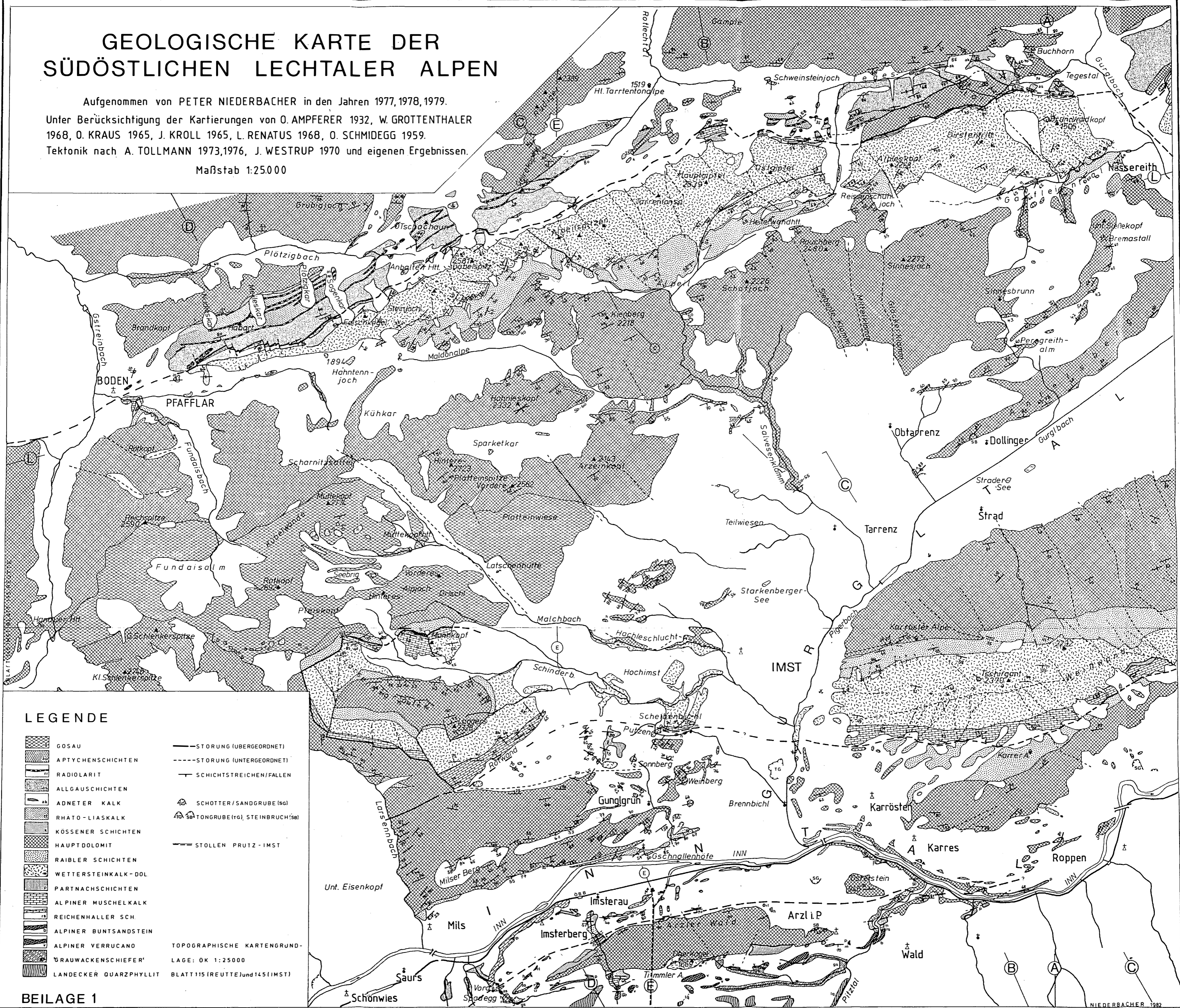
GEOLOGISCHE KARTE DER SÜDÖSTLICHEN LECHTALER ALPEN

Aufgenommen von PETER NIEDERBACHER in den Jahren 1977, 1978, 1979.

Unter Berücksichtigung der Kartierungen von O. AMPFERER 1932, W. GROTTENTHALER 1968, O. KRAUS 1965, J. KROLL 1965, L. RENATUS 1968, O. SCHMIDEGG 1959.

Tektonik nach A. TOLLMANN 1973, 1976, J. WESTRUP 1970 und eigenen Ergebnissen.

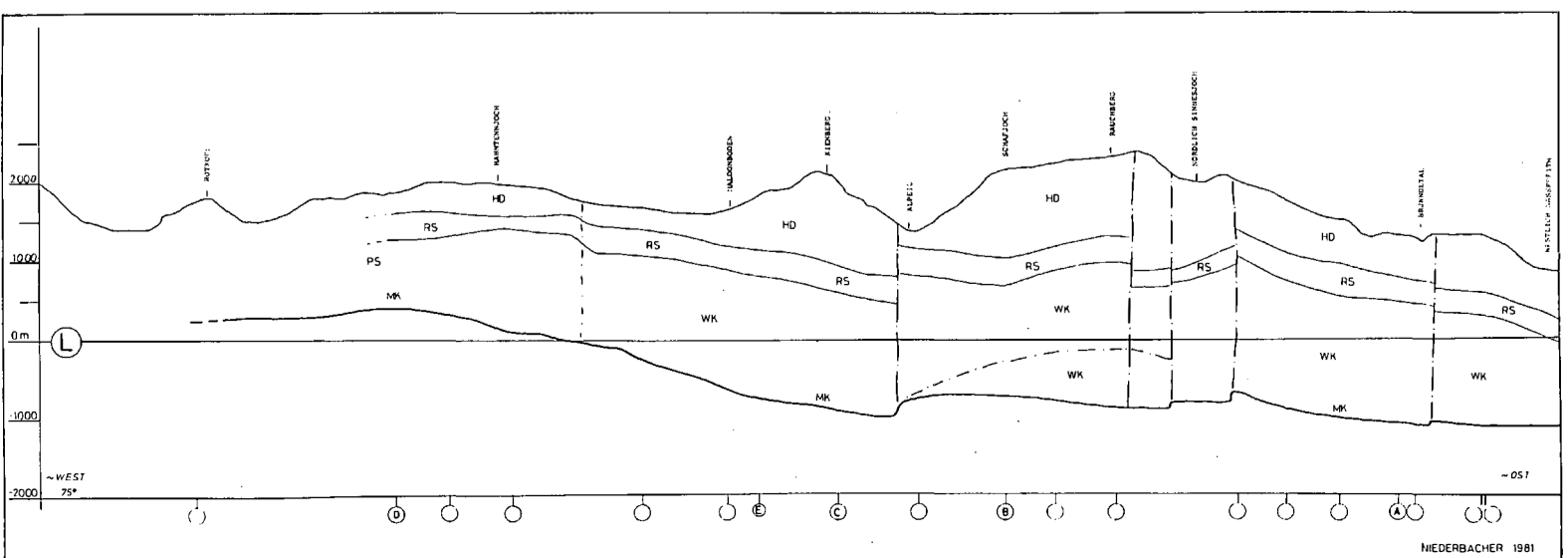
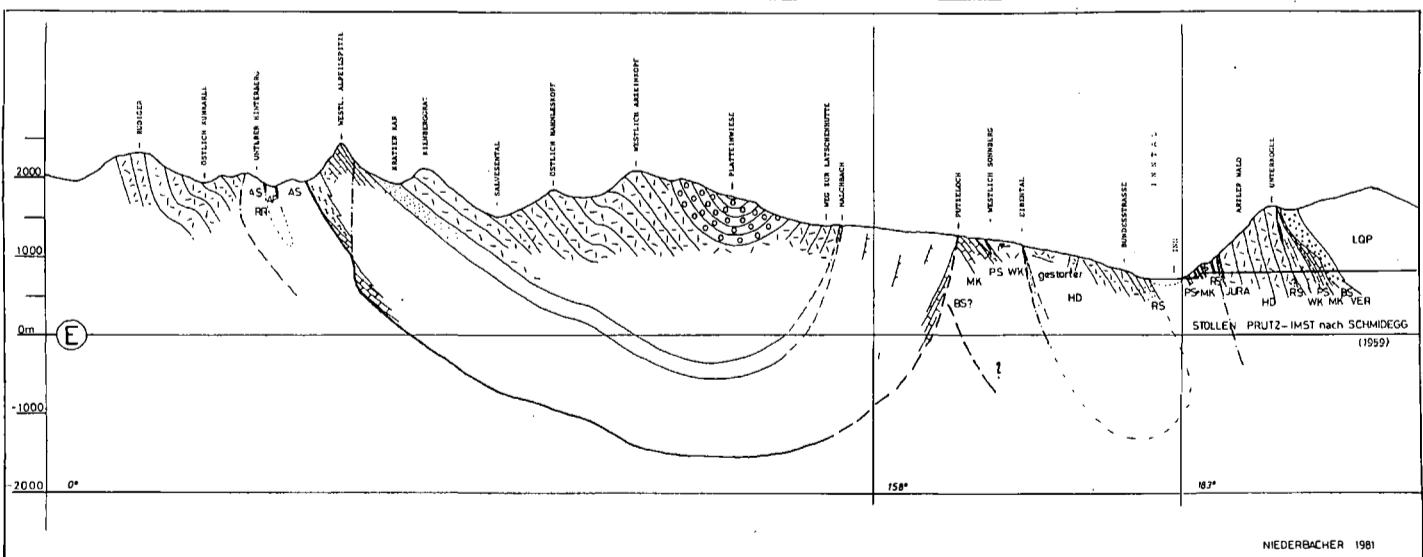
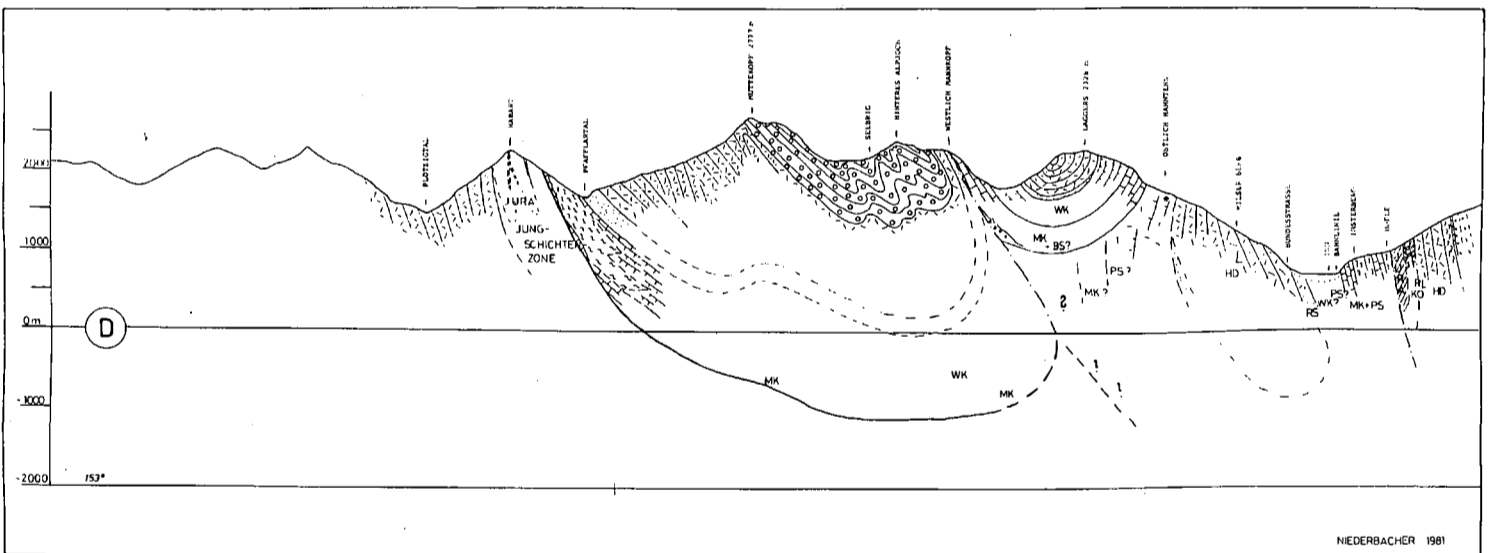
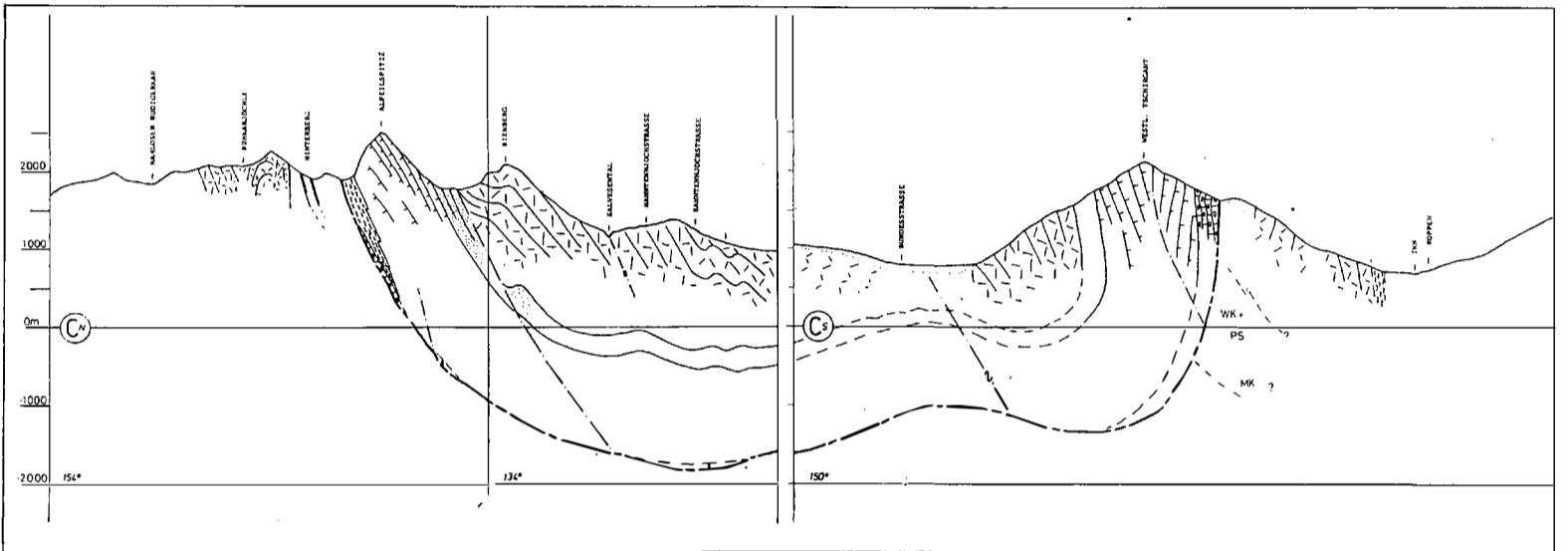
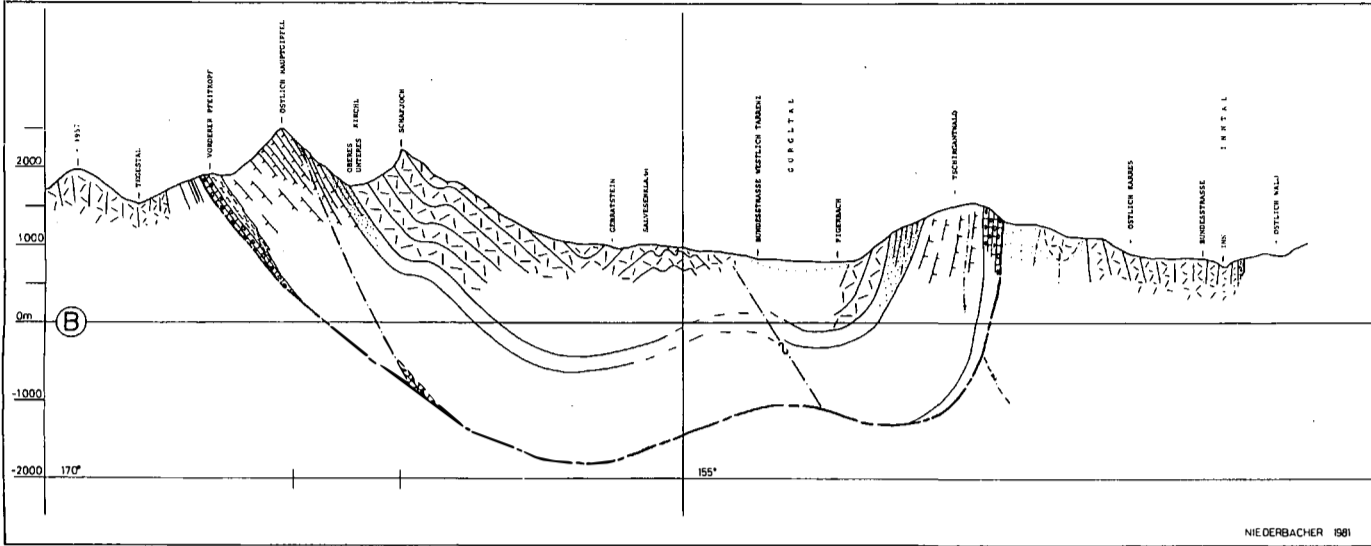
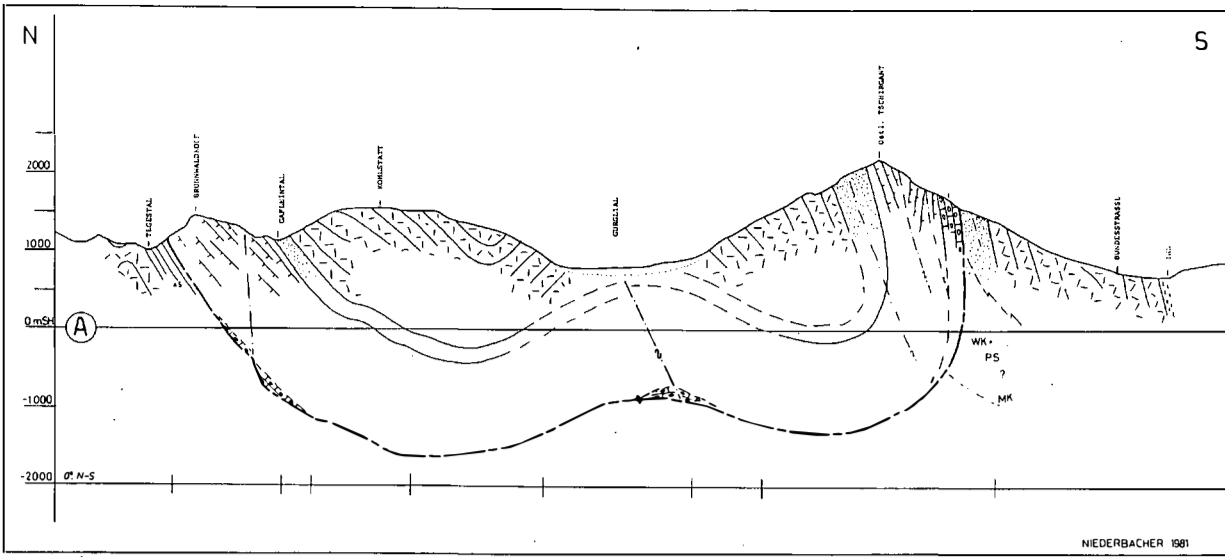
Maßstab 1:25.000

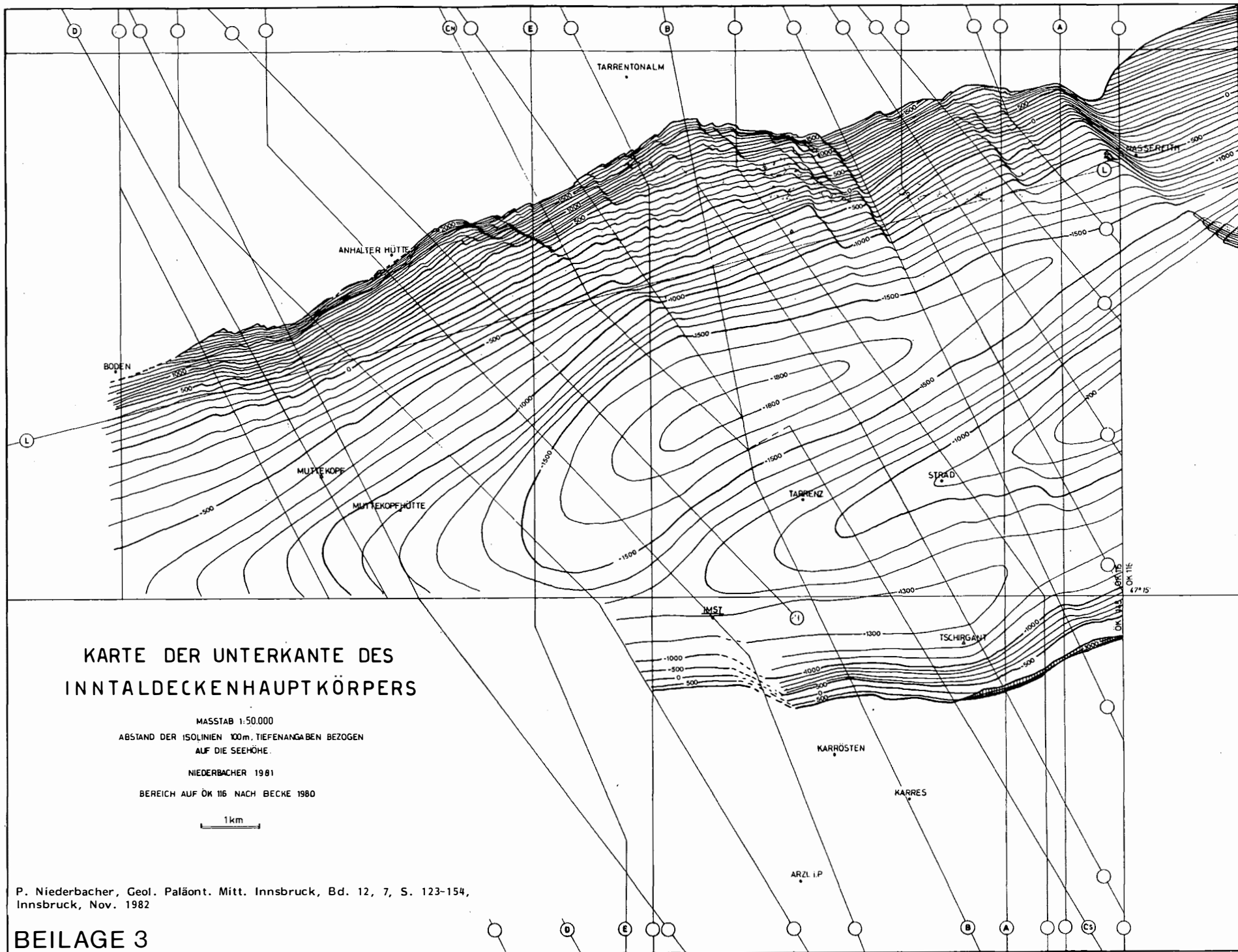


BEILAGE 1

NIEDERBACHER 1982

PROFILTAFEL





KARTE DER UNTERKANTE DES
INNTALDECKENHAUPTKÖRPERS

MASSTAB 1:50.000
ABSTAND DER ISOLINIEN 100m. TIEFENANGABEN BEZOGEN
AUF DIE SEEHÖHE.

NIEDERBACHER 1981
BEREICH AUF ÖK 116 NACH BECKE 1980

1 km

P. Niederbacher, Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 12, 7, S. 123-154,
Innsbruck, Nov. 1982

UNTERSUCHUNGEN ÜBER DIE EIGNUNG EINIGER VORKOMMEN BASISCHER MAGMATITE IM WESTABSCHNITT DER WESTLICHEN NÖRDLICHEN GRAUWACKENZONE ALS MINERALISCHE ROHSTOFFE

von B. Davogg*)

mit 9 Abbildungen und 11 Tabellen

Zusammenfassung

Aufgrund der durch die Thematik der Arbeit bestimmten Zielsetzung und Aufgabenstellung erfolgte zuerst eine Auskartierung der magmatogenen Sequenz innerhalb der tieferen Wildschönauer Schiefer in den drei ausgewählten, relativ begrenzten Gebieten im Tiroler Abschnitt der Nördlichen Grauwackenzone, im Maßstab 1:20 000 bzw. 1:10 000 bzw. 1:5 000.

Die nach den Kartierungsergebnissen für einen technisch durchführbaren Abbau eventuell als geeignet angesehenen Magmatitvorkommen wurden zur Erfüllung der Projektzielsetzungen auf verschiedene Verwendungszwecke als mineralischer Rohstoff charakterisierende, Gesteinseigenschaften hin untersucht. Die Klassifizierung der Gesteinsqualität stützt sich dabei vor allem auf das die Eigenschaften stark beeinflussende Mineralgefüge und den Mineralbestand. Weiters erlauben Angaben über die abbautechnischen, volumsmäßigen und verkehrstechnischen Verhältnisse und über die Umweltsituation der einzelnen Lagerstättenräume eine Beurteilung aus wirtschaftlicher Sicht bei Beachtung einer integrierten Nutzungsplanung. Die Ergebnisse der Arbeit sind derart, daß alle drei untersuchten Gebiete in eine Bestandskartei zur späteren Heranziehung und Nutzung aufgenommen werden können.

Summary

According to the subject the magmatogene sequence within the "tieferen Wildschönauer Schiefer" in the "Nördliche Grauwackenzone" of three selected territories were mapped. To accomplish the aim of the natural resources projects - an inventory of mineral resources in Tirol - three localities of greater occurrences of basic igneous rocks were studied more specifically after mapping had shown the technical possibility of mining.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Bernhard Davogg, Oberösterreichische Kraftwerksgesellschaft, Bahnhofstr. 67, A-4810 Gmunden

Mainly basing on mineral texture, mineralogical paragenesis and macroscopic impressions I tried to classify physical and technical properties of the rocks and suggest them for profitable applications as mineral raw materials. A final point describes the exploitational, technical and economic situation of a possible surface mining.

Inhalt

Gedanken zur Lage der Rohstofferkundung

Rohstoffkundliche Auswertung der Kartierungsgebiete

- 1) Der Bereich zwischen St. Johann und Fieberbrunn
- 2) Das Gebiet um das Kropfrader Joch
- 3) Der rückwärtige Abschnitt des Hörndlinger Grabens

Literatur

Gedanken zur Lage der Rohstofferkundung

"Die Nutzung mineralischer Rohstoffe, bzw. die Versorgung einer Wirtschaft mit ihnen, hat für die Entwicklung der menschlichen Gesellschaft große Bedeutung gehabt. Es wird daher auch in der Zukunft der Nachweis und die Erkundung von Ressourcen mineralischer Rohstoffe und ihre Nutzarmachung Aufgabe einer globalen Rohstoffpolitik sein (aus PESCHEL, 1977)."

Die heutige Situation zeigt jedoch, daß selbst in großräumigen Territorien die Ressourcen beschränkt sind, und somit die Versorgung einer Wirtschaft mit geeigneten Rohstoffen immer schwieriger wird.

Zahlreiche Parameter wie (a) Kriterien für die Klassifikation von Lagerstättenvorräten, (b) Anforderungen an die Qualität und Ausbildung eines Rohstoffes, (c) Bedarf an gewissen Rohstoffen, (d) neue Techniken der Nutzarmachung, (e) wirtschaftliche Prosperität, (f) Auflagen des Umweltschutzes, (g) das Kosten (u.a. Energieeinsatz):Nutzen-Verhältnis,....., sind ständigen Veränderungen unterworfen, was eine dauernde Evolution der Rohstoffwirtschaft mit sich bringt (Z. f. Angew. Geol.). Um den heutigen Anforderungen, also optimaler Einsatz von Energie, Mensch und Rohstoff, bei größtmöglicher Rücksichtnahme auf unsere Umwelt gerecht zu werden, setzen sich folgende Tendenzen mehr und mehr durch (gilt vorw. für mineralische Rohstoffe, Massenrohstoffe):

- Registrierung, Bestandsaufnahme von Rohstoffquellen; Anlegen von Rohstoffkarteien.
- Einbeziehung der Rohstofflagerstätten (bes. geplante Tagbaue) in die Planung einer optimalen Territorialstruktur (Raumplanung, Naturraumpotentialkarten). Bsp.: Tiroler Umweltschutzkonzept.
- Intensivierung der Zusammenarbeit von Geologie, Bergbau und Wirtschaftswissenschaften.
- Forschung auf dem Gebiet der Eigenschaften der Rohstoffe, der zielgerichteten Anwendung, der Entwicklung neuer Gewinnungstechnologien, der Lagerstättenengese, der Lagerstätten erkundung, der Altrohstoffwiederverwertung.
- Komplexe, integrierte, somit rückstandsarme Nutzung von Rohstoffen eines Lagerstättenbereiches.
- Rechtzeitige Planung der Umweltre kultivierung.
- Regionale, überregionale und internationale Rohstoffpolitik.

Die Lage in Österreich: (Grundlagen der Rohstoffversorgung, Bundesministerium für Handel, Gewerbe und Industrie, Wien 1979)

Österreich ist, wie viele andere westeuropäische Staaten, zur Versorgung der heimischen Industrie mit mineralischen Rohstoffen großteils auf Importe angewiesen. Nur selten kann der Bedarf aus inländischer Gewinnung gedeckt werden (Zn, NaCl) oder sogar Export betrieben werden (W, Sb, Magnesit, Graphit, Talk). Die Versorgung mit Massenrohstoffen (natürliche Baustoffe, Rohstoffe für Kalk-, Zement- und Ziegeleiindustrie) ist derzeit noch, von regionalen Engpässen abgesehen, einigermaßen gewährleistet.

Auf österreichischem Staatsgebiet tritt zwar eine große Vielfalt von Gesteinen, angefangen von metamorphem Altkristallin bis zu quartären Schottern, auf, doch verhindern der äußerst komplexe geologische Bau und die ausgeprägte Morphologie das Auftreten größerer Lagerstätten und die technische Anlage von größeren Abbauen.

Neue Erkenntnisse über Lagerstättengenese und deren Verhalten bei orogenetischen Prozessen, verbesserte Suchmethodik, neue Geotechnik und Aufbereitungsverfahren (Hydrometallurgie) bzw. gesteigerte Nachfrage geben jedoch die Möglichkeit, neue bauwürdige Lagerstätten zu finden und andere Rohstoffquellen interessant zu machen.

Ein weiteres Problem, das in hohem Maß für das Reise- und Urlaubsland Österreich zutrifft, ist die zu erreichende Koexistenz zwischen alpinem Bergbau und dem Umweltschutz bzw. Fremdenverkehr.

Um den Anliegen sowohl der (vorw. Tagbau) Rohstoffversorgung als auch der Raumplanung und dem Fremdenverkehr gerecht zu werden, ist man bestrebt, für viele Gebiete Naturraumpotentialkarten zu erstellen. In ihnen soll das Potential an Rohstoffen, an Siedlungsraum, an möglichen Verkehrsflächen, an land- und forstwirtschaftlich nutzbarem Areal, und auch das Potential an Erholungsraum eines bestimmten Gebietes zusammengefaßt und beurteilt werden, um so den zur Verfügung stehenden Grund und Boden der volkswirtschaftlich günstigsten Verwendung zuzuführen.

Von rohstoffkundlicher Seite ist eine Bestandsaufnahme aller verwertbaren Rohstoffe die Voraussetzung. Meine drei kartierten und ausgewerteten Vorkommen stellen einen kleinen Beitrag zu dieser Bestandsaufnahme dar.

Rohstoffkundliche Auswertung der Kartierungsgebiete

Die zu kartierenden Gesteinsvorkommen liegen alle in Teilen des Tiroler Abschnittes der Nördlichen Grauwackenzone und innerhalb dieses im Komplex der tieferen Wildschönauer Schiefer. Dank der Voruntersuchungen von Prof. MOSTLER war es möglich, die rohstoffhoffigen Areale flächenmäßig stark einzuengen. So wurden schließlich drei kleinere Gebiete für eine detailliertere Erkundung ausgewählt (Abb. 1):

- 1) die südliche Talflanke des Tales der Pillersee-Ache zwischen St. Johann und Fieberbrunn,
- 2) der Bergrücken des Kropfrader Joches südlich von Wörgl,
- 3) der hintere Abschnitt des Hörndlinger Grabens (Schwarzachbachtal) südlich von Hochfilzen.

- 1) Der Bereich zwischen St. Johann und Fieberbrunn

Aufgabenstellung

Ziel der Arbeiten soll es sein, weitere Vorkommen von Diabaslagergängen in der Nördlichen Grauwackenzone Tirols zur Gewinnung von hochwertigem Splitt zu erkunden. Dies, um der in diesem Raum - es handelt sich um das Gebiet Kitzbühel/St. Johann/Fieberbrunn - bereits ansässigen Natursteinindustrie (hauptsächlich das Hartsteinwerk Kitzbühel) den Weiterbestand aus der Sicht der Rohstoffbeschaffung zu sichern.

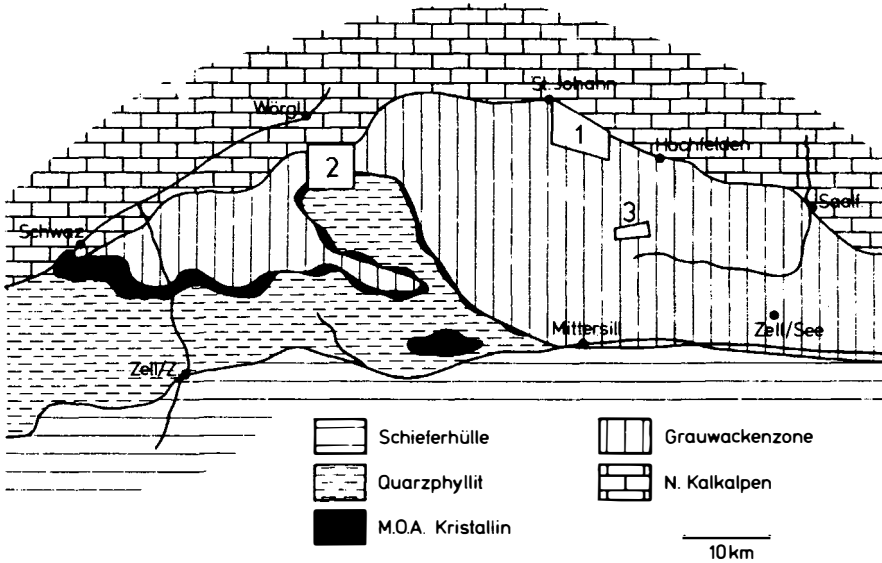


Abb. 1

Bedeutung

Die Bedeutung dieses Rohstoffes (siehe auch HADITSCH, 1979) liegt in seiner ausgezeichneten Eignung als Betonzuschlagstoff, Gleisbettungsschotter und als Splitt zur Herstellung bitumgebundener Decken. Er erfüllt die an ihn gestellten Anforderungen wie hohe Schlagfestigkeit, gedrungene Kornform des gebrochenen Gutes, raue Bruchflächen und gute Bitumhaftfestigkeit im allgemeinen in hohem Maß. Früher lag der Hauptverwendungszweck im Eisenbahnbau, wo die Diabassplitt als Gleisbettungsstoffe ihre Verwendung fanden. Die heutige Bedeutung erlangte dieser Rohstoff als Zuschlagstoff in Beton und Bitumen für Fahrbahndecken von Landstraßen bis zu Autobahnen. Aufgrund der hohen dynamischen Festigkeit dieses Gesteins wird in Zukunft wahrscheinlich das Hauptverwendungsgebiet im Gleisbettungsmaterial für geplante Hochgeschwindigkeitseisenbahnstrecken liegen (siehe auch Pläne zur "Brennerflachbahn"/Tiroler Umweltschutzkonzept). Nicht zuletzt auch deshalb, weil Diabassplitt als Zuschlagstoff für Fahrbahndecken (vorw. Autobahnen) aufgrund seines geringen Lichtreflexionsvermögens (sicherheitsgefährdend bei Nacht) stellenweise auf Ablehnung stößt (Bsp.: neue Betonfahrbahndecke der Inntalautobahn von Wörgl nach Kufstein, 1979 - hier wurde der hellere Kalksplitt als Zuschlagstoff verwendet).

Für die Untersuchungen wurde der kleine Raum der Südseite des Tales der Pillersee-Ache von Fieberbrunn bis St. Johann ausgewählt (nach Voruntersuchungen von Prof. MOSTLER). Nach der Kartierung und unter Berücksichtigung der primären Voraussetzungen zur Errichtung eines Abbaus auf Natursteine, nämlich vertretbare günstige verkehrstechnische und abbautechnische Verhältnisse, blieb nur ein Vorkommen eines Diabaslagerganges übrig, das diese ersten Voraussetzungen erfüllte, und so weiteren Untersuchungen

über Quantität und Qualität der Natursteinlagerstätte zugeführt werden konnte. Es handelt sich hier um den Diabaslagergang, der sich am Ausgang des Trattenbachtals befindet.

Geologische Situation

Der ganze Komplex liegt in einem Schichtpaket, das annähernd E-W streicht und nach Süden einfällt (Abb. 2). Es besteht aus einer Tuffabfolge, in der der Lagergang steckt, und aus sie überlagernden Tonschiefern mit Subgrauwackenlagen. Der Diabaslagergang selbst steckt, teilweise konkordant auflagernd, teilweise diskordant durchschlagend, teilweise von Störungen begrenzt, in vorwiegend grünlichen Tuffen. Diese Störungen bewirken eine Zerteilung des Vorkommens, die durch Versetzung sowohl lateral als auch vertikal entstand. Die steilstehende Auf-/Abschiebungsbahn verläuft parallel dem Trattenbachtal und bewirkte einen Versatz des Lagerganges um ca. 10 m (Abb. 3 - Skizze a). Diese Störung wird von einer nahezu senkrecht auf ihr stehenden, fast saigeren Blattverschiebungsbahn abgeschnitten. Diese wiederum versetzt zwei Teile des Magmatitkörpers in NE-SW-streichender Richtung um den Betrag von ca. 130 m (Abb. 3 - Skizze b). Ein weiterer Hinweis für die Versetzung bzw. deren Beträge sind die Position und das Auftreten der drei Varietäten des in sich leicht differenzierten Lagerganges (Abb. 3 - Skizze c).

Abbautechnische Verhältnisse

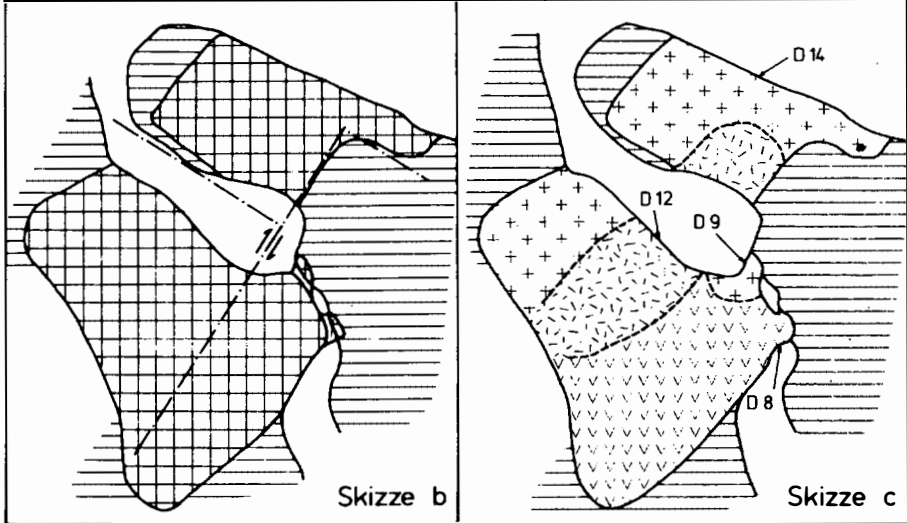
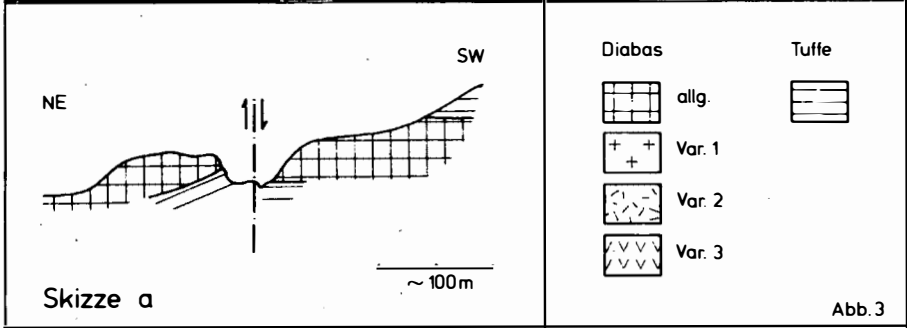
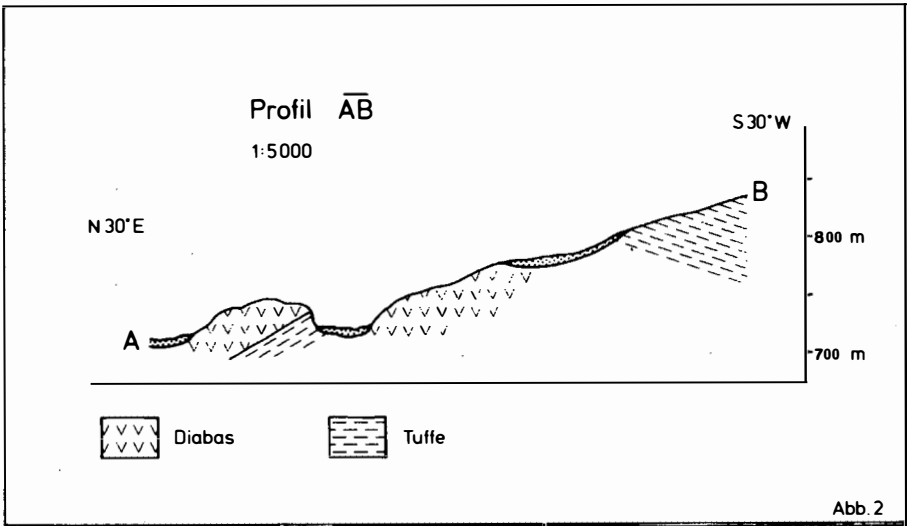
Durch die auf dem Hangenden des Diabaslagerganges in der Morphologie des Geländes deutlich hervortretende Verebnung wird der Abbau stark begünstigt. Z.B. ist eine Vergrößerung des Abbauprofils ohne ein Mehr an Abraum und ohne steilere und höhere Böschungen am Lagerstättenrand möglich (Abb. 4 - Profile 1-5). Da das Vorkommen bis zum Talboden herabstreicht, ist es auch verkehrsmäßig leicht erschließbar. Einziges Hindernis stellt der durch den Lagerstättenbereich fließende Trattenbach dar. Außerdem weist es außer der Vegetationsdecke und der auf den Nordostteil begrenzten geringmächtigen (maximal 1.5 m) Moränenbedeckung, bzw. dem Hangschuttmaterial keinerlei vor dem Diabasabbau zu entfernende Überlagerung (etwa Tuffe) auf.

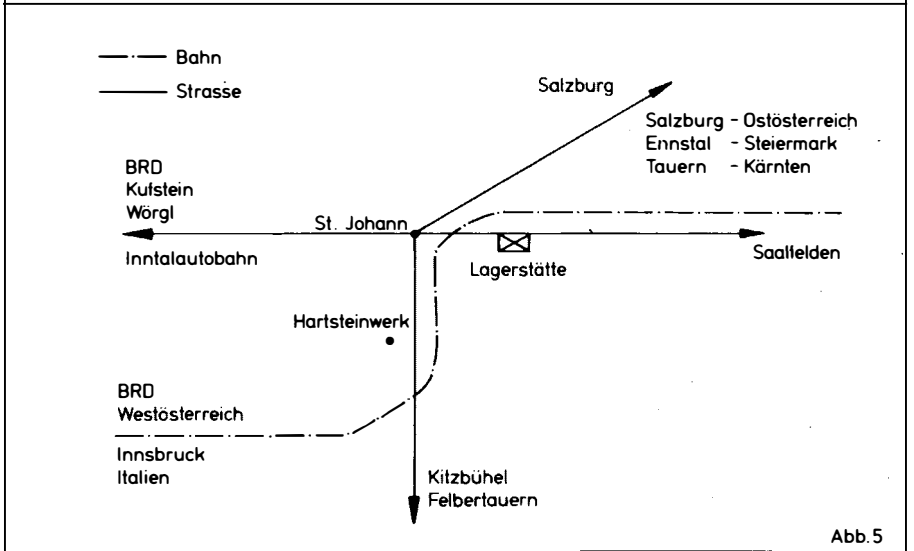
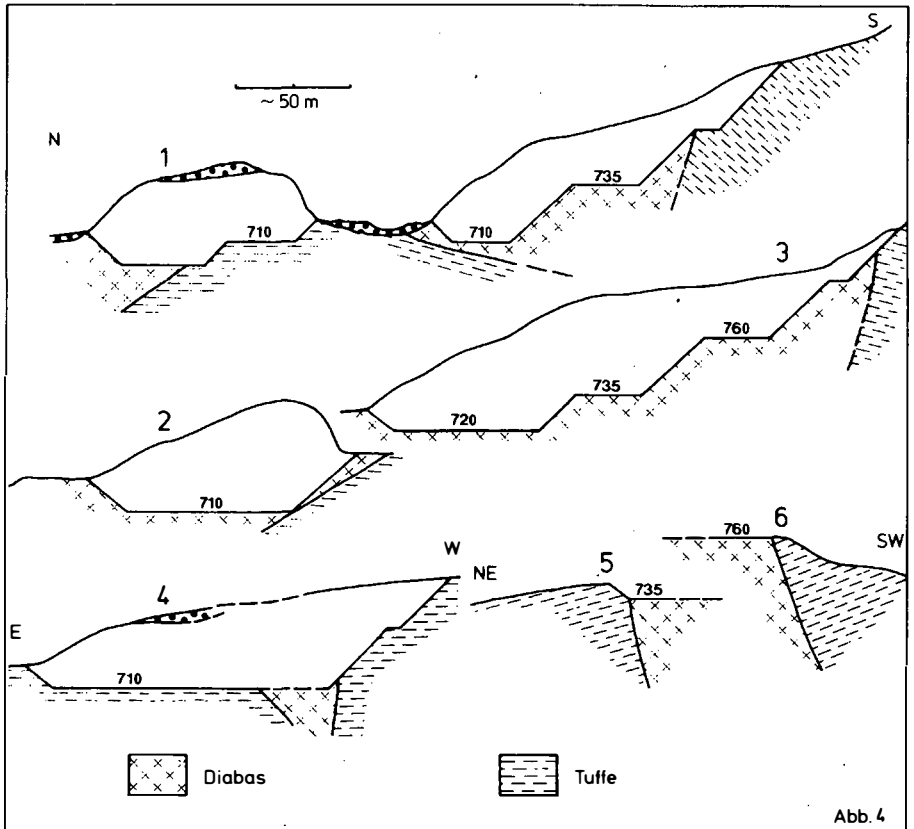
Das aus den Profilen errechnete ungefähre Abbauvolumen an Diabas

$$(V = \frac{F_1 + F_2 + \sqrt{F_1 \cdot F_2}}{3} \cdot \frac{L}{F_1 \cdot F_2})$$

beträgt 1.3 Mio m³, was ca. 4 Mio t Gestein entspricht.

Ebenfalls keine Probleme wirft die Frage nach der Lage der Lagerstätte zu wichtigen Verkehrsträgern, wie Bahn und Straße, auf (siehe Skizze - Abb. 5). Sie liegt direkt an der Hauptstraße von St. Johann nach Saalfelden, sowie auch an der Westbahnstrecke, und ist somit an das überregionale Verkehrsnetz angeschlossen. Da auch das Hartsteinwerk Kitzbühel in kilometermäßig geringer Entfernung liegt, ist das Problem langer, kostengünstig verlaufender Transportwege nicht evident.





Wenige Bedenken gegen die Errichtung des Tagbauabbaus dürfte es aus der Sicht des Umweltschutzes geben. Die Lagerstätte liegt am Ausgang in einem unzugänglichen Tal und ist von der Straße durch Ufervegetation und Wald verdeckt. Durch die geringe Größe des Vorkommens ist auch eine Rekultivierung des Areals leicht durchzuführen.

Qualitative Einstufung des Diabases

Die qualitative Einstufung des Diabaslagerganges erfolgte aufgrund seiner, an den Verwendungszwecken orientierten, Eigenschaften. Für die Erzeugung von hochwertigem Splitt gelten bei Diabasen folgende Eigenschaften als die ausschlaggebendsten Kriterien: (a) das Bruchverhalten
(b) das Festigkeitsverhalten

Bruchverhalten:

Der makroskopische Eindruck läßt auf einen wenig verwitterten, relativ frischen Diabas schließen. Dies konnte auch nach Betrachtung des Gesteins im Dünnschliff bestätigt werden. Die tektonische Beanspruchung erfolgte im Gegensatz zu den Tuffen vorwiegend ruptuell, wodurch es zu keiner die Bruchform schädlich beeinflussenden Verschieferung kam, und der Ergußgesteinscharakter des Gefüges gut erhalten blieb. Der Bruchkörper selbst ist ebenflächig begrenzt und Messungen an 30 Klüftkörpern verschiedener Größe ergaben ein durchschnittliches Längen-: Breitenverhältnis (L:d) von 2.18:1, was unter dem geforderten Wert von 3:1 liegt. Der ungefähre Anteil der sogenannten "Fische" (L:d > 3:1) lag, bei nur 30 Messungen, unter 20%. Die weiters durchgeführte Berechnung der Klüftigkeit des Gesteins ergab aus 50 Messungen einen durchschnittlichen Klüftabstand von 14.5 cm bzw. eine Klüftigkeitsziffer K (Klüfte/Meter) von 6.9.

Festigkeitsverhalten:

Da die Festigkeitseigenschaften eines Gesteins zum Großteil eine Funktion seiner petrographischen Beschaffenheit sind, erfolgen die Beurteilung der Festigkeit bzw. Hinweise auf deren Größe, durch die Beschreibung der kritischen Parameter (hauptsächlich Mineralbestand und Gefüge) unter dem Mikroskop (vorwiegend nach FREUND, 1955), und durch Vergleich der Ergebnisse mit Daten von Diabasen teilweise gleicher stratigraphischer Position und ähnlichen Gesteinen, von denen geotechnische Festigkeitswerte vorliegen (Tab. 1 und 2).

Zusammenfassendes Urteil

Die Diabase der Grauwackenzone werden in Tirol und Salzburg schon lange abgebaut und mit Erfolg als Zuschlagstoffe, Bettungsstoffe und Splittmaterial verwendet. Beispiele sind der Steinbruch des Hartsteinwerkes Kitzbühel, sowie der Pibergsteinbruch bzw. der Hinterburgbruch bei Saalfelden. Wie Vergleiche gezeigt haben, weichen die petrographisch-mineralogischen Eigenschaften, also die Haupteinflussfaktoren der die Verwendung bestimmenden Kriterien, des Gesteins des Diabaslagerganges im Trattenbachtal wenig oder gar nicht von denen der bereits eingesetzten Gesteine ab. Ebenso zeigt die vorwiegend nach FREUND (1955) durchgeführte Beurteilung der Festigkeitseigenschaften nach unter dem Mikroskop festzustellenden Mineral- und Gefügeeigenschaften, daß vom Mineralbestand und vom Gefüge her keine

KRITERIENBEURTEILUNG, BEMERKUNGEN**DRUCKFESTIGKEIT:**

hoher Gehalt druckfester Minerale	+ mehr als 60% Plagioklas, Cpx
wenige, leicht spaltbare Minerale	x fortgeschrittene Chloritisierung
Feinheit des Korns	+ \emptyset Korngr. 2 mm (Plag max. 3 mm)
Verfälschung durch Saussuritisation	+ durch Spilitisation vorhanden
Uralitisation, Epidotisation	
geringe Sericitisation	x unterschiedlich stark
hohe Innigkeit der Kornbindung	+ vorw. dolerit.-ophit. Gefüge
keine Gefügeanisotropie	+ vorw. dolerit.-ophit. Gefüge
keine Sprünge, Risse, feinen Klüfte	+ selten (mit Quarz, Karbonat verheilt)
keine Poren, Hohlräume	+ keine feststellbar

ZUG-BIEGEFESTIGKEIT:

Feinkörnigkeit	+ s.o.
unmittelbare Kornbindung	+ s.o.
filzig verschränkter Verband	+ s.o.
wenige, leicht spaltbare Minerale	x s.o.
keine Hohlräume, Bindungslücken	+ s.o.
keine Gefügeanisotropie	+ s.o.

SCHERFESTIGKEIT:

<u>Haftwiderstand</u> (Kornform, Kornverteilung, -orientierung)	+ ophitische Gefügeausbildung pos.
<u>Gefügewiderstand</u> (Verzahnung, Verfälschung, keine // -Gefüge)	+ s.o.
<u>Reibwiderstand</u> (Mineralbest., Kornform, -größe, Porosität)	+ s.o.

SCHLAGFESTIGKEIT:

geschlossenes, feines Gefüge	+ s.o.
keine Haarrisse, Klüfte	+ s.o.

KANTENFESTIGKEIT:

sperriges Gefüge	+ ophitisches Gefüge Idealfall
intensive Kornverzahnung	+ s.o.
anisometrische Kornform	+ Plag vorw. in Leistenform
Mittel- bis Grobkörnigkeit	x s.o.
kein monomineralischer Aufbau	+ siehe Mineralbestand
keine glasigen Substanzen	+ holokristallin

ABNUTZUNGSWIDERSTAND:

Härte, Spaltbarkeit, % d. Hauptgemengt.	+ mehr als 60% Plagioklas, Cpx
keine Gefügeanisotropie	+ s.o.
intensive Kornbindung	+ s.o.
keine Klüftung, Absonderung	+ kompakter, unverschief. Magmatit
geringer Verwitterungsgrad	+ gering

VERWITTERUNGSBESTÄNDIGKEIT:

geringer Verwitterungsgrad	+ s.o.
ger. Verwitterungsanfälligkeit d. Min.	+ günstiger Mineralbestand
Farbbeständigkeit (keine kohligen Substanzen u. Rostbildner)	+ Erzmin. vorw. Titanomag., Ilmenit, Pyrit, Kupferkies, untergeordnet
kleine Korngröße	+ s.o.
geschlossenes Gefüge	+ s.o.
keine Gefügeanisotropie	+ s.o.
keine Poren, Hohlräume	+ s.o.

Tab. 1: Festigkeitskriterien des Diabases im Trattenbachtal (nach mikroskopischer Untersuchungsmethode; FREUND, 1955)

+ = positiv, x = durchschnittlich

Diabas von Saalfelden (aus HADITSCH, 1979): -- Messungen von KIESLINGER, 1964: Druckfestigkeit (feink.): 2060 kp/cm ² (grobk.): 2240 kp/cm ²	
ZIRKL, 1968:	Druckfestigkeit: 1629-2210 kp/cm ² Biegezugfestigkeit: 244-256 kp/cm ² Schleiffestigkeit: 7.7-8.6 cm ³ /50 cm ²
Diabase (weltweit; aus PESCHEL: Natursteine):	Druckfestigkeit: 140-330 MN/m ² Biegefestigkeit: 27.5-72.5 MN/m ² Schlagfestigkeit: 8-22.5 Mnm/m ³ Schleiffestigkeit: 0.13-0.28 cm ³ /cm ²

Tab. 2: Geotechnische Werte vergleichbarer Gesteine

gravierenden negativen Einflüsse auf die Festigkeitseigenschaften des Gesteins zu erwarten sind. Es ist daher auch für diesen Lagergang eine den Anforderungen entsprechende Qualität anzunehmen, und so stünde einem Abbau von dieser Warte aus nichts entgegen.

Ein weiterer Faktor ist jedoch die zu erreichende Wirtschaftlichkeit eines Abbaus. Da aber günstige abbautechnische und verkehrstechnische Verhältnisse vorliegen, und dazu noch das das Abbauprodukt verarbeitende Werk und sicher auch Abnehmer vorhanden sind, steht einer Rentabilität eventuell nur die geringe maximal zu erreichende Abbaumenge an verwertbarem Gestein von ca. 4 Mio t im Wege.

Eine Ausweitung des Abbauvolumens ließe sich nur mit Hilfe einer integrierten Nutzung des gesamten Lagerstättengebietes erzielen. Dies würde die Miteinbeziehung des für hochwertigen Splitt nicht brauchbaren Diabasabfalls und der den Diabas umgebenden Tuffe in die zum Verkauf (= Erlös) gelangenden Abbauprodukte erfordern. Der Diabasabfall könnte als minderwertiger Zuschlagstoff oder Schotter seine Verwendung finden, während die Tuffe in größerem Maß - diese Möglichkeit besteht hier und im gesamten Tiroler Teil der Nördlichen Grauwackenzone - abgebaut werden könnten.

Die Tuffe könnten (a) fein aufgemahlen als Gesteinsmehle, eventuell zusammen mit geeigneten Tonschiefern, die Rohstoffbasis für die Herstellung von Füllstoffen oder Bestreustoffen bilden, oder/und (b) geschmolzen und versponnen als Mineralwolle, den Grundstoff zur Erzeugung von Isoliermaterialien. Eine überblicksmäßige Betrachtung der Tuffe aus petrographischer Sicht und ein Vergleich mit den für die Verwendungszwecke (a) und (b) gestellten mineralogisch-chemischen Anforderungen lassen die Möglichkeiten einer Nutzung offen.

Anforderungen:

- (a) für Gesteinsmehle, silikatische Füllstoffe:
 - Brech- und Mahlverhalten bis auf 40 µm (Versuche)
 - Kiесе, Sulfide, viel Quarz unerwünscht (Mineralb.)
- (b) für Mineralwolle:
 - Schmelzpunkt und Viskositätsverhalten (Versuche)
 - Chemismus (bestimmt u.a. Viskositätsverhalten): viel Al₂O₃ ist von Vorteil, viel Na₂O, K₂O, CaO, FeO nachteilig.

Beurteilung:

Mineralbestand: es liegen Kristalltuffe mit sehr untergeordneten Gehalten an Quarz und Karbonat vor - die Korngröße beträgt weniger als 0.3 mm -, Erzminerale (? davon Sulfide) sind äußerst feinkörnig (unter 0.01 mm) und in Schnüren angeordnet.

Chemismus: Hier dienen zur Beurteilung die Werte von 13 auf ihr Schmelz- und Viskositätsverhalten untersuchten basischen Magmatite als Vergleich (aus ZAGAR & FÖRSTER, 1977) (Tab. 3).

Bemerkungen: 1) Die Alkalien und FeO fallen nicht aus dem Rahmen.
2) Der höhere Al_2O_3 - und niedrigere CaO-Wert sind günstig.
3) Der SiO_2 -Gehalt und der Glühverlust sind höher.
4) Die Tuffe haben allgemein einen tieferen Schmelzpunkt als chemisch äquivalente Magmatite.
5) Es müßten jedoch genaue technische Untersuchungen (Mahlen, Schmelzen und Spinnen) und eine wirtschaftliche Bedarfs- und Aufwandsabklärung einer Miteinbeziehung in die Planung vorausgehen.

13 Basalte (Literatur)

SiO ₂	42.10 - 45.40
TiO ₂	1.62 - 3.09
Al ₂ O ₃	11.90 - 15.80
CaO	10.10 - 12.30
MgO	8.67 - 11.90
Na ₂ O	1.97 - 3.15
K ₂ O	0.75 - 1.98
FeO _{tot}	7.21 - 14.90
MnO	0.22 - 0.32
P ₂ O ₅	0.65 - 1.60
Glühv.	0.79 - 2.19

Tuffe (D 13, D 16)

49.73	46.54
3.62	3.63
18.67	16.34
1.64	6.34
2.45	6.50
1.32	3.73
2.95	0.27
14.57	11.18
0.08	0.14
0.55	0.29
4.74	4.44

Tab. 3: Vergleiche chemischer Analysen

2) Das Gebiet um das Kropfrader Joch

Aufgabenstellung

Die Kartierung des rohstoffhoffigen Gebietes um das Kropfrader Joch südlich von Wörgl ist ein weiterer Beitrag zur Erfüllung der Zielsetzungen der Rohstoffprojekte "Bau- und Dekorsteine (Natursteinlagerstätten) in Tirol" und "Gesteinsmaterial für die Splitterzeugung und für die Waschmittelindustrie in Tirol". Den Schwerpunkt bildet daher die Untersuchung der hier auftretenden Magmatite auf ihre Eigenschaften im Hinblick auf eine Verwendung als mineralische Rohstoffe, wie für Natursteinbauelemente, gebrochene Natursteine, Mineralwolleerzeugung, oder zur naßmetallurgischen Verarbeitung.

Geologische Situation

Wie die Kartierung zeigte, liegt hier ein, in sich in ultrabasische und basische Produkte differenzierter, Magmatitkörper vor, der unter- bzw. überlagert bzw. richtiggehend ummantelt (tektonische Ursachen) wird von Sedimentgesteinen, die sich aus Tuffen, Tuffiten und Tonschiefern zusammensetzen. Die genauere Position und die räumliche Lage der einzelnen Gesteinsgruppen zueinander lassen sich aus der Karte und den dazugehörigen Profilen ablesen.

Der Magmatitkomplex selbst läßt sich grob in zwei Gesteinsgruppen unterteilen. Erstens in Gabbros, die den nördlichen Teil bis zu einer Höhe von etwa 1300-1400 m und das Westende dieses Tiefengesteinskörpers bilden; zweitens in die Serpentin- (ehemals Olivin) hältigen Partien, die den Hangrücken und den Südabschnitt aufbauen. Diese bestehen aus ehemaligen Duniten, jetzt reinen Serpentiniten, Peridotiten, jetzt klinopyroxenführenden Serpentiniten, und Klinopyroxeniten, untergeordnet auch aus plagioklasführenden Pyroxengesteinen, wobei Peridotite den Hauptteil ausmachen. Das volumsmäßige Ausmaß an Klinopyroxenkristallen in diesem Peridotit zeigt jedoch starke Schwankungen, so daß innerhalb dieses Abschnitts sowohl dunitische als auch rein pyroxenitische Partien auftreten. Da dieser Wechsel in der Gesteinsart und somit auch in den rohstoffkundlichen Eigenschaften auf sehr kleinem Raum stattfindet (Meterbereich) - Ursache ist fraktionierte Kristallisationsdifferentiation während der Genese -, ist der gezielte Abbau nur einer Ausbildungsvarietät nicht möglich. Diese Gruppe 2 wird daher in den nachfolgenden Untersuchungen immer als Ganzes betrachtet.

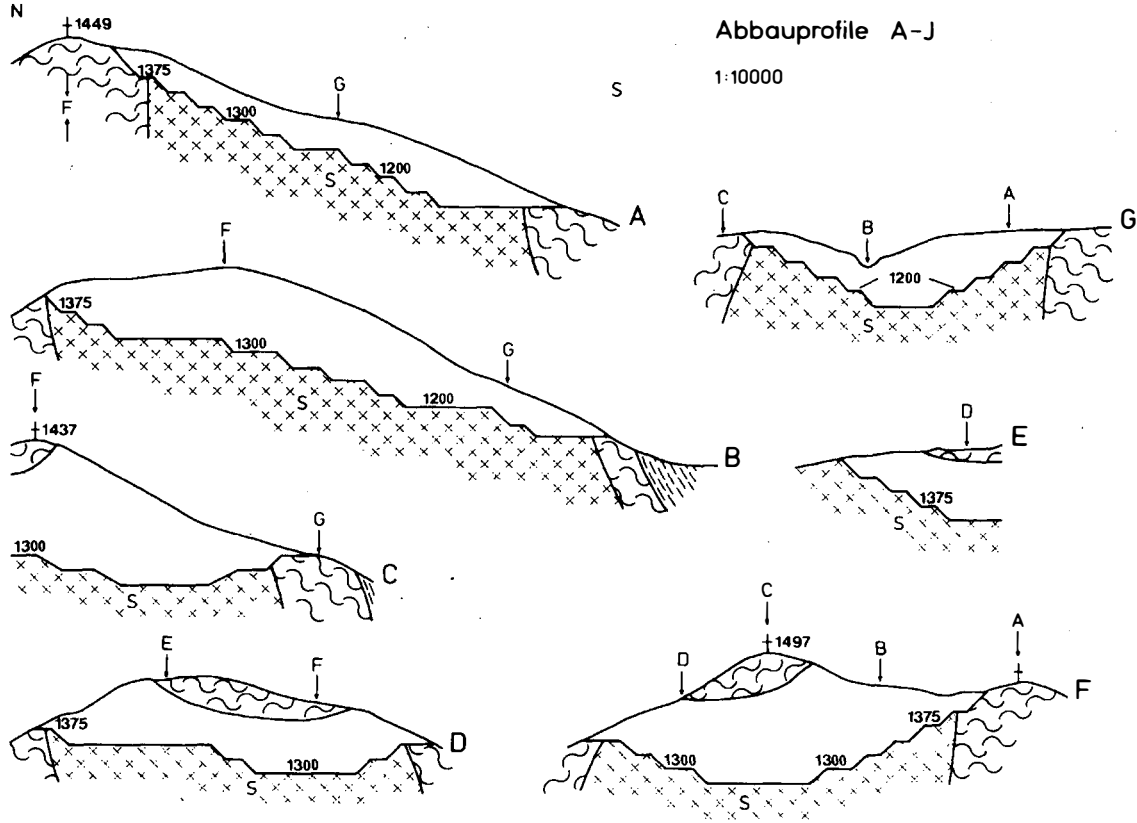
Abbautechnische Verhältnisse

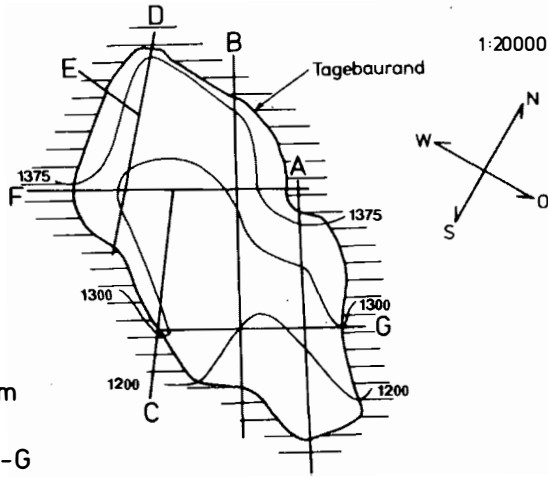
Die verkehrsmäßige Erschließung der Lagerstätte ist sowohl auf der Süd- als auch auf der Nordseite durch das Anlegen nur kurzer Zufahrtswege von bereits bestehenden Straßen leicht durchzuführen. Auch die für den wirtschaftlichen Ab- und Weitertransport des abgebauten Lagerstättengutes wichtige Nähe von Hauptverkehrssträgern ist gegeben. Der nördliche Teil ist nur ca. 7 km von Wörgl, einem zentralen Verkehrsknotenpunkt sowohl für die Straße (Inntalautobahn, Bundesstraße 1) als auch für die Eisenbahn (Westbahnstrecke, Verbindung nach Deutschland), entfernt. Die Transportwege vom südlichen Abbaubereich weg betragen bis nach Hopfgarten (Bahnhof) ca. 6 km, nach Wörgl (s.o.) ca. 10 km und nach Kitzbühel ungefähr 20 km.

Die durch den geologischen Bau und die Topographie des Geländes bestimmte Form und Größe einer Tagbauanlage sollen mit Hilfe von Profilen, in denen ein System von Endabbauetagen eingezeichnet ist, gezeigt werden (Profile A-G, Abb. 6; Grundriß Abb. 7; Profile H-J, Abb. 8). Das durch diese Konzeption erreichbare Volumen an verwertbarem Gestein konnte für den Bereich der Profile A-G mit ca. 35 Mio m³ Serpentinestein und zusätzlich aber ca. 1.2 Mio m³ Tuffen als Abraum berechnet werden.

$$\left(V = \frac{F_1 + F_2 + V \cdot F_1 \cdot F_2}{3} \cdot \frac{L}{F_1 \cdot F_2} \right)$$

Im Bereich der Profile H-J kann, unter der Annahme von (wie auch vorher) 25 m Etagenhöhe, einem Böschungswinkel von 45° und Bermbreiten von





Grundriss zum
Etagensystem
der Profile A-G

Abb. 7

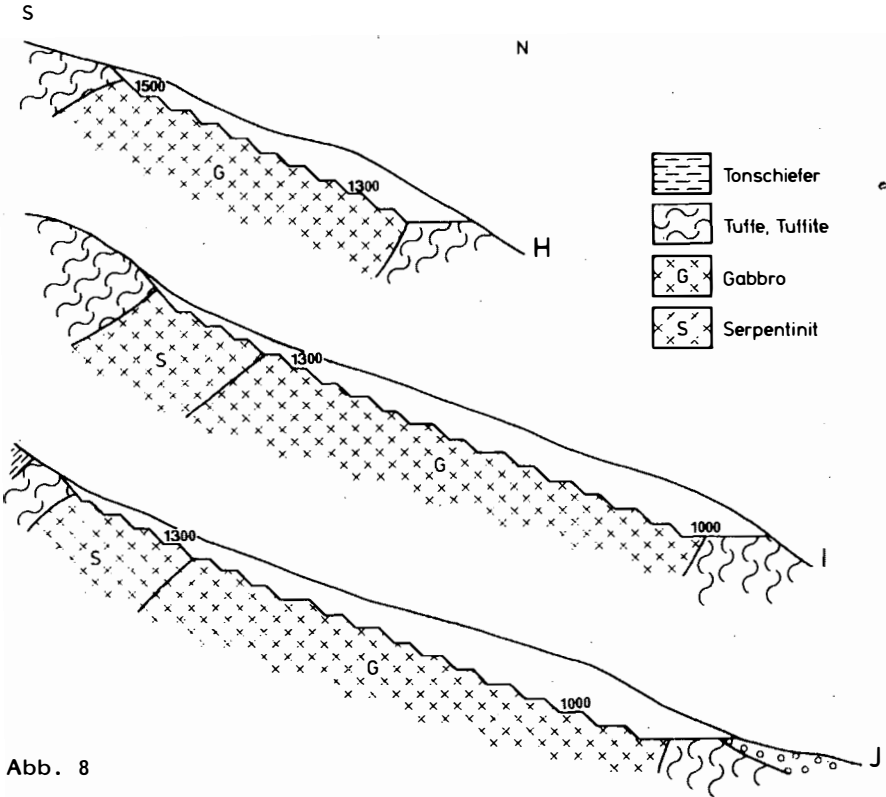


Abb. 8

mindestens 25 m - womit auch keine Standfestigkeits- oder sonstige technische Probleme, soweit ich es beurteilen kann, auftreten sollten -, mit einem im Endzustand abgebauten Volumen von ca. 14.9 Mio m³ Gestein (13.5 Mio m³ Gabbro und 1.4 m³ Serpentinestein) gerechnet werden.

Ebenfalls unter dem Thema "abbautechnische bzw. wirtschaftliche Situation" muß man den Aspekt des Umweltschutzes betrachten. Geforderte naturschützerische und auch fremdenverkehrspolitische Maßnahmen können eine Errichtung des Tagbaus verhindern, zumindest aber stellen erteilte Auflagen an Abbautechnik und Lagerstättengestaltung während des Abbaus, und die notwendigen Rekultivierungsmaßnahmen der Landschaft nach Beendigung des Lagerstättenbetriebes, eine beträchtliche planerische und finanzielle Mehrbelastung (Erhaltung der Rentabilität zu beachten) dar. Gerade im Gebiet um das Kropfrader Joch sind in dieser Hinsicht Schwierigkeiten vorzusehen, da diese Region ein beliebtes Wintersport- und Sommer-touristikzentrum Tirols ist.

Qualitative Einstufung der Magmatite

A: Der serpentinhaltige Komplex

Im Zuge einer komplexen Nutzung von Serpentiniten können folgende, heute gebräuchliche Möglichkeiten der Verwendung und deren verschiedene Anforderungen an das Gestein in Betracht gezogen werden. Die Verwendung:

- (1) Als Dekorsteine: für kunstgewerbliche Gegenstände, für Natursteinbauelemente in Innen- und Außenarchitektur (besonders in Kombination mit andersfarbigen Natursteinen), oder auch für Grabsteine, Denkmäler und Bildhauersteine. Die wichtigsten Qualitätskriterien sind das Bearbeitungsverhalten (Polierbarkeit, Bebaubarkeit, Drehbankbearbeitung, ästhetischer Wert) und eine gewisse ausreichende Festigkeit, Rohblockgröße, Qualitätskonstanz und Verwitterungsbeständigkeit.
- (2) Als gebrochene Natursteine: als Zuschlagstoff für Kunststeine, Terrazzo, Agglomeratmarmor, oder als Dammbaustoffe und Verfüllmaterial wegen minderer Qualität. Besondere Anforderungen an das Gestein werden hier nur im Bereich des Bruchverhaltens und der Beständigkeit im Kunststein gestellt.
- (3) Als naßmetallurgisch genutzter Rohstoff, wobei hier der Chemismus und somit der Wert der Lagerstätte das bedeutendste Kriterium darstellen.

Die Beurteilung der für die Nutzungsmöglichkeiten wichtigen Gesteinseigenschaften erfolgte nur aufgrund des Eindrucks des Gesteins im Gelände und der unter dem Mikroskop zu erkennenden mineralogischen und gefügekundlichen Ausbildung.

ad (1)

Über die Rohblockgröße kann ich nur wenige Angaben machen. Eine gewisse rupturale Beanspruchung, die zu geringen Abmessungen führt, kann im Anstehenden festgestellt werden. Inwieweit hier auch die, für Magmatite typisch, an der Oberfläche auftretenden Abkühlungseffekte verantwortlich

waren, ist fraglich, denn die tektonische Geschichte dieses Komplexes trug sicher zu der vorliegenden Zerlegung mit bei. Abgesehen von eventuell auftretenden latenten Klüftflächen engeren Abstandes, könnte im Kern des Komplexes aber dennoch mit für die Natursteinindustrie akzeptablen Rohblockgrößen (Meterbereich) gerechnet werden.

Eine Qualitätskonstanz ist im großen gegeben, doch treten aufgrund des Charakters des Gesteinsverbandes als fraktioniert auskristallisierter Magmatit die einzelnen Differentiate (Serpentinite bis Pyroxenite) in enger "Wechselagerung" auf, und eine abbautechnische Trennung ist nicht möglich. Somit müssen auch unterschiedliche Festigkeitseigenschaften in Kauf genommen werden. Der größte Unterschied besteht dabei zwischen dem Pyroxenit und den übrigen serpentinführenden Gesteinen. Nach FREUND (1955) zu urteilen, führt die mineralogische und gefügemäßige Ausbildung - monomineralischer Aufbau, Spaltbarkeit der Minerale, hohe Korngröße (bis maximal 2 cm) - der Pyroxenite zu einer geringeren Festigkeit.

Die Verwitterungsbeständigkeit (besonders Rostanfälligkeit) kann als gut erachtet werden. Der Blick auf den Mineralbestand zeigt bei den Erzmineralen vorwiegend Chromit und Magnetit, während (die möglicherweise schädlichen) Pyrit und Magnetkies sehr untergeordnet auftreten, und auch im verwitterten Handstück keine Rostspuren zu bemerken sind. Im Dünnschliff konnte kein Talk festgestellt werden, der poliertes Gestein schnell unansehnlich werden ließe.

Zur Erkundung des Verhaltens bei der Bearbeitung wurden einige Proben von einem Steinmetz poliert. Das Ergebnis waren trotz guten Bearbeitungsverhaltens, sowohl bei den Serpentiniten als auch bei den Gabbros, Polituren von nur mittelmäßiger Qualität und Ästhetik.

ad (2)

Für diesen Verwendungszweck werden nur geringe Anforderungen an das Gestein gestellt. Minderwertige größere Blöcke sind für Dammbauten und als Verfüllmaterial vorgesehen, während kleingebrochenes Gut für die Herstellung von Kunststeinen in Frage kommt. Ob das Gestein dann den weiteren verschiedenen Anforderungen gerecht wird, kann nur in Versuchen festgestellt werden (z.B. Zementhaftfestigkeit, unterschiedliches Polierverhalten der verschiedenen Zuschlagstoffe und des Bindemittels, farbliche Wirkung...). Ein günstiges Verwitterungsverhalten (siehe ad (1)) und mehr oder weniger kubische glattflächige Bruchformen sind aufgrund des makroskopischen Ein-drucks gesichert.

ad (3)

Einige Konzentrationen an wichtigen verwertbaren Oxiden und Elementen sind in Tab. 4 angeführt.

Gew.-% ppm	Serpentinite		Cpxf.	Serp.	Klinopyroxenite		Cpx-G.
	W 4	W 7	W 5	W 9	W 10	W 42	W 44/6
SiO ₂	38.08	43.39	48.15	43.15	52.20	52.62	48.22
MgO	35.01	39.52	29.06	31.91	18.67	16.52	15.56
Al ₂ O ₃	0.72	0.69	1.75	2.56	2.74	4.65	14.42
Fe ₀ tot	12.34	3.43	2.66	5.98	1.43	1.72	2.19
CaO	0.42	0.11	10.34	5.80	20.72	20.38	12.03
Cu	133	323	122	n.g.	343	n.g.	165
Ni	1612	1881	670	n.g.	834	n.g.	443
Cr	2749	2660	1070	n.g.	1780	n.g.	525
Ti	623	144	2203	1676	3784	5940	2108

Tab. 4 (n.g. = nicht gemessen)

Die aufgrund ihrer Weichheit nicht für den Straßenbau üblichen Serpentinegesteine sind zu trennen von dem

B: Gabbrokomplex

Die Gabbros bieten wegen ihrer anderen (vorwiegend Festigkeits-) Eigenschaften ein gegenüber den Serpentiniten geändertes Verwendungsfeld. Dieses liegt bei der Nutzung:

- (1) Als gebrochene Natursteine (Bettungsstoffe, Zuschlagstoffe aller Art, Dammbaustoffe und Verfüllmaterial). Besondere Anforderungen werden dabei an das Bruch- und an das Festigkeitsverhalten des Gesteins und an das Testverhalten des gebrochenen Gutes gestellt.
- (2) Als Natursteinbauelemente (Mauersteine, Werksteine, Dekorsteine, Pflaster- und Wegsteine). Hier liegen die Qualitätskriterien im Bruchverhalten, in der Rohblockgröße, Festigkeit, Verwitterungsbeständigkeit, im Bearbeitungsverhalten und in der ästhetischen Wirkung des Gesteins.
- (3) Als metallurgisch genutzter Rohstoff, je nach chemischer Zusammensetzung.
- (4) Als Rohstoff zur Mineralwolleherzeugung (Wärme-, Kälte-, Schallschutzprodukte). Hier geben Tests über das Schmelz- und Sinterverhalten, das wiederum vom Mineralbestand und Chemismus beeinflusst wird, Auskunft.

ad (1)

Die für die hauptsächlich bei Splittmaterial geforderte Bruchform von $L:d < 3$ habe ich nicht weiter untersucht, jedoch sind ein glattflächiger Bruch und ein gut erhaltener Tiefengesteinscharakter ohne Anzeichen einer Verschieferung sowohl im Gelände als auch im Dünnschliff festzustellen. Somit sollten hier kaum negative Ergebnisse zu erwarten sein.

Ebenso sollte es sich mit den Festigkeitseigenschaften der Gabbros verhalten. Die nach FREUND (1955, Mikroskopie in der Technik IV/1) durchgeführte Beurteilung der verschiedenen Festigkeiten aufgrund der mineralogischen und gefügekundlichen Ausbildung zeigt, daß die für diesen Typ von Magmatit charakteristischen absoluten Werte erreichbar sind (Tab. 5). Weitere, das gewonnene Körnerkollektiv betreffende Eigenschaften, wie Schüttdichte, Bindemittelhaftfestigkeit usw. müssen erst in Versuchen ermittelt werden.

ad (2)

Für die Kriterien Bruchverhalten und Festigkeitseigenschaften gelten die unter ad (1) gemachten Aussagen. Bei Rohblockgröße und Qualitätskonstanz können aufgrund des homogenen Aufbaus und des größeren Widerstands gegenüber tektonischer Zerlegung - die Ursache liegt, vor allem im Vergleich zu den Serpentinegesteinen, im mehr Festigkeit bietenden Mineralgefüge der Gabbros - höhere Qualitäten erwartet werden. Feinkörnigkeit, geringer Sulfidmineralgehalt, sowie ein gegenüber Zersetzung relativ resistenter Mineralbestand geben dem Gestein auch eine gute Verwitterungsbeständigkeit. Sein spezifisches Verhalten bei speziell für bestimmte Natursteinbauelemente besonderer maschineller oder manueller Bearbeitung, ebenso das genaue Aussehen des Fertigproduktes können nur aus Versuchen erkannt werden.

KRITERIEN**BEURTEILUNG, BEMERKUNGEN****DRUCKFESTIGKEIT:**

hoher Gehalt druckfester Minerale	+ Hauptgemengteile nur Plag, Cpx
wenige, leicht spaltbare Minerale	x fortgeschrittene Chloritisierung
Feinheit des Korns	+ Korngröße < 2 mm
Verfilzung durch Saussuritisierung	+ verstärkt durch Metamorphose
Uralitisierung, Epidotisierung	
geringe Sericitisierung	x unterschiedlich ausgeprägt
hohe Innigkeit der Kornbindung	+ verstärkt durch Metamorphose
keine Gefügeanisotropie	+ granitisches Tiefengesteinsgefüge
keine Sprünge, Risse, feinen Klüfte	+ wenige (mit Qz, Cc verheilt)
keine Poren, Hohlräume	+ liegen nicht vor

ZUG-BIEGEFESTIGKEIT:

Feinkörnigkeit	+ s.o.
unmittelbare Kornbindung	+ s.o.
filzig verschränkter Verband	+ s.o.
wenige, leicht spaltbare Minerale	x s.o.
keine Hohlräume, Bindungslücken	+ s.o.
keine Gefügeanisotropie	+ s.o.

SCHERFESTIGKEIT:

<u>Haftwiderstand</u> (Kornform, Kornverteilung, -orientierung)	+ kristallines, homogenes, isotropes G.
<u>Gefügewiderstand</u> (Verzahnung, Verfilzung, kein //-Gefüge)	+ s.o.
<u>Reibungswiderstand</u> (Mineralbest., Kornform, -größe, Porosität)	+ s.o.

SCHLAGFESTIGKEIT:

geschlossenes, feines Gefüge	+ s.o.
keine Haarrisse, Klüfte	+ s.o.

KANTENFESTIGKEIT:

sperriges Gefüge	+ granitisches Gefüge günstig
intensive Kornverzahnung	+ s.o.
anisometrische Kornformen	+ Plagioklas vorw. in Balkenform
Mittel- bis Grobkörnigkeit	+ s.o.
kein monomineralischer Aufbau	+ siehe Mineralbestand
keine glasigen Substanzen	+ holokristallin

ABNUTZUNGSWIDERSTAND:

Härte, Spaltbarkeit, % d. Hauptgemengt.	+ Hauptgemengteile nur Plag, Cpx
keine Gefügeanisotropie	+ s.o.
intensive Kornbindung	+ s.o.
keine Klüftung, Absonderung	+ unverschieferter Magmatit
geringer Verwitterungsgrad	+ gegeben

VERWITTERUNGSBESTÄNDIGKEIT:

geringer Verwitterungsgrad	+ gegeben
ger. Verwitterungsanfälligkeit d. M.	+ s.o.
Farbbeständigkeit (keine kohligen Substanzen u. Rostbildner)	+ sehr geringer Gehalt an Sulfiden
kleine Korngröße	+ s.o.
geschlossenes Gefüge	+ s.o.
keine Gefügeanisotropie	+ s.o.
keine Poren, Hohlräume	+ s.o.

Tab. 5: Festigkeitskriterien des Gabbrokomplexes am Kropfrader Joch
(nach mikroskopischer Untersuchungsmethode; FREUND, 1955)
+ = positiv, x = durchschnittlich

ad (3)

Die Betrachtung der chemischen Analysen (Tab. 6) läßt auf keine Wirtschaftlichkeit bei naßmetallurgischer Nutzung schließen. Ursache ist wohl die Tatsache, daß der Gabbrokomplex die höhere Position im differenzierten Magmatitkörper bildet.

Gabbroproben	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO _{tot}	
W 2	50.98	15.40	6.14	8.68	Gew.-%
W 45	53.51	15.92	7.13	3.71	Gew.-%
W 25	52.82	16.57	7.75	4.17	Gew.-%
	Cu	Ti	Ni	Zr	ppm
W 1	46	n.g.	54	270	ppm
W 2	7	11352	83	n.g.	ppm
W 21	103	n.g.	133	n.g.	ppm
W 22	64	n.g.	193	n.g.	ppm
W 45	n.g.	16142	n.g.	n.g.	ppm
W 25	31	11736	60	165	ppm

Tab. 6

n.g. = nicht gemessen

ad (4)

Zur Beurteilung des das Schmelz- und Sinterverhalten beeinflussenden Mineralbestands und der chemischen Zusammensetzung der Gabbroproben diente mir der Vergleich mit 13 auf ihre Schmelz- und Viskositätseigenschaften hin untersuchten basischen Magmatiten (aus ZAGAR & FÖRSTER, 1977; siehe Tab. 7).

Bemerkungen dazu:

- Eher günstig wirken sich höherer Al₂O₃- Gehalt und niedrigerer CaO- und FeO-Gehalt aus.
- Die Alkalienkonzentrationen bleiben im Rahmen.
- Mehr SiO₂ und Glühverlust (H₂O) wirken schmelzpunkterniedrigend.
- Der sehr geringe Gehalt an Sulfiden und Karbonat im Mineralbestand ist auch nicht ungünstig.

	Magmat. (Lit.)	W 2	W 45	W 29	
SiO ₂	42.10 - 45.40	50.98	53.51	52.82	Gew.-%
Al ₂ O ₃	11.90 - 15.80	15.40	15.92	16.57	Gew.-%
TiO ₂	1.62 - 3.09	1.98	2.69	1.96	Gew.-%
CaO	10.10 - 12.30	9.26	8.40	7.27	Gew.-%
FeO _{tot}	7.21 - 14.90	8.68	3.71	4.17	Gew.-%
MgO	8.67 - 11.90	6.14	7.13	7.75	Gew.-%
Na ₂ O	1.97 - 3.15	3.12	4.88	4.56	Gew.-%
K ₂ O	0.75 - 1.98	1.22	0.31	0.70	Gew.-%
MnO	0.22 - 0.32	0.20	0.17	0.16	Gew.-%
P ₂ O ₅	0.65 - 1.60	0.30	0.11	0.13	Gew.-%
Glühv.	0.79 - 2.19	2.52	2.35	3.08	Gew.-%

Tab. 7: Chemische Analyse

Zusammenfassende Beurteilung

Eine Verwendung innerhalb eines integrierten Nutzungsprogrammes als Naturstein - von Dekorsteinen, Werksteinen aller Art, über gebrochenen Naturstein als Zuschlagstoff für Kunststeine bis zu Dammbaustoffen und Verfüllmaterial - kann für den serpentinitführenden Abschnitt, aufgrund der allgemein bekannten und auch hier auftretenden Gesteinseigenschaften, mit dem Unsicherheitsfaktor einer eventuell zu geringen Rohblockgröße für größere Natursteinplatten, in Betracht gezogen werden. Zu beachten ist noch die Änderung der Gesteinseigenschaften mit dem wechselnden Gehalt an Klinopyroxenen (klinopyroxenfreie Serpentinite bis reine Pyroxenite treten auf). Um eine optimale Nutzung zu gewährleisten, soll über die tatsächliche Verwendung, Natursteinbauelement oder gebrochener Naturstein, erst an Ort und Stelle beim Abbau entschieden werden. Voraussetzung ist natürlich, daß alle Arten der Verwendung eingeplant sind. Eine weitere Möglichkeit besteht in der hydrometallurgischen Verarbeitung. Hier entscheiden vor allem der Wert der Lagerstätte und die zu erreichende jährliche Fördermenge im Vergleich mit dem finanziellen Aufwand einer Gewinnung, wobei jedoch alle Faktoren ständigen Schwankungen unterworfen sind. Aufschluß über die Rentabilität kann die Erstellung eines Wirtschaftlichkeitsmodells, wie in Z. dt. Geol. Ges. 124/1973 (WEISSNER & WELLMER) für das Serpentinīt/Gabbro-Massiv Harzburg (BRD), geben.

Für den Gabbroabschnitt des Kropfrader-Joch-Magmatitkomplexes ist eine Verwendung als Mineralwollrohstoff nach mineralogischen und chemischen Gesichtspunkten wohl möglich, doch entscheiden erst technische Tests und der zu erwartende Erlös über diese Verwendungsart oder eine Nutzung als gebrochener Naturstein bzw. Natursteinbauelement. Im Zuge einer vollkommenen Ausnutzung des vorhandenen Lagerstättenpotentials sind alle Varianten einer Natursteinnutzung (Zuschlagstoffe aller Art, Bettungsstoffe, Mauerstoffe, Dekorsteine, Werksteine, Pflastersteine) in eine Tagbauplanung miteinzubeziehen. Sowohl im makroskopischen (Bruch, Blockgröße) als auch im mikroskopischen (Festigkeit, Verwitterung) Bereich konnten die kritischen Eigenschaften durchwegs als positiv im Hinblick auf diese Verwendungszwecke beurteilt werden.

Der geologische Bau und die Topographie des Kropfrader Jochs setzen in beiden Fällen - Serpentinīt- und Gabbroabschnitt - der Errichtung eines Tagbaus keine Widerstände entgegen, während dies von Seiten des Umweltschutzes nicht zu erwarten ist.

3) Der rückwärtige Abschnitt des Hörndlinger Grabens

Aufgabenstellung

Einen weiteren Beitrag zur Bestandsaufnahme der basischen Magmatite der Nördlichen Grauwackenzone in Tirol aus rohstoffkundlicher Sicht stellt die Kartierung des rückwärtigen Abschnitts des Hörndlinger Grabens südwestlich von Hochfilzen dar. Damit verbunden soll ein qualitätsmäßiger Vergleich zwischen den hier auftretenden Diabaslagergängen und den Laven, mit teilweise auftretenden Pillowstrukturen, gegeben werden, und nebenbei auch noch auf möglicherweise auftretende Vererzungen - es existierte in diesem Gebiet ehemals der Kupferbergbau Suglach-Alm - geachtet werden.

Geologischer Bau

Die Lagergänge und Lavadecken treten im Südhang des Tales auf. Sie sind ein Teil einer leicht verfalteten (die b-Achsen verlaufen NS bis NW-SE) und verschieften Tuffe/Tuffite/Siltschiefer/Tonschiefer-Abfolge, deren Schichtstreichen annähernd hangparallel (EW bis NE-SW) verläuft. Das Einfallen der Schichten in den bis zu 35° steilen Hang hinein beträgt durchschnittlich ungefähr 45°. Die Mächtigkeit und laterale Ausdehnung der einzelnen Magmatitkörper sind, soweit eruierbar, verschieden. Während die Diabaslagergänge im allgemeinen mächtiger als die Lavadecken sind, ist ihr Aushalten im Streichen jedoch meist geringer. In Zahlen ausgedrückt bedeutet dies für die Lagergänge eine Ausdehnung von weniger als 100 m (stockförmig) bis zu 400 m, für die Lavadecken hingegen eine ungefähre Mächtigkeit von nur 15-25 m und eine laterale Erstreckung von durchschnittlich 400 m.

Der Pillowlavenkomplex, der sich in der nördlichen Talflanke befindet, gehört einer Abfolge von sehr steilstehenden (75-90°) und nach Süden einfallenden Siltschiefern/Pillowlaven/Tuffen/und wiederum Siltschiefern (von S nach N) an. Die charakteristische Hangmorphologie wird durch die stark unterschiedliche Kompetenz der Magmatite und der Sedimente dieser Abfolge geprägt. Die Mächtigkeit nur des Pillowlavenkomplexes beträgt weniger als 500 m, seine stratigraphisch laterale Erstreckung geht weit über das Kartierungsgebiet nach Nordwesten und Südosten hinaus.

Wirtschaftliche Verhältnisse

Ein Abbau der Lagergänge und Lavadecken ist technisch praktisch nicht zu bewältigen. Zur Steilheit des Hanges und dem Einfallen der Lagerstätte in den Hang hinein kommt noch das relativ geringe volumsmäßige Ausmaß der einzelnen Vorkommen von verwertbarem Material, welches auch eine wirtschaftliche Rentabilität kaum zu verwirklichen ermöglicht.

Trotz der Steilheit des Hanges ist aufgrund der weiteren Morphologie und der Lage des Pillowlavenkomplexes hier jedoch ein Abbau technisch vorstellbar. Ein in die Profile hineinprojiziertes Endabbauetagensystem mit 45° Neigung und 25 m Höhe der Etagenböschung und einer Bermenbreite von 20-40 m soll dies veranschaulichen (Abb. 9). Dieses Modell ergab weiters eine berechnete

$$(V = \frac{F_1 + F_2 + V \cdot F_1 \cdot F_2}{3} \cdot \frac{L}{F_1 \cdot F_2})$$

abbaubare Menge an Gestein von maximal 17 Mio m³, wobei an Abraum nur eine sehr geringe Vegetationsdecke und ein kleiner Abschnitt der Tuffe zu bewältigen wären.

Eine verkehrsmäßige Erschließung einer hier geplanten Lagerstätte dürfte keine Probleme aufwerfen. Durch den Magnesitbergbau Ofenberg ist die Straße in den Hörndlinger Graben bis ca. 1 km vor dem Pillowlavenkomplex für Schwerfahrzeuge ausgebaut. Die nächsten Bahnstationen sind Hochfilzen und Fieberbrunn, beide etwa 15 km vom Abbaort entfernt. Hier verläuft auch die Hauptstraße nach St. Johann in Tirol und Saalfelden, welche Verkehrskreuzen, sowohl der E-W- als auch der N-S-Verkehrsadern darstellen. Eine weitere Möglichkeit des Transports des abgebauten Lagerstättenguts bestünde in der Benützung der Seilbahn des Magnesitbergbaus,

1:5000

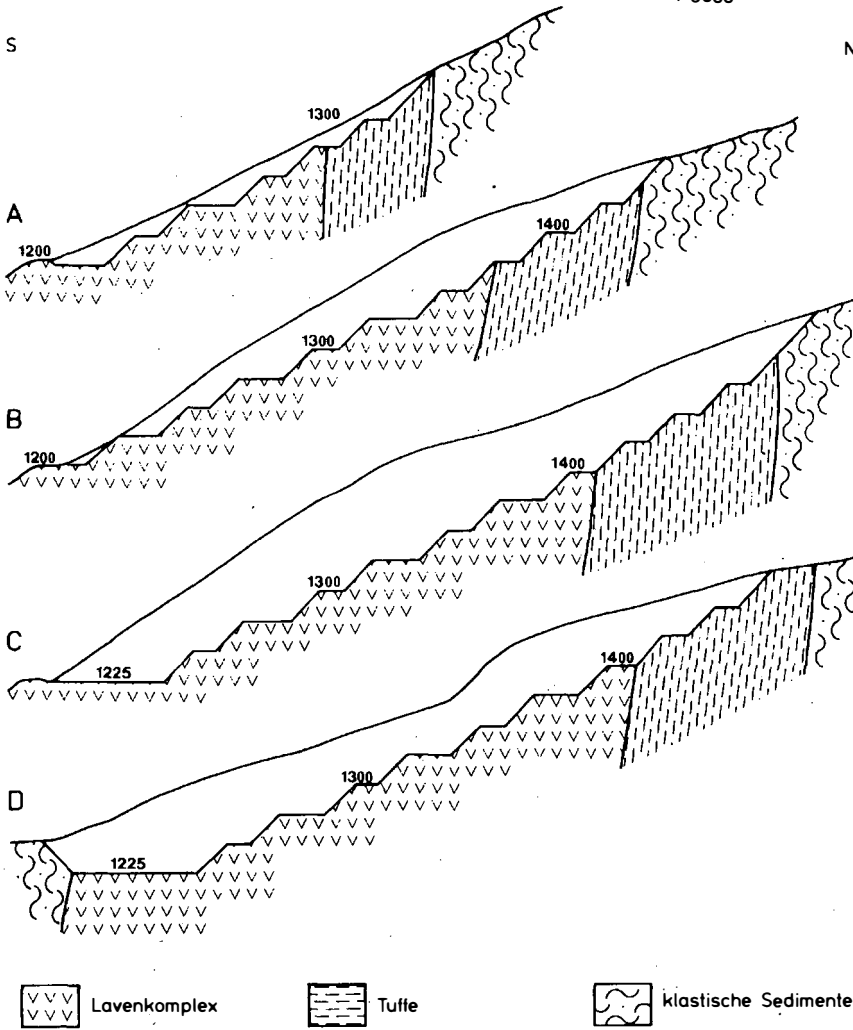


Abb. 9

eventuell nach einer Verlängerung um ca. 2 km, bis nach Hochfilzen.

Durch den bereits bestehenden Magnesitbergbau Ofenberg in unmittelbarer Nachbarschaft sind auch mögliche Argumente gegen eine Errichtung eines Tagbaus, wie Zerstörung einer noch weitgehend unberührten Landschaft, nicht sehr zielführend.

Qualitative Einstufung der Magmatite

(Lagergänge und Lavadecken, mit Pillowlaven vergleichend)

Die qualitative Einstufung der Magmatite erfolgte wiederum aufgrund ihrer, an dem jeweiligen Verwendungszweck orientierten, Eigenschaften. Grundsätzlich sind für diese basischen Magmatite vor allem folgende Verwendungsarten in Betracht zu ziehen, bzw. die diese Verwendungszwecke bestimmenden Eigenschaften des Materials zu untersuchen:

- (1) Gebrochene Natursteine (Bettungsstoffe, Zuschlagstoffe aller Art, Dammstoffe und Verfüllmaterial):
Anforderungen an: Bruchverhalten
Festigkeitseigenschaften
Testverhalten des gebrochenen Gutes
- (2) Natursteinbauelemente (Mauersteine, Werksteine, Dekorsteine, Pflaster- und Wegesteine):
Anforderungen an: Bruchverhalten, Rohblockgröße
Festigkeit, Verwitterungsbeständigkeit
Bearbeitungsverhalten, Ästhetik
- (3) Metallurgische Nutzung (vorwiegend naßmetallurgische Verarbeitung):
Anforderungen an: Erzmineralbestand
Chemismus
- (4) Mineralwolleerzeugung (Wärme-, Kälte-, Schallschutzmaterialien):
Anforderungen an: Schmelz- und Sinterverhalten in Tests
Mineralbestand, Chemismus

(ad 1)

Die Bewertung des Bruchverhaltens erfolgte subjektiv aufgrund des Eindrucks der verschiedenen Gesteinsarten im Gelände. Die Diabaslagergänge sind großteils sehr zäh und zeigen splittrige, mehr oder weniger kubische Bruchkörper mit ebenen Bruchflächen. Die Lavadecken sind hingegen weniger zäh, meist stärker verschiefert und haben auch vorwiegend gelängte Bruchkörper. Im Pillowlavenkomplex sind nur die dunklen, feinkörnigen Varietäten zäh, brechen aber unregelmäßig mit muscheligen Bruchflächen. Grobkörnigere, diabasartige Abarten brechen splittrig, doch erlauben eine leichte Verschieferung und die teilweise starke Durchädung aus Epidot, Calcit und Quarz selten kubische Bruchkörper. Den Hauptteil dieses Gesteinskomplexes bilden jedoch hellgrüne, von Epidotadern durchzogene Laven, die relativ leicht auseinanderbrechen und schon im Zustand leichter Verwitterung von Hohlräumen durchzogen sind (vorwiegend durch das Weglösen von Chlorit, Calcit; vielleicht wären sie auch schon primär vorhanden).

Nach dem im Gelände feststellbaren Eindruck des Festigkeitsverhaltens der einzelnen Gesteinsarten wären die Diabaslagergänge (die Lavadecken weniger) großteils als gebrochene Natursteine zur Verwendung geeignet, während die Hauptmasse der Pillowlaven schon aufgrund der Bruch- und Verwitterungseigenschaften den gestellten Anforderungen nicht genügen dürfte. Die unter dem Mikroskop im Dünnschliff feststellbaren, die Festigkeit wesentlich beeinflussenden, petrographisch-mineralogischen Merkmale der untersuchten Gesteine bestätigen dies (siehe Tab. 8 und 9).

KRITERIENBEURTEILUNG, BEMERKUNGEN**DRUCKFESTIGKEIT :**

hoher Gehalt druckfester Minerale	+ Hauptgemengteile Plag, Cpx, Hb
wenige, leicht spaltbare Minerale	+ Chlorit eng verwachsen
Feinheit des Korns	+ Korngröße ϕ 1-2 mm, max. 3 mm
Verfilzung durch Saussuritisierung	+ durch Metamorphose verstärkt
Uralitisierung, Epidotisierung	
geringe Sericitisierung	x kann größere Ausmaße annehmen
hohe Innigkeit der Kornbindung	+ durch Metamorphose verstärkt
keine Gefügeanisotropie	+ nur Lavadecken leicht verschiefert
keine Sprünge, Risse, feinen Klüfte	x versch. stark, mit Cc, Qz verheilt
keine Poren, Hohlräume	+ keine

ZUG-BIEGEFESTIGKEIT :

Feinkörnigkeit	+ s.o.
unmittelbare Kornbindung	+ s.o.
filzig verschränkter Verband	+ s.o.
wenige, leicht spaltbare Minerale	+ s.o.
keine Hohlräume, Bindungslücken	+ s.o.
keine Gefügeanisotropie	+ s.o.

SCHERFESTIGKEIT :

<u>Haftwiderstand</u> (Kornform, Kornverteilung, -orientierung)	+ günstige Gefügebildung
<u>Gefügewiderstand</u> (Verzahnung, Verfilzung, kein //-Gefüge)	+ günstige Gefügebildung
<u>Reibungswiderstand</u> (Mineralbest., Kornform, -größe, Porosität)	+ günstige Gefügebildung

SCHLAGFESTIGKEIT :

geschlossenes, feines Gefüge	+ nur Lavadecken: porphyr. Gefüge
keine Haarrisse, Klüfte	x s.o.

KANTENFESTIGKEIT :

sperriges Gefüge	+ s.o.
intensive Kornverzahnung	+ s.o.
anisometrische Kornform	+ Plagioklase in Leistenform
Mittel- bis Grobkörnigkeit	x s.o.
kein monomineralischer Aufbau	+ siehe Mineralbestand
keine glasigen Substanzen	+ holokristallin

ABNUTZUNGSWIDERSTAND :

Härte, Spaltbarkeit, % d. Hauptgemengt.	+ s.o.
keine Gefügeanisotropie	+ s.o.
intensive Kornbindung	+ s.o.
keine Klüftung, Absonderung	+ s.o.
geringer Verwitterungsgrad	+ gering

VERWITTERUNGSBESTÄNDIGKEIT :

geringer Verwitterungsgrad	+ s.o.
ger. Verwitterungsanfälligkeit d. M.	x Chlorit eng verwachsen, Cc tw. häufig
Farbbeständigkeit (keine kohligen Substanzen u. Rostbildner)	+ Sulfidgehalt in Lavadecken am größten
kleine Korngröße	+ s.o.
geschlossenes Gefüge	+ s.o.
keine Gefügeanisotropie	+ s.o.
keine Poren, Hohlräume	+ s.o.

Tab. 8: Festigkeitskriterien der Lagergänge im Hörndlinger Graben (nach mikroskopischer Untersuchungsmethode; FREUND, 1955)

+ = pos., x = durchschnittlich

KRITERIENBEURTEILUNG, BEMERKUNGEN**DRUCKFESTIGKEIT:**

hoher Gehalt druckfester Minerale	+ Matrix aus Plag, Hb; Plag-, Cpx-Einspr.
wenige, leicht spaltbare Minerale	x fortgeschrittene Chloritisierung
Feinheit des Korns	+ Einspr. unter 2 mm, feinfilzige Matrix
Verfilzung durch Saussuritisierung	+ durch Metamorphose verstärkt
Uralitisierung, Epidotisierung	
geringe Sericitisierung	x relativ stark
hohe Innigkeit der Kornbindung	+ stark verfilzte Matrix
keine Gefügeanisotropie	x tw. deutliche Verschieferung
keine Sprünge, Risse, feinen Klüfte	- stark von Ep-, Cc-, Qz-Adern durchzogen
keine Poren, Hohlräume	x durch Chloritherauswitterung

ZUG-BIEGEFESTIGKEIT:

Feinkörnigkeit	+ s.o.
unmittelbare Kornbindung	x offenes, porphyrisches Gefüge
filzig verschränkter Verband	+ s.o.
wenige, leicht spaltbare Minerale	x s.o.
keine Hohlräume und Bindungslücken	x s.o.
keine Gefügeanisotropie	x s.o.

SCHERFESTIGKEIT:

<u>Haftwiderstand</u> (Kornform, Kornverteilung, -orientierung)	+ s.o.
<u>Gefügewiderstand</u> (Verzahnung, Verfilzung, kein // -Gefüge)	x porphyr. Gefüge, tw. stark verschiefert
<u>Reibungswiderstand</u> (Mineralbest., Kornform, -größe, Porosität)	x höhere Porosität in verwittertem Zustand

SCHLAGFESTIGKEIT:

geschlossenes, feines Gefüge	x feines, aber offenes Gefüge
keine Haarrisse, Klüfte	- s.o.

KANTENFESTIGKEIT:

sperriges Gefüge	x nur in der Matrix, sonst porphyr.
intensive Kornverzahnung	x nur in der Matrix, sonst porphyr.
anisometrische Kornform	x Eisenprengl. meist idiom., isometr.
Mittel- bis Grobkörnigkeit	x feinkristalline Matrix
kein monomineralischer Aufbau	+ siehe Mineralbestand
keine glasigen Substanzen	+ holokristallin

ABNUTZUNGSWIDERSTAND:

Härte, Spaltbarkeit, % d. Hauptgemengt.	+ s.o.
keine Gefügeanisotropie	x s.o.
intensive Kornbildung	x s.o.
keine Klüftung, Absonderung	+ keine
geringer Verwitterungsgrad	+ noch gegeben

VERWITTERUNGSBESTÄNDIGKEIT:

geringer Verwitterungsgrad	+ s.o.
ger. Verwitterungsanfälligkeit d. M.	- vorw. Chlorit u. Calcit = Hohlräume
Farbbeständigkeit (keine kohligen Substanzen u. Rostbildner)	x Sulfide an Klüften, Rissen konzentriert
kleine Korngröße	+ s.o.
geschlossenes Gefüge	- offenes, porphyrisches Gefüge
keine Gefügeanisotropie	x s.o.
keine Poren, Hohlräume	x treten in verwittertem Zustand auf

Tab. 9: Festigkeitskriterien der Pillowlaven im Hörndlinger Graben
(nach mikroskopischer Untersuchungsmethode; FREUND, 1955)
+ = positiv, - = negativ, x = durchschnittlich

ad (2)

Während bei den Diabaslagergängen und Lavadecken das Erreichen einer angemessenen Rohblockgröße nicht möglich erscheint (rupturell-tektonische Beanspruchung), sollte im Pillowlavenkomplex die Gewinnung von für die Verwendung als Natursteinbauelemente geeignetem Gesteinsmaterial zumindest in einigen Bereichen möglich sein. Eine größere Qualitätskonstanz ist jedoch durch das stark wechselnde Auftreten der einzelnen Varietäten im gesamten Lagerstättenbereich nicht zu erwarten. Eine Nutzung dieser Art ist daher nur im Zuge einer, weitere Verwendungszwecke integrierenden, Abbauplanung vorstellbar. Das heißt, auch die Verwertbarkeit der nicht für die Erzeugung von Natursteinbauelementen geeigneten größeren Mengen an "Abfall" muß gesichert sein (z.B. als minderwertiger gebrochener Naturstein oder als Rohstoff für eine Mineralwolleverarbeitung).

Für Festigkeits- und Verwitterungseigenschaften gelten die schon unter ad (1) und in den Tabellen 8 und 9 getroffenen Aussagen. Von einer weiterreichenden Konstanz in diesen Eigenschaften möchte ich auch hier nicht sprechen.

Durch ihre Feinkörnigkeit dürften ein Zersägen und das Polieren der gewonnenen Blöcke mit zufriedenstellenden Ergebnissen möglich, Vorversuche jedoch unbedingt notwendig sein.

ad (3)

Hauptverantwortlich für eine Entscheidung über die Wirtschaftlichkeit einer naßmetallurgischen Nutzung einer Natursteinlagerstätte sind neben dem finanziellen Einsatz für Mensch und Maschinen der Gehalt des Gesteins an verwertbaren Oxiden, Sulfiden und Elementen, somit der im Verkauf zu erzielende Preis bzw. der Wert der Lagerstätte (Möglichkeit der Erstellung eines Wirtschaftlichkeitsmodells: siehe WEISSER & WELLMER, 1973). Wie die chemische Analyse zeigt (Tab. 10), sind die Werte jedoch derart, daß vorerst keine Aussicht auf Wirtschaftlichkeit für diese Art der Nutzung der Lagerstätte besteht.

MgO	5.26	9.78	2.55	7.25	Gew.-%
Al ₂ O ₃	15.39	13.71	15.89	15.38	Gew.-%
TiO ₂	2.43	1.34	2.86	1.89	Gew.-%
MnO	0.12	0.16	0.10	0.12	Gew.-%

Tab. 10: Werte der Proben H 21, H 22, H 24, H 28

ad (4)

Die entscheidenden Kriterien für diese Art der Verarbeitung sind das Schmelz- und Viskositätsverhalten des Gesteins. Nur spezielle Versuche können hier über Eignung oder Nichteignung entscheiden. Aussage über die grundsätzliche Möglichkeit einer Nutzung in diesem Sinn kann aber schon die Betrachtung des diese Eigenschaften bestimmenden Chemismus geben, nachdem basische Magmatite aufgrund ihres höheren Schmelzpunktes (Feuerfestigkeit der Produkte) primär bevorzugt werden. Mir diente zur Beurteilung der Vergleich von 13 auf ihr Schmelz- und Viskositätsverhalten untersuchten basischen Magmatiten (aus ZAGAR & FÖRSTER, 1977) mit meinen Proben (Tab. 11).

- Bemerkungen: - Alkalien sind etwas erhöht (größere Variabilität durch den Pillowcharakter und die Metamorphose verursacht),
 - CaO-Konzentration niedriger (einiges CaO in Epidotadern gebunden),
 - erhöhter Si₂-Gehalt und Glühverlust.

	13 Basalte (Literatur)	Proben H 21, H 22, H 24, H 28
SiO ₂	42.10 - 45.40	45.92 - 47.73 Gew.-%
TiO ₂	1.62 - 3.09	1.34 - 2.86 Gew.-%
Al ₂ O ₃	11.90 - 15.80	13.71 - 15.89 Gew.-%
CaO	10.10 - 12.30	5.27 - 15.08 Gew.-%
Na ₂ O	1.97 - 3.15	2.97 - 5.36 Gew.-%
K ₂ O	0.75 - 1.98	0.43 - 2.04 Gew.-%
FeO _{tot}	7.21 - 14.90	7.23 - 12.86 Gew.-%
MnO	0.22 - 0.32	0.10 - 0.16 Gew.-%
P ₂ O ₅	0.65 - 1.60	0.13 - 0.53 Gew.-%
Glühv.	0.79 - 2.19	2.05 - 7.61 Gew.-%

Tab. 11: Vergleich der chemischen Analysen

Zusammenfassende Beurteilung

Die Diabaslagergänge und Lavadecken sind, trotz möglicher technischer Eignung, aufgrund ihrer Geringmächtigkeit, vor allem aber wegen ihrer für einen Abbau ungünstigen Position im Gelände, in diesem Abschnitt der Nördlichen Grauwackenzone Tirols nicht wirtschaftlich gewinnbar.

Für den Pillowlavenkomplex sind die abbautechnischen Voraussetzungen zur Errichtung einer Tagbaulagerstätte gegeben. Die möglichen Arten der Nutzung sind jedoch, nach der Untersuchung der erforderlichen charakteristischen Eigenschaften, stark eingeschränkt. Einer naßmetallurgischen Verwertung stehen die geringen Gehalte an brauchbaren Erzmineralen bzw. an in Frage kommenden Oxiden entgegen, aber auch diese Eigenschaften des Mineralgefüges, die als maßgebliche Kriterien für eine Eignung als gebrochene Natursteine aller Art gelten, sind in einem Teil des Gesteinskörpers für diesen Verwendungszweck nicht im positiven Sinn ausgebildet. Also kommen nur solche Einsatzbereiche in Frage, die in dieser Richtung geringere Anforderungen stellen. Das wäre vor allem die Gewinnung von größeren Blöcken zur Uferverbauung, zu sonstigen Dammbauten und zur Verwendung als Zuschlagstoff zur Herstellung von Agglomeratmarmor-, Terrazzo- oder Waschbetonbausteinen. Vom Einsatz als Natursteinbauelemente sollte schon wegen zu geringer Höffigkeit auf geeignete Rohblöcke Abstand genommen werden. Bleibt noch die Möglichkeit, das Gestein als Ausgangsprodukt für die Mineralwolleerzeugung zu nutzen. Vom Chemismus und vom Mineralbestand aus gesehen bestünden hierfür keine gravierenden Einwände. Allerdings wären ausreichende Tests notwendig, um Aussagen über die endgültige Eignung oder Nichteignung zu erlangen.

Literatur

- BUNDESMINISTERIUM FÜR HANDEL, GEWERBE UND INDUSTRIE (1979):
Grundlagen der Rohstoffversorgung. - Heft 2, Wien.
- FREUND, H. (1955): Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Bd. IV/1:
Mikroskopie der Gesteine. - Frankfurt.
- GOCHT, W. (1969): Die Aufgaben der modernen Wirtschaftsgeologie. -
Z. Erzmetall, Bd. 22, H. 6, 297-301.
- GOTTE, W. (1977): Aufgaben der Geowissenschaften zur Erhöhung des Auf-
kommens an festen mineralischen Rohstoffen. - Z. Angew. Geol., Bd. 23,
H. 2, 75-78.
- HADITSCH, J.G. (1979): Der Diabas von Saalfelden, seine Eigenschaften und
technische Nutzbarkeit. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 9, 3,
133-184, Innsbruck.
- KIESLINGER, A. (1964): Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. - Salzburg/
Stuttgart.
- MANHENKE, V. (1969): Zur Spezifik und ökonomischen Bewertung geologischer
Gebietsressourcen, Leipzig 1969. - Z. Angew. Geol., Bd. 15 (1969),
H. 12, S. 649.
- PESCHEL, A. (1977): Natursteine. - VEB Deutscher Verlag für Grundstoff-
industrie, Leipzig.
- QUERVAIN, F. de (1967): Technische Gesteinskunde - Mineralogisch-geotech-
nische Reihe, Bd. 1.
- TIROLER LANDESREGIERUNG (1979): Tiroler Umweltschutzkonzept - Grund-
lagen, Ziele, Maßnahmen. - Innsbruck.
- WAGENBRETH, O. (1977): Die Rohstoffbasis unserer Werksteinindustrie aus
der Sicht allgemeiner historischer Entwicklungslinien der Rohstoffnutzung.
- Z. Angew. Geol., Bd. 33, H. 2, 75-78.
- WEISSER, J.D. & F.-W. WELLMER (1973): Zur Wirtschaftlichkeit einer Pro-
spektion und Exploration. - Z. dt. Geol. Ges., 124, 79-91.
- ZAGAR, L. & H. FÖRSTER (1977): Viskosität und elektrische Leitfähigkeit
von Schmelzen und Basalten. - Zeit. Sprechsaal 7.

ROHSTOFF- UND REGIONALGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IM RAUM KITZBÜHEL UND KALS

von V. Apolloner*)

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit stellt eine Kurzfassung der Dissertation des Autors dar. Es wurden zwei voneinander unabhängige Gebiete rohstoffkundlich und regionalgeologisch bearbeitet.

Im Hahnenkammgebiet südwestlich Kitzbühel, das in der zweiten tektonischen Einheit der Nördlichen Grauwackenzone (Oberostalpin) gelegen ist, wurde besonders die Basalbreccie einer genaueren Untersuchung unterzogen. Sie wurde auf ihre Verwertbarkeit als Dekorstein untersucht.

Aus petrographischen und morphologischen Gesichtspunkten kann die Basalbreccie an zwei Stellen abgebaut werden.

Die Basalbreccie kann aufgrund der Zusammensetzung der Karbonatkomponenten dreigliedert werden. Der erste Typ ist durch beinahe ausschließliches Vorherrschen von Kalkkomponenten gekennzeichnet, im zweiten treten praktisch nur Dolomitkomponenten auf, im dritten Typ können sowohl kalkige als auch dolomitische Bestandteile beobachtet werden.

Die Basalbreccie wurde von zwei Dolomitierungen erfaßt. Die erste erfolgte vor der Deformation, die zweite - wesentlich schwächere - nach dieser.

In den die Basalbreccie überlagernden permoskythischen Tonschiefern konnte das mixed-layer-Mineral Paragonit/Muskowit nachgewiesen werden, welches eine gerade erst beginnende alpidische Metamorphose in diesem Gebiet belegt.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Vollmar Apolloner, Rottensteiner Straße 9, A-9754 Steinfeld, Austria

Das zweite Gebiet liegt östlich von Kals in der Matreier Zone (Unterostalpin). Dort wurden in erster Linie ein Serpentin- und ein Gipskörper, aber auch die anderen auftretenden Gesteine auf ihre Verwertbarkeit hin untersucht. Der Serpentin ist für eine Verwendung als Dekorstein zu stark tektonisch zerlegt, höhere Erzkonzentrationen, die eine eventuelle integrierte Nutzung erlauben würden, treten nicht auf. Der Gips ist zu stark verunreinigt, außerdem läßt; wie bei anderen Gesteinen auch, die Morphologie einen Abbau nicht zu.

Ein Prasinitzug auf der Südseite des Ködnitzals stellt ehemalige Tuffe, die im Zuge einer Zerrungstektonik entstanden sind, dar.

Der Serpentinikörper weist Iherzolithischen Chemismus auf und ist Bestandteil des ultramafischen Komplexes einer Ophiolithsequenz. Er wurde aus dem penninischen Raum eingeschuppt. In diesem Serpentin treten drei tektonisch eingeschuppte Linsen auf, die metamorphe Sedimente aus dem penninischen Ablagerungsraum darstellen dürften.

Summary

This publication is an abridged version of the author's dissertation. Two independent regions had been worked on regarding raw material and regional geology.

In the Hahnenkamm-region southwest of Kitzbühel, situated in the second tectonical unit of the Nördliche Grauwackenzone (Upper Austro-Alpine), especially the Basisbreccie was examined for its suitability as a decoration-stone.

Regarding petrographical and morphological points of view the Basalbreccie can be mined at two locations.

In this region the Basalbreccie can be divided into three types. The first one is characterized by nearly complete predominance of calcareous components, in the second type almost only dolomitic components appear, and in the third type both calcareous and dolomitic components can be observed.

The Basalbreccie was involved in two dolomitizations, the first one took place before the deformation and the second, much weaker one, afterwards. In the clay-shists overlaying the Basalbreccie the mixed-layer mineral paragonite/muscovite could be detected, proving a just beginning alpidic metamorphosis in this region.

The second region is situated east of Kals in the Matreier Zone (Lower Austro-Alpine). There especially a serpentinite-body and a gypsum-body, but also the other rocks, were examined for their suitability. The serpentinite is too much tectonically fractured for a decoration-stone. higher concentrations of ore, allowing an integrated use, do not appear. The gypsum-body is too much polluted, and as for the other rocks, the morphology does not allow working.

A prasinite-body in the south of the Ködnitzal represents primal tuffs, generated during stress-tectonic.

The serpentinite-body has a Iherzolitic chemism and is part of the ultramafic complex of an ophiolite sequence. It was inserted from the penninic region. In this serpentinite three tectonically inserted lenses appear, which probably represent metamorphic sediments of the penninic realm.

1. Raum Kitzbühel

Gesteinsbestand im Hahnenkammgebiet

Die ältesten Gesteine im Hahnenkammgebiet stellen die Wildschönauer Schiefer mit ordovizischem und silurischem Alter (TOLLMANN, 1977) dar. Es handelt sich meist um schwarze Tonschiefer, die häufig in Verbindung mit Diabasen auftreten. In die Tonschiefer können mehrere Meter mächtige grüne Quarzitäbänke eingeschaltet sein. Im Bereich des Zenzerköpfls stehen auch Porphyroide an.

Die nächsthöhere stratigraphische Einheit bilden schwarze obersilurische Dolomite (MOSTLER, 1968). Es folgen Flaserdolomite aus dem höchsten Silur und dem Unterdevon (MOSTLER, 1968). Es handelt sich dabei um meist weiße bis hellgraue, selten auch rötliche, grobspätige Dolomite, die mit grauen, grünen, roten und violetten, wenige mm mächtigen Tonlagen im mm- bis cm-Bereich wechsellagern. Durch tektonische Beanspruchung wurden die Dolomitbänder immer wieder ausgedünnt und zerbrochen, so daß das Gestein ein flaseriges Aussehen erhielt.

Schwazer Dolomit tritt im Hahnenkammgebiet als eher dunkelgraues, braun anwitterndes und vollkommen biogenfreies Gestein in Form von tektonischen Schürflingen in der Basalbreccie östlich der Ehrenbachalm und süd-östlich der Oberen-Streif-Alm unterm Hahnenkammgipfel auf.

Es folgen hellgraue bis rötliche Kalke und Dolomite, die sowohl gebankt als auch geflasert sein können. Wahrscheinlich sind dies Gesteine unter- und mitteldevonischen Alters, wie sie auch auf der Hohen Salve vorkommen (persönliche Mitteilung von Prof. MOSTLER). Rein lithologisch könnte es sich aber auch um die von EMMANUILIDIS & MOSTLER (1970) beschriebenen grauen Dolomite und untergeordnet Kalke handeln, die nach oben hin in rote Dolomite und schließlich in Flaserdolomite übergehen. Deren Alter würde oberes Silur betragen.

Fossilien zur Klärung des Alters konnten nicht gefunden werden.

Die nächsthöhere auftretende stratigraphische Einheit wird von der Basalbreccie gebildet. Sie stellt das erste Sediment aus dem alpidischen Ablagerungszyklus dar. Es handelt sich dabei zum größten Teil um Karbonatbreccien, nur selten treten rasch auskeilende, bis maximal 50 cm mächtig werdende Linsen aus Quarzkonglomerat auf.

Die genaue Mächtigkeit konnte im Arbeitsgebiet aufgrund der starken Tektonik nicht eindeutig geklärt werden, sie beträgt nach TOLLMANN (1977) "maximal einige Zehnermeter". Im Hahnenkammgebiet dürfte die Basalbreccie jedoch 100 m, vielleicht sogar auch mehr erreichen. Altersmäßig läßt sich diese basale Serie nur schwer erfassen, da jegliche Fossilien fehlen. Eine Einstufung ist nur mittels lithologischer Vergleiche möglich. MOSTLER (1972) stellt sie in das untere Rotliegend.

Die Hahnenkammbreccie kann aufgrund der Zusammensetzung der Karbonatkomponenten dreigliedert werden. Der erste Typ wird durch das beinahe ausschließliche Vorherrschen von Kalkkomponenten gekennzeichnet. Im zweiten Typ finden sich praktisch nur Dolomitkomponenten, im dritten Typ treten sowohl kalkige als auch dolomitische Bestandteile auf.

Typ I:

Der Großteil der Breccie wird von grauen Kalkkomponenten aufgebaut. Wesentlich seltener findet man auch rote und weiße Kalke. Untergeordnet treten Kieselchiefer, rote und weiße Quarze und Tonschiefer auf. Die Matrix wird aus rotem tonigem und sandigem Material gebildet.

Die Größe der einzelnen Komponenten schwankt beträchtlich. Sie reicht von 0.5 cm bis 30 cm Durchmesser. Der Anteil an Bindemittel variiert stark. Dieses kann fast vollkommen ausgequetscht sein, die Komponenten werden dann oft nur noch durch feine, tonige Häute getrennt. Zwischen den Breccienbänken kommen geringmächtige Lagen vor, die fast nur aus "Bindemittel" bestehen. In diese sind oft nur noch vereinzelt Karbonatkomponenten eingelagert. Es existieren praktisch alle Übergänge von diesen tonig-sandigen Bänken bis hin zu den Breccien, in denen das Bindemittel zum größten Teil ausgequetscht ist. Sehr variabel gestaltet sich die tektonische Beanspruchung dieses Breccientyps. Es existieren Bereiche, in denen die Komponenten kaum ausgelängt wurden. Das andere Extrem stellen Gesteine dar, bei denen die kalkigen Bestandteile vollkommen ausgedünnt und ausgewalzt wurden. Es existieren auch hier alle Übergänge von extrem stark bis zu kaum deformierten Partien. Es herrschen allerdings Gesteine mit leicht bis deutlich gelängten Komponenten vor.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Kalkkomponenten als Mikrite bis Sparite. Nicht selten führt Rekrystallisation zu bedeutender Kornvergrößerung. In tektonisch stark durchbewegten Bereichen, in denen die Matrix fast vollkommen ausgepreßt ist, können die einzelnen Komponenten oft nur noch durch die unterschiedliche Korngröße oder z.T. durch einen äußerst feinen Tonbelag auf der Oberfläche auseinandergehalten werden.

In einem sehr untergeordneten Prozentsatz treten noch Kieselchiefer, Sandsteine und Quarze als Komponenten auf. Die Kieselchieferklasten sind bräunlich bis schwarz pigmentiert und mittelmäßig bis gut gerundet. Vereinzelt enthalten sie noch deutlich erkennbare Radiolarien.

Die Sandsteinkomponenten werden aus schlecht gerundeten Quarzkörnern und aus vollständig ungerundeten Calcitkörnern aufgebaut. Die Rundung dieser Sandsteine ist gut.

Reine Quarzkomponenten treten selten auf, sie sind vollständig ungerundet bis schlecht gerundet und häufig zerbrochen.

Die Zusammensetzung des Bindemittels ist wesentlich vielfältiger als jene der Komponenten. Es besteht aus grobspätigem Calcit, fein aufgearbeitetem Karbonat, Quarzen, Sandsteinen, Tonschiefern, phyllitischen Sandsteinen bis Phylliten, Kieselchiefern, Hämatit und vereinzelt Muskowit.

Der grobspätige Calcit sproßt besonders zwischen den einzelnen Kalkkomponenten oder an deren Rändern. Neugebildeter flaseriger Calcit setzt sich fallweise an Komponenten, aber auch an Bestandteilen der Matrix an. Dieser ist stark verbogen und muß während der Deformation entstanden sein, da hin und wieder auch Klüfte damit verheilt sind. Letzlich ist noch fast ausschließlich mikritisches Karbonat wesentlich am Aufbau der Matrix beteiligt.

Die Korngröße der Quarze beträgt 0.1 bis 5 mm. Jene Quarze, die eine Größe von mehr als 0.5 mm aufweisen, sind fast immer vollkommen ungerundet bis schlecht gerundet und häufig zerbrochen. Kleinere Körner können fallweise gut gerundet sein.

In der Matrix lassen sich zwei Typen von Sandsteinen unterscheiden: Karbonatsandsteine, wie sie bereits bei den Komponenten beschrieben wurden, und karbonatfreie Sandsteine. Der Rundungsgrad beider Typen ist unterschiedlich.

Reine Tonschiefer treten selten auf. Diese sind meist bräunlich pigmentiert und stark deformiert.

Viel häufiger findet man phyllitische Sandsteine bis Phyllite. Diese bilden meist längliche Scheiter oder sie sind schlierenartig zwischen den Bestandteilen der Matrix eingelagert. Der Quarzanteil schwankt, die bis zu 0.1 mm großen Körner sind in s gelängt. Unter gekreuzten Nicols sind deutlich Glimmerkristalle zu erkennen.

Die Kieselschiefer entsprechen denen der Komponenten. Bis zu 1 mm große opake Hämatitkörner treten vereinzelt auf. Etwas häufiger findet man solche in den tonig-sandigen Bänken. In feinsten Schüppchen wirkt Hämatit als Pigment für die gesamte Matrix.

Hin und wieder beinhaltet das Bindemittel bis zu 1 mm große Muskowitscheiter, der größte Teil überschreitet aber 0.1 mm nicht.

Typ II:

Die Karbonatkomponenten dieses Typs bestehen ausschließlich aus Dolomit. Die vorherrschende Farbe ist auch hier grau, es treten aber häufiger als in der Kalkbreccie weiße bis bräunliche und rote Komponenten auf.

Hin und wieder weisen die Gerölle bis zu 1 cm große Hohlräume auf. Lediglich in der Breccienlinse, die am Schattberg in den Sandsteinkomplex eingeschaltet ist, können bis zu 100% der Komponenten hohl sein. Die Auflösung kann in diesem Bereich so weit gehen, daß im Inneren der Gerölle nur noch ein grobes Gerüst bestehen bleibt, z.T. brechen sie sogar ganz zusammen. MAVRIDIS & MOSTLER (1970) geben eine Erklärung für die Entstehung derartiger Hohlräume.

Neben den Karbonatkomponenten treten, wie in Typ I, Quarze, rote Sandsteine, Tonschiefer und Kieselschiefer als Bestandteile auf. Es konnten hier auch aufgearbeitete grüne Sandsteine und sehr selten Porphyroide gefunden werden. Die Matrix wird auch hier meist aus tonig-sandigem Material aufgebaut. Es wurden jedoch zwei Stellen gefunden, an denen das Bindemittel nicht rot pigmentiert ist. Die Deformation der Dolomitbreccie ist wesentlich geringer als jene der Kalkbreccie. Durch die viel geringeren Translationseigenschaften des Dolomits dürften in diesem Typ die Komponenten als Ganzes in der Matrix bewegt worden sein, es kam aber zu keiner Auswälzung, wie dies bei den calcitischen Komponenten der Fall war.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Dolomitkomponenten fast ausschließlich als Sparite. Nur sehr selten treten Mikrite auf. Die Korngröße der Dolomitkristalle schwankt von 0.1 bis 4 mm. Die einzelnen Komponenten werden meist aus gleich großen Körnern aufgebaut, hin und wieder kann eine Kornvergrößerung zum Rand hin beobachtet werden. Kalksandsteine gibt es in diesem Breccientyp nicht. Diese wurden von der Dolomitisierung erfaßt und liegen nun als Dolomitsandsteine vor. Die übrigen Komponenten unterscheiden sich nicht von denen der Kalkbreccie.

Die Zusammensetzung des Bindemittels ist die gleiche wie bei Typ I, nur tritt hier Dolomit an die Stelle von Calcit. Mikritischer Dolomit fehlt in der Matrix vollkommen. Er bildet bis zu 3 mm große Kristalle, die fast nie Fremdmaterial eingeschlossen haben, das Wachstum erfolgte unter Verdrängung der anderen Bestandteile.

Typ III:

Die kalkigen Komponenten sind meist grau gefärbt, die dolomitischen weiß bis gelblich. Es treten aber sowohl bei den karbonatischen als auch bei den anderen Komponenten alle Formen auf wie bei den Typen I und II. Ist die Breccie stark tektonisch beansprucht, so werden die Kalkkomponenten ausgelängt und fließen um die kaum deformierten Dolomitgerölle herum.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß es sich bei den Kalkkomponenten hauptsächlich um Mikrit handelt, es treten aber auch Sparite mit z.T. stark verbogenen Calcitkristallen auf. In diesen Bestandteilen sprossen häufig fallweise schöne rhomboedrische Dolomitkristalle. Bei den Dolomitkomponenten handelt es sich ausschließlich um Sparite. Das Bindemittel besteht zu einem Großteil aus aufgearbeitetem Kalk und spätigem Dolomit, die übrigen Bestandteile unterscheiden sich nicht von jenen der Typen I und II. An großen Dolomitkristallen können Dedolomitisierungserscheinungen beobachtet werden. Dolomit wird entlang von Spaltflächen aufgelöst, Calcit tritt an seine Stelle.

Die Tatsache, daß es sich bei diesen basalen Bildungen fast ausschließlich um Breccien handelt, schließt einen weiteren Transport des Sediments aus. Die z.T. recht gut gerundeten Quarz- und Sandsteingerölle in der Breccie sowie die geringmächtigen Linsen aus Quarzkonglomerat erfordern jedoch, wie schon MALZER (1964) feststellte, ein zweites, weiter entferntes Liefergebiet. Es kann angenommen werden, daß ein Flußsystem aus einem Hinterland die schon oben erwähnten gerundeten Komponenten antransportiert und bereitgestellt hat. An einer Steilstufe, die wohl im wesentlichen aus karbonatischem Material bestand, kam es zur Bildung von Schutt, der sich gerade noch mit den weiter transportierten gerundeten Komponenten vermischte, selbst aber nicht mehr weiter verfrachtet wurde.

Nach der Basalbreccie wurden rote Tonschiefer bzw. Schiefertone sedimentiert. In den tieferen Bereichen sind hin und wieder gröbere Karbonatschüttungen eingeschaltet. Diese Tonschiefer führen im Gegensatz zu den Permoskythonschiefern kaum Hellglimmer. Fallweise treten Klüfte auf, die mit Magnesit verheilt sind. Magnesitknollen, wie sie z.B. von EISBACHER (1963) beschrieben wurden, konnten nicht gefunden werden. In einigen Gebieten werden diese Tonschiefer von der Saalischen Phase zuordenbaren Quarzporphyrtuffen überlagert (MOSTLER, 1972), die Tonschiefer müssen also noch in das Untere Rotliegend gestellt werden. Im Arbeitsgebiet treten solche Tonschiefer im Bereich der Geschieberückhalte-sperre im Ehrenbach auf 1020 m, sowie südöstlich der Asten-Alm und westlich des Wirtshauses Steineckhütte auf.

Das jüngste Schichtglied stellt der Permoskythsandstein dar. Diese Einheit beginnt mit polymikten Konglomeraten, in denen Quarz vorherrscht (MOSTLER, 1972). Im Arbeitsgebiet treten nur Sandsteine mit bis zu 5 cm großen, gut gerundeten Quarzgeröllen auf, deren Häufigkeit stark variiert. Diese gehen in gebankte rote Sandsteine mit kaum noch größeren Quarzen über. Es folgen dann laminierte und schließlich schräg- und kreuzgeschichtete Sandsteine, in die fallweise wenige cm mächtige Tonschieferlagen eingeschaltet sind.

Häufig können in diesen Sandsteinen rote Tongallen und -linsen beobachtet werden; es handelt sich hierbei um aufgearbeitete Tonschiefer. Fallweise sind Rippeln angedeutet. In diesem Bereich treten auch Trockenrisse auf. Schließlich kommt es zu einer Wechsellagerung von roten und weißen Sandsteinen, wobei zuerst die roten noch überwiegen. Den Abschluß bilden weiße

Quarzite mit aufgearbeiteten grünen Tongallen und mächtigen Schrägschichtungsblättern. Auf dem Weg von der Seidlalmhütte zur Oberen-Streif-Alm ist in den weißen Quarziten eine ca. 0.5 m mächtige mergelig-sandige Lage aufgeschlossen, die Pflanzenreste führt.

Die Konglomerate bzw. die, viele Quarzkomponenten führenden, Sandsteine werden in das Obere Rotliegend gestellt, die gebankten Sandsteine haben nach MOSTLER (1972) Zechsteinalter, die laminierten und darüberfolgenden Sandsteine werden in das Skyth eingestuft.

Dolomitisierung

Im Gelände fallen immer wieder Bereiche auf, die vollkommen dolomitisiert sind, und unmittelbar daneben treten kalkige Breccien auf, die oft überhaupt keine Dolomitkomponenten enthalten. Dieses Phänomen mit der Sedimentation zu erklären, scheint dem Verfasser nicht zielführend, da ein abrupter Wechsel von rein dolomitischen zu rein kalkigen Schüttungen unwahrscheinlich ist. Teile der Breccie wurden also erst nachträglich dolomitisiert.

Die Hauptdolomitisierung muß bereits vor der Deformation erfolgt sein, da stark ausgelängte Breccienpartien nie davon erfaßt wurden; die dolomitischen Komponenten sind durchwegs nicht bis kaum gelängt.

Unter dem Mikroskop lassen sich, wie bereits BARNICK (1959) erkannte, zwei Phasen der Dolomitisierung unterscheiden. Die erste Phase übergreift meist das ganze Gestein. Dolomitische Komponenten zeigen Sammelkristallisation, kalkige Komponenten werden dolomitisiert und in der Matrix wächst dolomitischer Zement. Die Kristalle verdrängen beim Wachstum das umgebende Material, dieses kommt zwischen ihnen zu liegen. Die meisten Dolomitkristalle zeigen keine Einschlüsse.

Die Größe dieser in den verschiedenen Komponenten schwankt stark. Die feinkörnigen Komponenten dürften aus Mikriten hervorgegangen sein; diese besaßen mehr Kristallisationskeime, so daß viele kleine Dolomitkristalle gesproßt sind. Die grobkörnigen Komponenten dürften auf Sparite mit wesentlich weniger Kristallisationskeimen zurückzuführen sein (MISIK, 1970). Dieser Generation gehört auch noch ein Teil der z.T. idiomorph gesproßten Dolomitkristalle, die in der Kalkbreccie immer wieder auftreten, an. Während der Deformation kam es zu einem häufigen Zerbrecchen dieser Dolomite.

Die zweite, posttektonische Dolomitisierungsphase zeigt sich in der Sprossung von Dolomitkristallen entlang von geraden Klüften in stark deformierten Kalkkomponenten. Außerdem können an älteren Kristallen weiterwachsende Dolomitsäume erkannt werden. Diese weisen einen höheren Reinheitsgrad auf und erscheinen im Schliff heller.

In einer letzten Phase kam es schließlich noch zu einer Dedolomitisierung. Diese ist an stark beanspruchten Dolomitkristallen besonders schön zu beobachten. Entlang von Spaltflächen wird der Dolomit aufgelöst und durch Calcit ersetzt. Es fällt auf, daß nur die ältere Generation solche Dedolomitisierungserscheinungen zeigt, die jüngere dürfte zu wenig Oberfläche für das Angreifen der Lösungen geboten haben.

Metamorphose der postvariszischen Einheiten

Angeregt durch Arbeiten von SCHRAMM (1978) und HOHENBÜHEL (1980), die permoskythische Gesteine auch auf die Metamorphose hin untersucht haben, wurde vom Verfasser versucht, diese auch im Hahnenkammgebiet nachzuweisen. HOHENBÜHEL konnte im Raum Kirchberg Pyrophyllit, SCHRAMM im Raum zwischen Wörgl und St. Johann einen mixed-layer Paragonit/Muskowit, Paragonit und Pyrophyllit als neu gebildete Minerale aufzeigen.

Es kamen 12 Proben aus der Basalbreccie und den darüberliegenden Tonschiefern zur Untersuchung. Die Fraktion $<2\mu$ wurde auf Glaträger aufgeschlämmt, getrocknet und mit dem Röntgendiffraktometer analysiert. In drei Proben konnte in geringen Mengen ein Mixed-layer Paragonit/Muskowit anhand des Basalreflexes von 3.25 \AA nachgewiesen werden. Alle drei Proben stammen aus skythischen Tonschiefern. Das Nichtvorhandensein von Pyrophyllit dürfte auf das schon primäre Fehlen von Kaolinit zurückzuführen sein. Eine detritäre Einschüttung des mixed-layer Paragonit/Muskowit schließt SCHRAMM (1978) sowohl aus mineralogischen als auch aus paläogeographischen Gründen aus. Dieser wäre während der Verwitterung, Abtragung und des subaquatischen Transports in Tonminerale abgebaut worden. Der mixed-layer Paragonit/Muskowit dürfte nach folgender, von FREY (1978) beschriebener, Reaktion gebildet worden sein:
mixed-layer Illit/Montmorillonit \rightarrow Rektorit \rightarrow mixed-layer Paragonit/Muskowit
 \rightarrow Paragonit + Muskowit

Nach WINKLER (1979) wird Paragonit/Muskowit und Paragonit in der "very low-grade metamorphism" gebildet. Da es im speziellen Fall nicht einmal zur Bildung von Paragonit, oder nur in so geringen Mengen, daß diese mit dem Röntgendiffraktometer nicht mehr nachgewiesen werden konnte, gekommen ist, kann geschlossen werden, daß das bearbeitete Gebiet in alpidischer Zeit von einer gerade erst beginnenden Metamorphose erfaßt wurde.

Die Basalbreccie als Dekorstein

Die Basalbreccie ist von ihrem Aussehen und ihrer bunten lithologischen Zusammensetzung her als Dekorationsstein gut geeignet. Die Farbe wird im wesentlichen von den hellen Karbonatkomponenten und dem roten Bindemittel bestimmt. Die tektonische Beanspruchung der Komponenten und der unterschiedliche Anteil an Bindemittel bringen etwas Abwechslung in das sonst eher einheitliche Aussehen von Breccien. Ist die Matrix fast völlig ausgequetscht, führt dies zu hellen Typen; mit zunehmendem Bindemittelanteil wird das Gestein dunkler. Auch die unterschiedlichen Formen der Komponenten von praktisch undeformiert bis vollkommen ausgelängt beleben das Gestein. Abwechslung wird schließlich auch noch durch die etwas andere Färbung und das durch die Grobkörnigkeit bedingte andere Aussehen der Dolomitbreccie gegenüber der Kalkbreccie hervorgerufen.

Die Festigkeitseigenschaften sind beim kalkigen Breccientyp meist besser als beim dolomitischen. Bei der Dolomitbreccie kommt es beim Anschlagen mit dem Hammer fallweise zum Ausbrechen von Komponenten. Wird das Gestein jedoch geschnitten, braucht eine Herauslösung der Bestandteile nicht mehr befürchtet werden. Die Dolomitkomponenten schwimmen meist frei in der Grundmasse, sie treten selten gerüstbildend auf, die Berührungsfächen sind in solchen Fällen glatt. Die wenig bis kaum deformierten Kalkkomponenten verhalten sich gleich wie die dolomitischen, sind diese jedoch stärker

ausgelängt, kommt es sowohl zu einer richtigen Verzahnung der einzelnen Komponenten miteinander als auch mit dem Bindemittel. Die Festigkeit wird dadurch wesentlich erhöht. Positiv auf die Festigkeitseigenschaften wirkt sich auch fallweise auftretender, das Bindemittel verdrängender karbonatischer Zement aus. Dieser kann die einzelnen Komponenten miteinander verkitten. Verkieselte Matrix tritt nicht auf. Erhöhter Karbonatgehalt im Bindemittel erhöht die Festigkeit insofern, als die Karbonatkörner mit den restlichen Bestandteilen der Matrix häufig verzahnen. Selbst in rein sandig-tonigem Bindemittel greifen die einzelnen Körner trotz Schieferung so ineinander, daß ein Abscheren nicht befürchtet werden muß.

Als sehr nachteilig für die Festigkeit erweist sich die Klüftung. Es treten immer wieder Bereiche auf, in denen das Gestein in nur noch dem großen, z.T. sogar noch kleinere Klüftkörper zerlegt wird. Diese Partien können mehrere Meter mächtig werden, und sie lassen sich aufgrund der Aufschlußverhältnisse im Gelände nur schwer erfassen. Eine genaue Ermittlung dieser stark gestörten Zonen ist nur mit Hilfe von Bohrungen möglich.

Schichtung bzw. Bankung beeinflussen die Festigkeit kaum, da diese z.T. überhaupt fehlen, oder die Inhomogenitätsflächen so weit auseinander liegen, daß sie sich auf die gewünschte Blockgröße nicht mehr auswirken. Auch die Schieferung wirkt sich nicht nachteilig aus, da keine glatten, die Festigkeit mindernden Flächen entstehen. Zur Feststellung der Frostbeständigkeit wurden Beobachtungen im Gelände und an in Kitzbühel verbauten Gesteinen durchgeführt. Der sogenannte "Schattbergstein" wurde früher schon abgebaut, der Steinbruch wurde in der Zwischenzeit aber stillgelegt. Die Breccie wurde hauptsächlich in Gartenmauern und dergleichen verbaut, sie fand aber auch beim Hausbau und bei der Bachverbauung Verwendung. Obwohl das Gestein wohl schon seit Jahrzehnten den Atmosphärien ausgesetzt ist, zeigt sich keine Lockerung der Komponenten oder irgendwelche Absprengungen. Auch im Gelände konnten keine derartigen Beobachtungen gemacht werden. Sollte es erneut zu einem Abbau der Basalbreccie in diesem Raum kommen, so muß darauf hingewiesen werden, daß eine Gewinnung im selben Steinbruch nicht mehr möglich ist. Wie die Untersuchungen jedoch ergeben haben, unterscheidet sich das Gestein in anderen Bereichen nicht von jenem im alten Steinbruch, die Beobachtungen können also auf den ganzen Breccienkomplex übertragen werden. Auch zur Feststellung der Wetterbeständigkeit wurden die bereits verbauten Gesteine untersucht. Es konnte keine selektive Herauswitterung irgendwelcher Komponenten oder des Bindemittels beobachtet werden, auch konnte keine Rostbildung festgestellt werden. Dünnschliff- und Röntgendiffraktometeruntersuchungen ergaben als schädliche Gemengteile lediglich Hämatit. Dieser wandelt sich jedoch nur langsam in Limonit um (PESCHEL, 1977). Durch die meist äußerst feine Verteilung fällt eine Rostbildung nicht auf. Es konnten auch keine schädlichen Tonminerale festgestellt werden. Es tritt lediglich Illit bzw. Muskowit auf. Die Wetterbeständigkeit kann durch Polieren verbessert werden, da Niederschlagswasser, Staub oder Organismen an der glatten Oberfläche nur schlecht haften (PESCHEL, 1977).

Abbaumöglichkeiten

Der alte Steinbruch am Schattberg kommt für einen neuerlichen Abbau der Hahnenkambbreccie nicht in Frage. Die abbaubaren Vorräte sind in diesem Bereich zu gering, eine Ausweitung des Steinbruchs ist aus morphologischen Gründen praktisch nicht möglich. Für eine neuerliche Gewinnung des "Schatt-

bergsteines" kommen zwei Stellen in Frage: das Gebiet östlich des Ehrenbaches von der Talsohle bis zur Grenze des Breccienkörpers, und der Bereich südwestlich des Wasserschlosses über dem Wirtshaus Einsiedelei.

Am besten für einen Abbau geeignet erscheint die Breccie östlich des Ehrenbaches. Beim Ehrenbachfall bildet sie eine ca. 30 m hohe, fast senkrechte Wand. Die das Gestein trennenden Klüfte liegen im unteren Bereich 1 m und weiter auseinander, die Breccie ist kompakt, sie weist kaum Bankungsflächen auf. In höheren Bereichen können die Kluftabstände aufgrund der Aufschlußverhältnisse nicht mehr eindeutig erfaßt werden. Es muß darauf hingewiesen werden, daß das Gestein öfters von stark gestörten Zonen durchzogen wird, in denen der Kluftabstand nur noch wenige cm beträgt.

Die Breccie ist in diesem Gebiet hauptsächlich kalkig entwickelt. Es kommen aber auch vollkommen dolomitisierte Bereiche und Mischgesteine vom Typ III vor. Es treten immer wieder bis zu 1 m mächtige, tonig-sandige, linsenförmige Körper auf, die kaum Karbonatkomponenten führen und für eine weitere Verwertung nicht geeignet sind.

In den obersten Bereichen hier sind die Bestandteile der Breccie stark ausgelängt, das Bindemittel wurde weitgehend ausgequetscht. Auf der Ostseite des gewinnbaren Rückens ist das anstehende Gestein teilweise von Bergsturzmaterial aus Basalbreccie überlagert. Dieses liegt zu einem großen Teil in z.T. schönen Rohblöcken vor, die ohne weiteres verwertet werden können.

Bei einer Wandhöhe von 25 m zwischen den einzelnen Strossen, einem Böschungswinkel von 45° und einer Strossenbreite von 15 m, wären maximal 3.5 Millionen Kubikmeter Gestein gewinnbar - selbst bei größeren Abbaumengen viel zu viel für einen Dekorationsstein-Steinbruch. Aufgrund der morphologischen Gegebenheiten kann die Abbaumenge nicht beliebig nach unten reduziert werden. Das Gelände beginnt unten mit einer Steilstufe und legt sich dann allmählich flacher nach hinten zurück. Mit den oben eingesetzten Werten ergibt sich eine Mindestabbaumenge von ca. 90.000 m^3 , wenn bis zur Talsohle herunter, wo bessere Gesteinsqualität vorherrscht, abgebaut werden soll. Die Abbaumenge könnte durch einen steileren Böschungswinkel noch weiter verringert werden, dafür wären allerdings genaue felsmechanische Untersuchungen notwendig. Der Abbau müßte von der Seite vom Osten her begonnen werden.

Abbaumengen können nicht angegeben werden, da die stark gestörten Zonen und die unverwertbaren sandig-tonigen Lagen nicht genau erfaßt werden können. Die Schuttbedeckung ist gering oder z.T. überhaupt nicht vorhanden. Ein Abbau bis zur Bergsturzbedeckung scheint unwahrscheinlich, außerdem sind große Teile davon verwertbar. Blöcke, die die Größe für die Herstellung von schleifbaren Platten nicht erreichen, könnten wie früher zu Steinen für Gartenmauern etc. weiterverarbeitet werden. Der nicht verwertbare Abraum könnte am Fuß des Steinbruchs deponiert werden.

Der zweite, von der Morphologie her für einen Abbau in Frage kommende Standort liegt am Rücken über dem Wasserschloß. Die Breccie ist auch hier überwiegend kalkig entwickelt, es treten immer wieder sandige Lagen auf. Stark gestörte Zonen mit Kluftkörpern von nur wenigen cm Kantenlänge sind öfters vorhanden. Die maximale abbaubare Gesteinsmenge beträgt hier ca. 1.3 Millionen Kubikmeter, nach unten hin sind in diesem Gebiet durch die Morphologie keine Grenzen gesetzt. Etwas problematisch würde sich im Fall eines Abbaus die Lagerung des Abraums gestalten, da keine ebenen Flächen für eine Deponie vorhanden sind.

2. Raum Kals

Das bearbeitete Gebiet liegt östlich von Kals, die beschriebenen Gesteine bilden die südliche Seite des Ködnitzals bis zum mittelostalpinen Altkristallin.

Gesteinsbestand

Sericitquarzite, Quarzite

Bei diesen Gesteinen handelt es sich im wesentlichen um meist stark tektonisch beanspruchte Sericitquarzite und um gebankte, kompakte, relativ reine Quarzite. Die Übergänge zwischen diesen Gesteinen sind fließend. Die Sericitquarzite überwiegen bei weitem. Sie sind meist grünlich, seltener reinweiß gefärbt. Dieses Gestein kann extrem gefältelt sein. Die kompakten Quarzite sind meist weiß, nur selten zeigt sich eine leichte grünliche Färbung. Der überwiegende Teil ist gebankt, wobei die Bankmächtigkeit von ca. 2 cm bis maximal einige dm schwankt.

CORNELIUS & CLAR (1939) und SCHMIDT (1952) stellen diese Gesteine in die Permotrias. Dafür sprechen fallweise auftretende Gerölle aus dunklen Kieselstiefen in den Sericitquarziten. TOLLMANN (1977) rechnet die Sericitquarzite dem permischen Alpinen Verrucano und die gebankten Quarzite den skythischen Lantschfeldquarziten zu.

Prasinite

Die Prasinite sind durchwegs feinkörnige gebänderte Gesteine, die fallweise stark in sich verfalltet sein können. Die Bänderung wird hervorgerufen durch lagige Anhäufung von Chlorit, Epidot, Quarz und Feldspat, sowie Karbonat.

Ein Schliff (Probe nordöstlich der Nickelalm) zeigt gleichmäßig über das ganze Gestein verteilten blaßgrünen und farblosen Chlorit. Der Großteil ist stark verunreinigt, die Korngröße beträgt ca. 0.1 mm und weniger. Nur selten treten größere (ca. 0.3 mm ϕ), kaum verunreinigte Körner auf. Ebenfalls lagig angeordnet sind Quarz, Feldspat und Karbonat.

Weiters konnten noch geringe Anteile sehr feinkörniger Hornblende und Muskowit beobachtet werden. Röntgenographisch wurde auch noch Biotit nachgewiesen.

CORNELIUS & CLAR (1939) beschreiben aus einem Schliff (Probe gegenüber Tinkl) praktisch den gleichen Mineralbestand; das Gestein ist dort nur etwas grobkörniger. Die Trübung des Epidots führen sie auf Einschlüsse von "anscheinend Titanit" zurück. Zu rundlichen Flecken zusammengehäufte reine Epidotkristalle deuten sie als eventuelle Pseudomorphosen nach Granat.

In diese Prasinite sind immer wieder stark verunreinigte Marmorlagen, seltener Quarzite und Kalkphyllite, eingeschaltet. Die mehrmalige Wechsellagerung von Prasiniten mit mächtigeren Karbonatbändern, die auch weiter aushalten, sowie der langsame Übergang von den Grünschiefern in die Karbonate lassen auf einen tuffogenen Ursprung der Prasinite schließen.

Prasinite treten im Arbeitsgebiet als ein bis zu 70 m mächtig werdendes Band, das durchwegs zwischen der Evaporitischen Serie und den Quarziten

eingeschaltet ist, auf. Kleinere Körper sind in die Quarzite im Peischlachtal eingeschuppt.

Chemismus der Prasinite

Gesamtes Fe als Fe0. Angaben in Gew.-%

Probe	G 2	G 94	G 96
SiO ₂	47.00	47.29	48.47
Al ₂ O ₃	17.99	16.01	17.16
Fe0	2.77	5.90	6.77
Mg0	6.30	5.43	6.01
Ca0	12.70	13.39	10.21
Na ₂ O	3.15	2.81	3.24
K ₂ O	0.61	0.47	0.61
TiO ₂	1.63	1.89	1.97
P ₂ O ₅	0.19	0.13	0.22
Mn0	0.15	0.18	0.15
GV	7.29	6.36	4.59
	<u>99.78</u>	<u>99.86</u>	<u>99.40</u>

Die Prasinite fallen im Alkali-Silizium-Diagramm nach G.A. MAC DONALD & T. KATSURA (1964) in das Feld der Tholeiitbasalte.

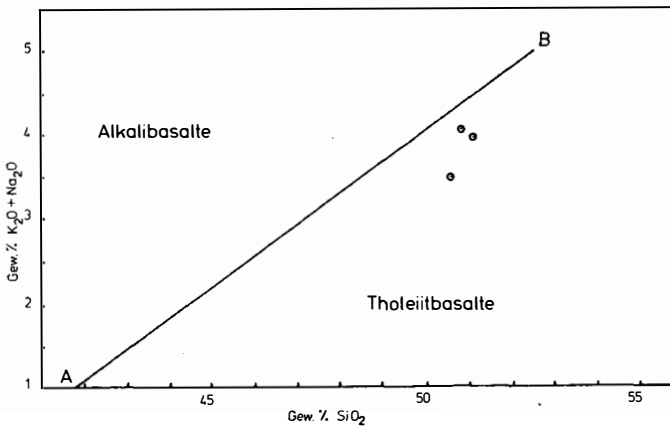


Abb. 1: Alkali- und Tholeiitbasalte im Diagramm nach G.A. MAC DONALD & T. KATSURA (1964)

BICKLE & PEARCE (1975) haben Prasinite aus der Matreier Zone östlich des Ködnitztals untersucht und diese mit Hilfe von Spurenelementen Ozeanbodenbasalten zuordnen können. Im Ti-Zr-Y-Diagramm nach PEARCE & CANN (1973) fallen alle Analysen bis auf eine in das Feld B (Abb. 2 a). Dies stellt allerdings nur einen Hinweis für Ozeanbodenbasalte dar. Im Ti-Zr-Diagramm fallen alle Proben wieder mit Ausnahme von einer in das Feld D, das eindeutige der Ozeanbodenbasalte (s. Abb. 2 b). MIYASHIRO (1975) gibt weiters für Ozeanbodenbasalte SiO_2 -Gehalte von 47-52%, TiO_2 -Gehalte von 0.5-2.5% und Fe0/Mg0-Werte von 0.7-2.1 an. Die Analysen (G 2, G 94, G 96) bewegen sich in diesen Bereichen. Die K_2O -Gehalte liegen allerdings etwas über den von MIYASHIRO angegebenen Werten (0.07-0.4%). Im Diagramm Fe0 gegen Fe0/Mg0 liegen die analysierten Proben genau auf der Linie der Ozeanbodenbasalte und im TiO_2 -Fe0/Mg0-Diagramm zeigen sie einen ansteigenden TiO_2 -Trend.

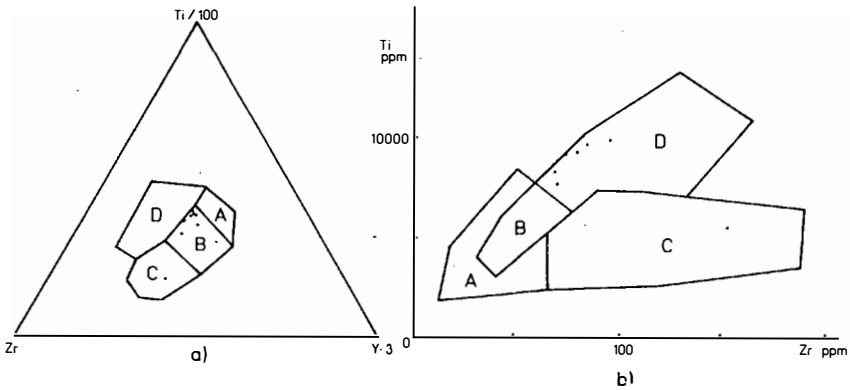


Abb. 2: Von BICKLE & PEARCE (1975) analysierte Proben von Grünschiefern aus der Matreier Zone

a) Ti-Zr-Y-Diagramm nach PEARCE & CANN (1973):

Feld A: Inselbogentholeiite

Feld B: Ozeanbodenbasalte, Inselbogentholeiite, Kalkkalibasalte

Feld C: Kalkkalibasalte

Feld D: "within-plate"-Basalte

b) Ti-Zr-Diagramm nach PEARCE & CANN (1973):

Feld A: Inselbogentholeiite

Feld B: Ozeanbodenbasalte, Inselbogentholeiite, Kalkkalibasalte

Feld C: Kalkkalibasalte

Feld D: Ozeanbodenbasalte

Wie die verschiedenen Diagramme zeigen, dürften diese Vulkanite im Zuge einer Zerrungstektonik entstanden sein. Es sei jedoch darauf hingewiesen, daß nur drei analysierte Proben zur Verfügung standen, und zur eindeutigen Abklärung dieses Problems weitere Untersuchungen notwendig wären.

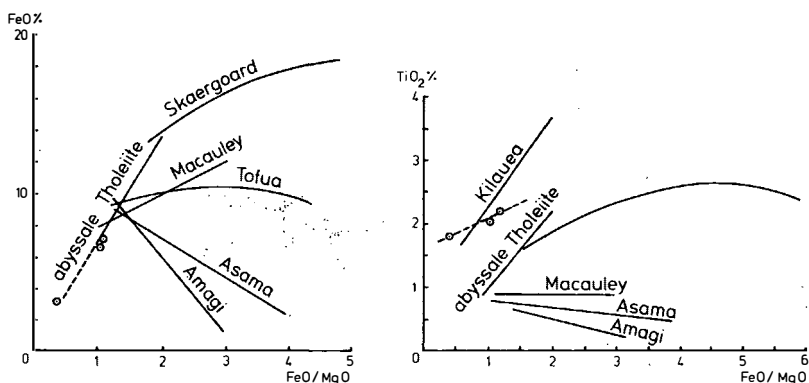


Abb. 3: FeO-FeO/MgO- und TiO₂-FeO/MgO-Diagramme nach MIYASHIRO (1975)
 Skaergaard Intrusion (Grönland), Macauley-Insel (Kermadec), Kilauea (Hawaii) und Tofua-Insel (Tonga) gehören zu den Tholeiiten, Asama- und Amagi-Vulkane (Japan) gehören zu den Alkalibasalten

Die altersmäßige Einstufung des Prasinitis gestaltet sich schwierig. Es könnte sich dabei um eine Einschuppung aus dem penninischen Bereich handeln, er hätte dann jurassisches bzw. kretazisches Alter. CORNELIUS & CLAR (1939) weisen jedoch öfters auf die enge Verbindung mit dem Quarzit zug hin, was SCHMIDT (1952) dazu veranlaßte, "skythisches Alter am wahrscheinlichsten" anzunehmen. Auch der Verfasser neigt zu skythischer Einstufung, da eine Einschuppung eines so geringmächtigen Körpers auf derart weite Strecken (ca. 4 km im Arbeitsgebiet, weiter westlich und weiter östlich in gleicher Position von CORNELIUS & CLAR beschrieben) ohne stärkeres Zerbrecen unwahrscheinlich ist. Es sei jedoch darauf hingewiesen, daß der Kontakt zum Quarzit immer tektonisch ist. Der ursprüngliche Verband ist nicht mehr gegeben, die Schichtgrenzen wurden tektonisch überprägt. TOLLMANN (1977) gibt für Grünschiefer in der Matreier Zone nur jurassisches Alter an.

CORNELIUS & CLAR (1939) führen als unterscheidendes Merkmal gegenüber den Prasiniten der Oberen Schieferhülle einen wesentlich höheren Quarzgehalt, der auf eine primäre Verschiedenheit des Chemismus zurückzuführen ist, an.

Wie schon vorher angeführt, handelt es sich bei den Prasiniten um umgewandelte Tuffe, die im Laufe einer Zerrungstektonik entstanden sein dürften. Diese könnte als erstes Anzeichen in unmittelbarer Nähe des penninischen Ablagerungsraumes für die im Jura erfolgende Ozeanisierung gedeutet werden.

Evaporitische Serie

Die Evaporitische Serie wird zum allergrößten Teil aus Gips, untergeordnet noch aus Rauhwacken, Chloritschiefern, Kalkphylliten und Kalken aufgebaut. Der Gips ist meist stark verunreinigt, wobei der Verunreinigungsgrad in weiten Grenzen schwanken kann. Auch der Anteil der daran beteiligten Minerale kann stark variieren.

Im Gips tritt immer Karbonat auf. Es kann sich dabei sowohl um Calcit als auch um Dolomit handeln.

Weiters ist Chlorit an den Verunreinigungen wesentlich beteiligt. Dieser ist fallweise gleichmäßig über das ganze Gestein verteilt, häufig liegt er aber in Linsen oder Bändern vor. Der Gips kann so weit zurücktreten, daß man schon von Chloritschiefern sprechen muß. Chloritschieferlinsen können von wenigen Zentimetern bis mehreren Metern Größe schwanken. Länger aushaltende Lagen werden bis zu 0.5 m mächtig.

Im Gips tritt ferner Quarz recht häufig auf. Quarzbänder können bis zu 30 cm dick werden; diese sind dann aber meistens stark zerbrochen. Häufiger kommt er in Form von Linsen und Knauern vor, deren Größe von wenigen Zentimetern bis zu (insbesondere auf der Südseite des Ködnitztals südöstlich Rangetin) 1 m und mehr schwankt.

Eine untergeordnete Rolle bei den Verunreinigungen spielen Muskowit und Pyrit, der praktisch immer stark verwittert ist. Albit konnte nur röntgenographisch nachgewiesen werden.

Im Gips kommt es immer wieder zu einer Wechsellagerung von relativ reinen und stark verunreinigten Lagen. Nach oben hin nehmen die Verunreinigungen jedoch zu und der Gips kann allmählich in einen Kalkphyllit bis Kalkglimmerschiefer übergehen.

Verknüpft mit dem Gips kommen hin und wieder Rauhwacken vor. Südöstlich unter der Nickel Alm in den schlecht aufgeschlossenen Wiesen und südwestlich der Oberfieger Alm im Peischlachbach treten gelbe bis gelbbraune Rauhwacken auf.

Südlich des Bachknies des Ködnitzbaches unter Rangetin ist eine intensive Wechsellagerung von Chloritphylliten, Chloritschiefern, Kalkphylliten, Quarzbändern und Gipslagen aufgeschlossen.

CORNELIUS & CLAR (1939) haben diese Abfolge als eigenes Schichtglied, die Roßbeckschichten, ausgehalten. Der Name stammt vom Roßbeckbach westlich von Kals, dessen Schlucht größtenteils in solche Schichten eingeschnitten ist.

Die Evaporitische Serie beginnt auf der Südseite des Ködnitzbaches südöstlich Glor und zieht dann stets unter dem Prasinitzug gegen Osten. Sie erreicht ihre größte Mächtigkeit etwas östlich des Folpreoma-Baches mit ca. 250 m (SCHMIDT, 1952, gibt lediglich 30 m an). Nordöstlich über der Nickel Alm ist sie nur noch geringmächtig und keilt dann bald aus.

Die Einordnung der Evaporitischen Serie ist unsicher. CORNELIUS & CLAR sehen in diesen Gesteinen entweder ein metamorphes Äquivalent von Werfener Schichten oder ein Glied der Obertrias, nicht nur Karn, sondern auch besonders den "bunten Keuper" des Semmerings (CORNELIUS, 1936). Darunter versteht CORNELIUS (1936) ein "unmittelbar dem Rhät vorangehendes Schichtglied". SCHMIDT (1952) stellt den Gips in das Anis. Gegen eine Deutung als karnisches Alter führt er an, daß ein unterlagernder Dolomit überall fehlt. Gegen "bunten Keuper" spricht nach SCHMIDT, daß in der oberen Trias in der Matreier Zone eine reichhaltige Schichtfolge entwickelt ist, diese nirgends mit Gips in Verbindung steht und auch ganz allgemein keine Ähnlichkeit mit einem "bunten Keuper" besitzt.

Sollte eine derartige Einstufung - permotriadische Quarzite, skythische Prasinite, anisische Gipse - richtig sein, so tritt uns am Südadhang des Ködnitztales ein größeres, mächtigeres Schichtpaket, das heute invers liegt, entgegen.

Kalke, Dolomite

Sowohl die Kalke als auch die Dolomite liegen meist in Form von Marmoren vor. Sie sind oft gebankt, wobei die Mächtigkeit der Bänke zwischen wenigen Zentimetern bis mehreren Dezimetern schwankt. Hin und wieder treten sie massig auf. Sie bilden als ca. 25 m mächtiges Band hier die hangendste Einheit der Matreier Zone.

Eine altersmäßige Einstufung ist praktisch nicht möglich, da Fossilien fehlen und derartige Bildungen im Anis, Ladin, Nor und im Lias vorkommen.

Kalkphyllite

Kalkphyllite umgeben den ganzen Serpentinistock im hinteren Ködnitztal und unterlagern die Evaporitische Serie. Es lassen sich graue, braun anwitternde Phyllite bis Kalkglimmerschiefer, graue, silbrige Phyllite und dunkelgraue bis schwarze Phyllite unterscheiden. CORNELIUS & CLAR (1939) stellen diese in den Lias.

Serpentinit

Die umhüllenden Gesteine, die nördlich der Nickel Alm ganz flach auf dem Serpentinistock aufliegen, sind durchwegs verschiedene Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite. Der Kontakt ist überall tektonisch, es kommt immer wieder vor, daß kleine Serpentinlinsen noch in die Kalkglimmerschiefer eingeschuppt wurden. Randlich im Kontaktbereich ist der Serpentinistock fast immer sehr stark durchbewegt und z.T. vollkommen zerbrochen. In diesen Bereichen treten sehr häufig mit Asbest gefüllte Klüfte auf. Besonders stark in Mitleidenschaft gezogen wurde der nordöstliche Bereich, der vom Berger Bach durchflossen wird. Hier ist der Serpentinistock so stark zerlegt, daß sich der Bach nicht entlang der weichen Kalkglimmerschiefer, sondern direkt in den Serpentinistock eingeschnitten hat.

Der Körper wird im wesentlichen von einem dunkelgrünen, dichten, massigen Serpentinistock aufgebaut. Häufig sind bis zu 2 cm große Pyroxenkrystalle bzw. Pseudomorphosen nach Pyroxen zu beobachten. Die Klüfte sind meist mit Asbest oder Hornblendefasern gefüllt, wobei in den zentralen Bereichen die Hornblendefüllungen überwiegen. Fallweise können Partien mit bis zu 0.5 cm großen Talknestern, die braun anwittern, beobachtet werden. Nicht selten sind Erzsprengungen zu erkennen, wobei es sich fast immer um Pyrit, nur ganz untergeordnet um Kupferkies handelt.

Ca. 20 m westlich der Serpentinistockgrenze bei der Nickel Alm tritt etwas über dem Fahrweg zu dieser Alm im Serpentinistockkörper eine Breccie auf. Die Komponenten bestehen ausschließlich aus Serpentinistock und werden bis max. 10 cm groß. Das Bindemittel besteht zum Großteil aus Talk und Karbonat. Auch die Komponenten sind fallweise randlich vertalkt. Zwischen den Komponenten fallen immer wieder Nester aus Hämatit und braunen Eisenhydroxiden auf.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß das Gestein zum größten Teil aus Antigorit besteht. Die Größe der Blättchen schwankt stark. Sie können vollkommen untergeordnet vorliegen oder seltener maschige Struktur aufweisen. Hin und wieder treten auch büschelige Aggregate auf. Sehr häufig können Pyroxene oder deren Überreste beobachtet werden. Diese enthalten hin und wieder kleine, xenomorphe Zirkonkrystalle. Es gibt alle Übergänge von noch recht gut erhaltenen bis zu vollkommen bastitisierten Krystallen, wobei unversehrte nur noch sehr selten vorhanden sind.

Die Serpentinisierung dieser Pyroxene erfolgt sowohl vom Rand her als auch entlang der Spaltflächen. Sind senkrecht aufeinander stehende Spaltflächen deutlich ausgebildet, kann dadurch, daß die Kristalle zuerst entlang der Spaltflächen umgesetzt werden, eine maschige Struktur entstehen. Klüfte und Spaltflächen können mit Chrysotilasbest verheilt sein.

Talk tritt immer in Klüften oder in kleinen Nestern als feinschuppiges Aggregat auf. Größere vertalkte Gesteinspartien treten praktisch nicht auf.

Weiters konnte im Schliff noch etwas Karbonat beobachtet werden, das entlang von Klüften, aber auch im unversehrten Serpentin auftritt.

Weiters treten neugebildete Hornblenden auf. Diese sind immer farblos und sprossen meistens an, nur selten in Pyroxenen. Es konnten aber auch neugewachsene Hornblenden in Serpentin ohne Verbindungen mit Pyroxen beobachtet werden.

Schließlich muß noch das opake Erz, das in allen Dünnschliffen auftritt, erwähnt werden.

Im Auflichtmikroskop stellt sich heraus, daß es sich bei diesen Erzen zum größten Teil um Ilmenit und Magnetit handelt. Die Körner sind meist xenomorph, seltener hypidiomorph, bis idiomorph ausgebildet. Sie zeichnen häufig zerbrochene Olivin- und Pyroxenkristalle nach. Oft nimmt die Erz-konzentration von außen nach innen hin ab. Immer wieder ist Rutil mit Ilmenit verwachsen.

Dieses Erz muß bei der Serpentinisierung entstanden sein. AUGUSTITHIS (1977) führt an, daß im Zuge der Umwandlung von Olivin und Pyroxen Eisen-oxide freigesetzt werden können.

Neben Ilmenit und Magnetit treten in untergeordneten Mengen noch Pyrit, Kupferkies, Magnetkies, Bravoit bzw. Millerit, Goethit und Lepidokrokot auf.

Bei Verwachsungen von Pyrit mit Magnetkies ist öfters eine Verdrängung des Pyrits durch Magnetkies zu beobachten. Dieser bildet oft einen Saum um den Pyrit oder dringt entlang von Klüften und Rissen in diesen ein. Nach RAMDOHR (1975) läßt eine derartige Erscheinung auf Bildung in großer Tiefe schließen.

Pyrit, Kupferkies und Magnetkies sind fein verteilt über das ganze Gestein vorhanden und müssen bereits mit diesem gebildet worden sein. Goethit und Lepidokrokot sind sekundäre Umwandlungsprodukte der eisen-hältigen Minerale.

Zur tektonischen Stellung des Serpentinits:

Früher wurden die Serpentinite der Matreier Zone als tektonische Schuppen, die aus dem überlagernden Altkristallin zu beziehen sind, gedeutet (ANGEL, 1929; CORNELIUS & CLAR, 1939). In neueren Publikationen (z.B. TOLLMANN, 1975, 1977; THIELE, 1980) wird an einer Herkunft aus dem penninischen Raum nicht mehr gezweifelt.

Der untersuchte Serpentinit weist Iherzolithischen Chemismus auf. COLEMAN (1977) gibt für derartige Gesteine Mittelwerte für Al_2O_3 von 3.6%, für das Verhältnis $MgO/(MgO + FeO)$ von 0.84 an. Die $MgO/(MgO + FeO)$ -Werte ergeben zwar einen durchschnittlichen Wert von 0.84, schwanken aber im einzelnen doch beträchtlich. Da nur drei analysierte Proben vorliegen und die entsprechenden Werte für Dunite 0.86 und für Harzburgite 0.85 betragen, kann dieses Kriterium nicht zur Unterscheidung herangezogen werden.

Chemismus: Gesamtes Fe als FeO; Angaben in Gew.-%

Probe	S 19	S 31	S 38
SiO ₂	42.07	33.62	41.44
Al ₂ O ₃	4.23	3.24	4.30
FeO	4.76	6.64	5.80
MgO	34.22	28.19	34.86
CaO	1.87	8.26	0.77
Na ₂ O	0.10	0.06	0.04
K ₂ O	0.07	0.08	0.07
TiO ₂	0.12	0.12	0.14
P ₂ O ₅	0.09	0.24	0.15
MnO	0.13	0.17	0.11
CV	<u>11.80</u>	<u>18.99</u>	<u>12.20</u>
	99.46	99.61	99.88

Deutlich von den anderen Gesteinstypen unterschieden sich die vorliegenden Proben jedoch im Al₂O₃-Gehalt, der für Dunite 0.35% und für Harzburgite 0.89% im Durchschnitt beträgt. Die Probe S 31 weist einen zu hohen CaO-Gehalt auf, dieser ist jedoch auf sekundär gebildeten Dolomit zurückzuführen.

Nach TOLLMANN (1975) wurde die Obere Schieferhülle in Glocknerfazies auf ozeanischem Boden abgelagert. Im Laufe der Subduktion wurden Teile der ozeanischen Kruste in die Matriere Zone eingeschuppt.

Dieser Serpentinitt kann also wohl als Bestandteil des ultramafischen Komplexes (COLEMAN, 1977) einer Ophiolithsequenz angesehen werden, dem Harzburgite, Lherzolithe und Dunite angehören.

In den Serpentinitt sind drei verschiedene Schuppen tektonisch eingelagert. Die erste befindet sich auf ca. 2150 m unmittelbar südlich des Berger Baches. Es handelt sich hier um eine ca. 3 m mächtige und etwa 10 m anhaltende Linse aus Epidotbiotitschiefer, Riebeckitschiefer, einem Karbonatband und Kalkchloritphyllit. An der Basis dieser Schuppe ist der Serpentinitt vollkommen in einen Talk- bis Chloritschiefer umgewandelt.

Die zweite Schuppe befindet sich ca. 50 m nördlich von P 2094. Diese ist besonders stark tektonisch beansprucht und wird ca. 6 m mächtig. Der Serpentinitt ist dort im Liegenden vollkommen mylonitisiert. Dieser Mylonit wird dann karbonatreicher, es schalten sich zuerst wenige Zentimeter, dann mehrere Dezimeter mächtige kompakte Karbonatbänke ein. Zwischen diesen treten immer wieder vollkommen mylonitisierte Partien auf, wobei nicht auszuschließen ist, daß es sich dabei um Kalkchloritphyllite handelt, wie sie auch in der ersten Schuppe auftreten. Das Karbonat ist hier gleich wie dort entwickelt, es treten hier allerdings auch dünne Chloritlagen im Karbonat auf.

Die dritte Schuppe liegt auf 2065 m südlich der Wasserfassung für ein kleines Elektrizitätswerk am Berger Bach. Sie besteht im wesentlichen aus Kalkchloritschiefer, aus Karbonatbänken und -linsen und aus einer ca. 30 m mächtigen Hornblende-Stilpnomelan-Quarzitbank.

Der hohe Karbonatanteil bzw. die reinen Karbonatbänke und der hohe Quarzgehalt im Hornblende-Stilpnomelan-Quarzit lassen bei diesen Schuppen

auf ursprüngliche Sedimente schließen. Da gleich ausgebildete Sedimente in der Matreier Zone fehlen, muß angenommen werden, daß es sich um penninische Ablagerungen handelt, die mit dem Serpentin eingeschuppt werden.

Verwendbarkeit der Gesteine

In erster Linie sollte der Serpentin im hinteren Ködnitztal auf seine Verwendbarkeit als Dekor- bzw. Werkstein untersucht werden.

Für eine Verwendung als Dekorstein kommt er nicht in Frage, da er tektonisch viel zu stark beansprucht und durchbewegt wurde. Es ist nicht möglich, das Gestein in der notwendigen Blockgröße zu gewinnen. Es sind auch im Bach unmittelbar unterhalb des Serpentinstockes auffallend wenig Serpentinblöcke zu finden. Für eine Herstellung von Ziergegenständen, wie Aschenbecher, Vasen etc. könnten in manchen Bereichen genügend große Rohblöcke gewonnen werden. Diese müßten aber sehr dünn geschliffen werden, um durchscheinend zu werden und damit einen entsprechenden dekorativen Charakter zu erlangen. Das Gestein ist jedoch zu spröde, um derartig dünn geschliffen zu werden, und damit für einen solchen Verwendungszweck nicht geeignet.

Eine weitere Verwendungsmöglichkeit wäre die Herstellung von Splitt. Der von der Morphologie her bedingte abbaubare Vorrat beträgt ca. 4 Mio m³. Von der Festigkeit her entspricht das Gestein den Anforderungen, die stark ineinander greifenden Serpentinblättchen bewirken eine große Zähigkeit. Schädliche Minerale treten stark zurück, das meiste Erz liegt in oxidischer Form vor. Sulfide treten nur ganz untergeordnet auf. Die Kornform läßt allerdings zu wünschen übrig. Wie im Schutt zu erkennen ist, treten sehr häufig nichtkubische, stark gelängte Körner auf. Die Kornform könnte allerdings im Fall eines Abbaus durch entsprechende Brecheranlagen etwas verbessert werden. Gegen eine Verwertung als Splitt sprechen aber neben der Kornform noch die wohl eher ungünstige geographische Lage, die Höhenlage (ca. 2000 m) und die fehlenden Lagerungsmöglichkeiten im Abbaubereich. Schließlich wurden noch für eine mögliche integrierte Nutzung des Gesteins (Magnesium, verschiedene Metalle) die Ni- und Cr-Werte bestimmt. Kupfer tritt nur in unwesentlichen Mengen auf. Die Nickelgehalte betragen im Durchschnitt ca. 1850 ppm, die Chromgehalte ca. 2400 ppm, also keinerlei erhöhte Werte. Eine derartige Nutzung ist somit, zumindest heute, nicht aktuell.

Der Gips erreicht stellenweise zwar eine beträchtliche Mächtigkeit, ist aber für eine technische Verwertung viel zu stark verunreinigt. Außerdem wäre ein Abbau aufgrund der Morphologie nicht möglich, da dies unverzüglich Rutschungen größeren Ausmaßes zur Folge haben würde.

Das gleiche gilt für den Prasinit und den Quarzit. Diese Gesteine würden sich fallweise zur Herstellung von Platten und Steinen für Ziermauern eignen, lassen sich aber nicht abbauen.

Zur Herstellung von Platten und Mauersteinen würde sich auch der Marmor im Hangendsten der Matreier Zone eignen. Dieser ist aber, besonders an der Bundesstraße südlich von Kals, wo die Morphologie einen Abbau eventuell zuließe, zu geringmächtig.

Literatur

- ANGEL, F. (1929): Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe in Osttirol. - Verh. Geol. B.-A., 1929, 146-166, Wien.
- AUGUSTITHIS, S.S. (1979): Atlas of the Textural Patterns of Basic and Ultrabasic Rocks and their Genetic Significance. - Walter de Gruyter, Berlin-New York.
- BARNICK, C.H. (1959): Petrographische Untersuchungen der permotriadischen Basisschichten im Bereich der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Brixlegg und Hochfilzen. - Unveröff. Diss., Phil. Fak. Innsbruck.
- BICKLE, M.J. & J.A. PEARCE (1974): Oceanic Mafic Rocks in the Eastern Alps. - Contrib. Mineral. Petrol. 49, 117-189, Springer-Verlag.
- COLEMAN, R.G. (1977): Ophiolites. - Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- CORNELIUS, H.P. (1936): Aufnahmebericht über Blatt Müzzzuschlag, Grauwackenzone und Semmeringgebiet. - Verh. Geol. B.-A., 1936, 50-51, Wien.
- CORNELIUS, H.P. & E. CLAR (1939): Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). - Abh. Reichsst. Bodenforsch., Zweigst. Wien, 25, H. 1.
- EISBACHER, G. (1963): Sedimentpetrographische Untersuchungen am Alpenen Buntsandstein im Raum Innsbruck-Saalfelden. Unveröff. Diss., Phil. Fak. Innsbruck.
- EMMANUILIDIS, G. & H. MOSTLER (1970): Zur Geologie des Kitzbüheler Horns und seiner Umgebung, mit einem Beitrag über die Barytvererzung des Spielberg-Dolomits (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). - Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 547-569, Innsbruck.
- FREY, M. (1978): Progressive Low-Grade Metamorphism of a Black Shale Formation, Central Swiss Alps, with Special Reference to Pyrophyllite and Margarite Bearing Assemblages. - Journ. Petrol., 19, No. 1, Oxford.
- HOHENBÜHEL, K. (1980): Zur Geologie der Massenbewegungen im Einzugsgebiet des Rettenbaches bei Kirchberg in Tirol. - Unveröff. Diss., Natw. Fak. Univ. Innsbruck.
- MAC DONALD, G.A. & T. KATSURA (1964): Chemical Composition of Hawaiian Lavas. - Journ. Petrol., 5, 82-133.
- MALZER, O. (1964): Die Geologie des Gaisberg- und Hahnenkammgebietes bei Kitzbühel (Tirol). - Unveröff. Diss., Phil. Fak. Univ. Innsbruck.
- MAVRIDIS, A. & H. MOSTLER (1970): Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns, mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung (Nördliche Grauwackenzone Tirol-Salzburg). - Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck-München, 1971, S. 523-546.
- MISIK, M. (1970): Verwischung der ursprünglichen Merkmale in kalkigen Sedimenten und Kalken bei der Dolomitisierung. - Verh. Geol. B.-A., 1970, 673-688, Wien.

- MIYASHIRO, A. (1975): Classification, Characteristics and Origin of Ophiolites. - Journ. Geol. 83, 249-281.
- MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 89-150, Wien.
- MOSTLER, H. (1972): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, 155-162.
- PEARCE, J.A. & J.R. CANN (1973): Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses. - Earth Planet. Sci. Letters, 19, 290-300.
- PESCHEL, A. (1977): Natursteine. - VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- RAMDOHR, P. (1975): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. - Akademie-Verlag Berlin, 2. Auflage.
- SCHMIDT, W.J. (1950): Die Matreier Zone in Österreich. - Sitz.Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Natw. Kl., Abt. I, I. Teil: 159, 291-332, Wien 1950; II. Teil: 160, 711-760, Wien 1951; III. Teil: 161, 343-371, Wien 1952.
- SCHRAMM, J.-M. (1978): Anchimetamorphes Permoskyth an der Basis des Kaisergebirges (Südrand der Nördlichen Kalkalpen zwischen Wörgl und St. Johann in Tirol, Österreich). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, Festschrift W. Heußel, 101-111, Innsbruck.
- THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. - In: OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs. - Geologische Bundesanstalt Wien.
- TOLLMANN, A. (1975): Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, 286-319, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. 1, Verlag Franz Deuticke, Wien.
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. - Springer-Verlag, New-York-Heidelberg-Berlin, 5. Auflage.

EIN BEITRAG ZUR FAZIES DER PREBICHLSCHICHTEN ZWISCHEN ST. JOHANN I.T. UND LEOGANG (TIROL/SALZBURG)

von V. Stingl*)

mit 2 Tab., 9 Abb. und 1 Fototaf.

Zusammenfassung

Die bis zu 800 m mächtigen permischen Klastika können aufgrund der lithologischen Ähnlichkeiten mit den altersgleichen Serien im Osten Österreichs als "Prebichlschichten" im Sinne einer Formation zusammengefaßt werden. Sie liegen zwischen St. Johann i.T. und Leogang mit sedimentärem Kontakt auf dem verkarsteten devonischen Spielbergdolomit der Nördlichen Grauwackenzone. Die ins Unterrotliegende zu stellende Basisbreccie stellt den lokalen Hangschutt des Dolomits dar. Im hangenden Abschnitt der Breccie macht sich aquatischer Einfluß in Form von Rinnenrückstandssedimenten bemerkbar. Über der Breccie folgt der geringmächtige Spielbach-Tonschiefer (Unterrotliegend), der als lakustrin interpretiert wird. Als Folge der Saalischen Phase werden die Quarzporphyrgerölle führenden, quarzreichen Konglomerate und Sandsteine des Spielberglkonglomerats (Oberrotliegend-Zechstein) sedimentiert. Aufgrund der Sedimentstrukturen wird diese grobklastische Fazies als Produkt ephemeraler, verzweigter Rinnensysteme auf einem alluvialen Schuttfächer angesehen. Lateral verzahnt mit den Konglomeraten der Mühlbach-Tonschiefer, eine tonig dominierte Abfolge mit wenigen Sandsteineinschaltungen. Diese stellt eine Playa-Schwemmebene dar, in die das Material durch unkanalisierte Schichtfluten (sheet flows) eingebracht wurde. Als wichtigste Argumente für eine Playa werden die Einbindung in einen kontinental-terrestrischen Rahmen, die oxydierenden Bedingungen, die fehlenden Anzeichen für Gezeiten und Strömungen, Bodenbildungen, sowie die sporadischen Gipsvorkommen genannt.

Den im Profil Spielbach beobachteten fining-upward-Megazyklen wird eine jeweils kurzfristige Wiederbelebung des Hinterlandes oder eine Absenkung des Sedimentationsraumes zugrunde gelegt.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Volkmar Stingl, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4/II, A-6020 Innsbruck, Austria.

Summary

The Permian "Prebichl-Formation" between St. Johann i.T. and Leogang reaches up to 800 m in thickness. It overlies the karstified Devonian "Spielberg-dolomite" with sedimentary contact. The "Basisbreccie" (basal breccia, Lower Rotliegendes) represents the talus cones of the dolomite. Channel-lag-deposits show the fluvial influence in the upper part of the breccia. The breccia is overlain by the thin "Spielbach-shale" (Lower Rotliegendes), which is interpreted as lacustrine sediment. The "Spielberg-conglomerate" (Upper Rotliegendes and Zechstein) is the product of ephemeral braided rivers, which dissected the surface of an alluvial fan. Laterally the conglomerates are interconnected with the "Mühlbach-shale", a clay-dominated sequence with rare sandstone interlayers. The fine-grained sediments were laid down on a playa-mudflat. The sediment was supplied by unchannelized sheet flows. Following features are considered to be the most important for a playa interpretation: the continental depositional framework, the oxidizing conditions, the lack of indicators for tides and currents, pedogenesis and the occurrence of gypsum. The fining-upward megacycles in the Spielbach section are caused by short phases of tectonic rejuvenation of the hinterland or the sedimentation area.

Inhalt

Einleitung

- Profile: 1. Spielbach
2. Bürglkopf
3. Krotenbach
4. Mühlbach

- Sedimentgefüge: 1. Basisbreccie
2. Spielbach-Tonschiefer
3. Spielberg-Konglomerat
4. Mühlbach-Tonschiefer

- Interpretation: 1. Basisbreccie
2. Spielbach-Tonschiefer
3. Spielberg-Konglomerat
4. Mühlbach-Tonschiefer

Megazyklen

Literatur

EINLEITUNG

Die Permoskythsedimente im östlichen Tirol ziehen in einem breiten Streifen von Wörgl im W bis in den Salzburger Raum. Im N werden sie von der Mitteltrias der Nördlichen Kalkalpen überlagert, gegen S ist der ursprünglich sedimentäre Verband mit der Nördlichen Grauwackenzone durch tektonische Überarbeitung weitgehend verwischt, was frühere Bearbeiter (HEISSEL, 1957) an einem primären Zusammenhang von Grauwackenzone und Permoskyth zweifeln ließ. Vereinzelt ungestörte Aufschlüsse der Auflagerung, sowie das untergrundbezogene Geröllspektrum des basalen Permoskyth belegen jedoch eindeutig einen sedimentären Kontakt.

Die lithostratigraphische Gliederung der fossilleeren, bunt zusammengesetzten Klastika von CATHREIN (1886) ist durch spätere Bearbeiter (z.B. BARNICK, 1962; EISBACHER, 1963; MOSTLER, 1972 a) immer wieder im wesentlichen bestätigt worden. Vor allem MOSTLER (1972 a) hat in einer grundlegenden Arbeit die mögliche Ausgliederung von fünf kartierbaren Einheiten verdeutlicht und diese auch zeitlich einstufen können.

TOLLMANN (1976) übernahm die Gliederung von MOSTLER und führte für die permischen Anteile der Sedimente im Raum zwischen Schwaz und Hochfilzen den Terminus "Hochfilzener Schichten" ein, wobei er die unterrotliegende Basalbreccie als "Hochfilzener Liegendserie" bezeichnet und die mächtige Konglomerat-Sandstein-Tonschieferfolge als "Hochfilzener Hangendserie" zusammenfaßt. Als Kriterium für die Einführung dieses Begriffes führt TOLLMANN (1976) nur an, daß es sich um klastische Flachwasserbildungen des Perm handeln soll (im Gegensatz zu den rein terrestrischen Bildungen des Alpiner Verrucano und der basalen Prebichlschichten), wobei aus der Diagnose nicht klar zu erkennen ist, um welches Milieu es sich dabei handelt. Die lithologische Entwicklung jedenfalls gleicht jener der Prebichlschichten, die nach SOMMER (1972) in ein "Basiskonglomerat" (Konglomerate und Breccien aus Lokalschutt der Grauwackenzone) und das "Prebichlkonglomerat" (Quarzkonglomerate) gegliedert werden können. Ins Hangende nimmt der Anteil an Sandsteinen und Tonschiefern zu, bis diese allmählich in die Werfener Schichten übergehen.

Selbst TOLLMANN (1976) erwähnt die auffallenden Gemeinsamkeiten seiner "Hochfilzener Schichten" mit den "Prebichlschichten". Eine völlige Analogie ist ja wegen der variablen Bildungsbedingungen in einem terrestrischen Environment sowie der unterschiedlichen Lithologie der Liefergebiete nicht zu erwarten.

Aufgrund der großen Ähnlichkeiten der beiden klastischen Abfolgen, auf die u.a. auch schon SCHWINNER (1929) hingewiesen hat, wird in dieser Arbeit der Bezeichnung "Prebichlschichten" (SCHWINNER, 1929) der Vorzug gegeben. Der Name "Prebichlschichten" ist dabei als lithologische Einheit im Rang einer Formation zu verstehen, deren Unterteilungen dementsprechend etwa der Rang eines Members zukommen würde.

Die Gliederung der Prebichlschichten (Abb. 1) zwischen St. Johann i.T. und Leogang stützt sich völlig auf jene von MOSTLER (1972 a). Die Basisbreccie wird von den basalen Tonschiefern (hier Spielbach-Tonschiefer, nach dem mächtigsten Vorkommen im oberen Spielbach bei der Huber-Alm) überlagert. Diese beiden Einheiten sind nach MOSTLER (1972 a) und eigenen Aufnahmen ins Unterrotliegend zu stellen. Das erste Auftreten von Quarzporphyrtschutt in polymikten Konglomeraten markiert die Untergrenze des Oberrotliegend.

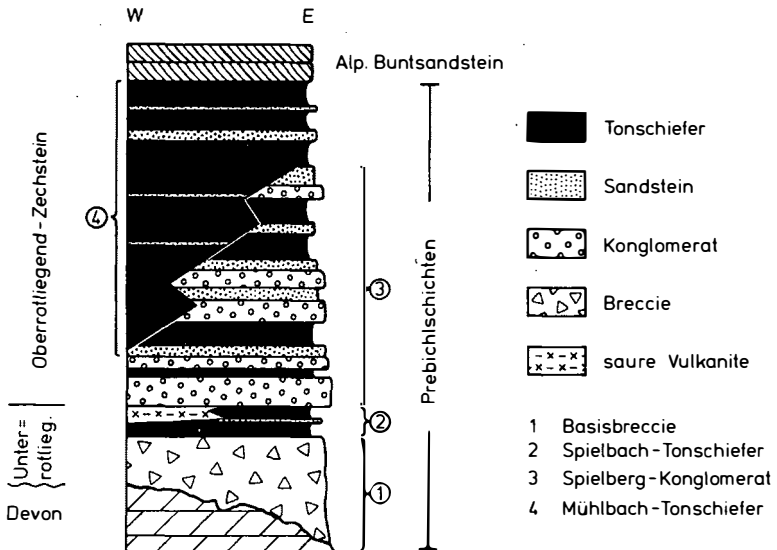


Abb. 1: Schematisiertes Idealprofil der Prebichschichten zwischen St. Johann in Tirol und Leogang

Die über den Spielbach-Tonschiefern einsetzende Abfolge von Konglomeraten und Sandsteinen, untergeordnet Tonschiefern, die den E des behandelten Gebietes beherrscht, wird in dieser Arbeit als Spielberg-Konglomerat bezeichnet. Die im W dominierende tonige Fazies des Oberperm wird vorläufig als Mühlbach-Tonschiefer zusammengefaßt. Die beiden letzten Einheiten lassen einen lateralen Fazieswechsel erkennen, d.h. sie stellen z.T. zeitliche Äquivalente dar. Zeitlich umfassen das Spielberg-Konglomerat und die Mühlbach-Tonschiefer wahrscheinlich das gesamte Oberrotliegend und den Großteil des Zechstein (siehe MOSTLER, 1972 a), wo sie dann vom Alpinen Buntsandstein abgelöst werden.

Die vorliegende Arbeit behandelt den Bereich zwischen St. Johann i. T. im W und Leogang (Salzburg) im E. Die Prebichschichten wurden profilmäßig erfaßt und erstmals einer faziellen Interpretation anhand von sedimentologischen Untersuchungen unterzogen. Die vier bearbeiteten Profile sind die besterschlossenen in diesem Gebiet und liegen lateral jeweils 4-5 km voneinander entfernt. Über die Lage der Profile gibt Abb. 2 Aufschluß.

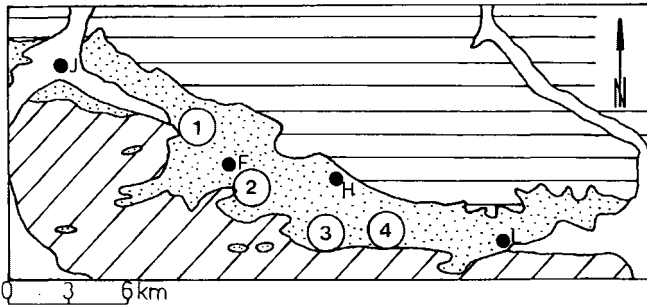


Abb. 2: Permoskyth zwischen St. Johann und Saalfelden
 Horizontale Schraffur: Nördliche Kalkalpen, schräge Schraffur: Nördliche Grauwackenzone, punktiert: Permoskyth.
 J = St. Johann, F = Fieberbrunn, H = Hochfilzen, L = Leogang
 1 - Profil Mühlbach, 2 - Profil Krotenbach, 3 - Profil Bürglkopf, 4 - Profil Spielbach

Profile

1. Spielbach (Abb. 3)

Die Aufschlüsse befinden sich im oberen Teil des Spielbachgrabens, der knapp E' des Grießen-Passes mündet. Die Basis beginnt bei 1600 m SH N' des Kuhfeldhörndls, von wo das Profil im Graben bis 1200 m herab zu verfolgen ist. Ab hier wurden durch eine Forststraße neue, gute Anrisse geschaffen. Die Mächtigkeit beträgt hier ca. 750 m von der basalen Auflagerung bis zum Alpinen Buntsandstein.

Beschreibung der Sedimente

Die Basis im Profil Spielbach bilden Dolomitbreccien (Einheit 1: MOSTLER, 1972; "Hochfilzener Basalbreccie": TOLLMANN, 1976), die dem Spielbergdolomit des Spielberghorns direkt auflagern. Die Oberfläche des Spielbergdolomits zeigt ein ausgeprägtes Erosionsrelief, Karstschlächte mit rotem, tonig-dolomitischem Material greifen einige Zehnermeter weit in den Untergrund. Die Breccien bestehen ausschließlich aus eckigen bis kantengerundeten, hellgrauen und selten rosafarbenen Komponenten des unter- bis mitteldevonischen Dolomits.

Während die Basis noch grobblockig ausgebildet ist, herrschen im Großteil der Breccie Korngrößen zwischen 5 und 10 cm vor. Eine Schichtung oder Bankung ist auf 100 m Mächtigkeit nicht entwickelt, ebenso fehlt eine Regelung der Gerölle.

Die Zwickelräume werden von einer roten, tonigen Grundmasse eingenommen, die bei mikroskopischer Betrachtung neben Illit/Sericit noch kleine, maximal 0.5 mm große, eckige, undulöse Quarzeinkristalle führt. Polykristalliner Quarz zeigt deutlich metamorphen Charakter. Neben Biotit und Muskovit ist noch ein kleiner Anteil an Schwermineralen zu bemerken. Diagenetischen Ursprungs ist der Dolomitcement, der die detritische Matrix verdrängt und auch die Quarze schwach korrodiert. Der farbgebende Hämatit geht wahrscheinlich ebenfalls fast vollständig auf die Diagenese zurück.

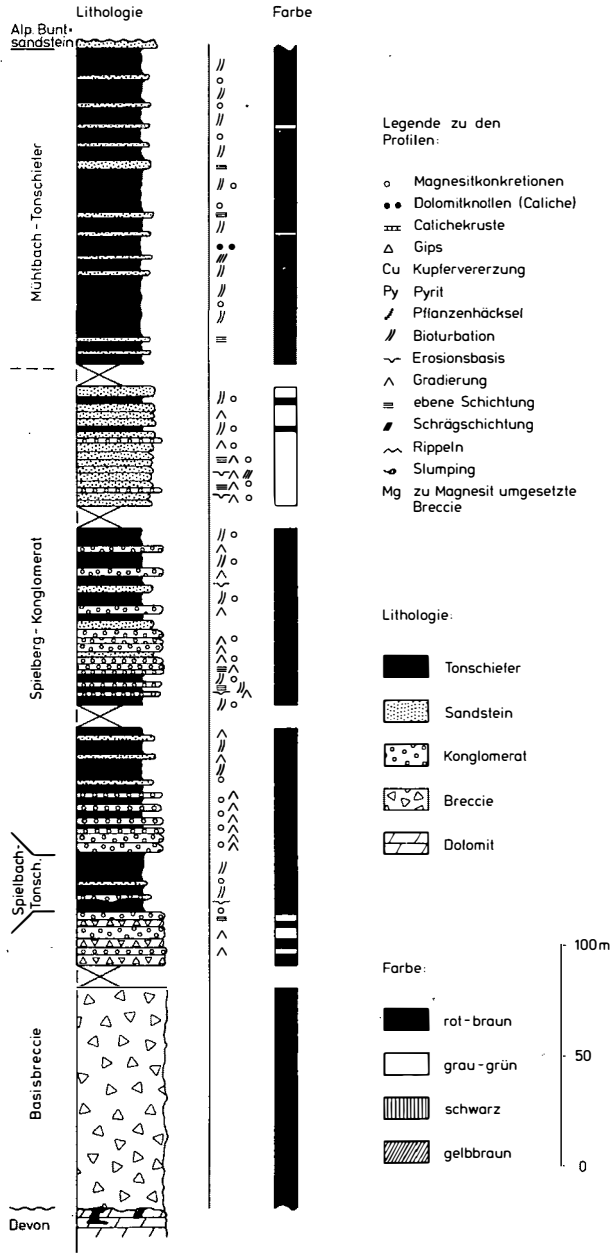


Abb. 3: Profil Spielbach

Nach einer größeren Aufschlußlücke folgt am Top der Breccien eine Wechsellagerung von Breccien und Konglomeraten. Die Breccien zeigen zwar immer noch dasselbe Bindemittel, der Geröllbestand ist jedoch schon besser sortiert und es bestehen alle Übergänge zu Konglomeraten mit seltenen gradier-ten Gefügen.

Die Konglomerate treten in m-mächtigen, dolomitisch gebundenen Bänken auf. Neben einer guten Sortierung und Rundung zeichnen sie sich durch Einregelung länglicher Komponenten aus. Auch fällt ein höherer Anteil von dunkelgrauen bis schwarzen Dolomiten auf. Nach dem Ende der Schuttanlieferung ging die Ablagerung der roten, tonig-siltigen Sedimente weiter. Die folgende, ca. 20-25 m mächtige tonige Entwicklung entspricht der Einheit 2 von MOSTLER (1972 a). Sie zeigt wohl anfangs noch geringe Nachwirkungen der Brecciensedimentation als auch schon Anklänge an die folgende Konglomeratabfolge. Die Breccienrekurrenzen äußern sich in einigen erosiv in die Tonschiefer einschneidenden Grobschüttungen mit scharfkantigem Dolomitdetritus und reseedimentierten Tongallen. Etwas höher finden sich Tonscherbenbreccien sowie Sandsteineinschaltungen. Einzelne Quarzgerölle bis zu 15 cm Durchmesser schwimmen in den Feinklastika. Die Tonschiefer erhielten durch starke Bioturbation ein flaseriges und fleckiges Aussehen.

Die darüber einsetzende Abfolge von Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern zeigt deutlich einen ausgeprägten zyklischen Aufbau. Die Kleinzyklen beginnen mit groben Konglomeraten mit sandiger Matrix, seltener mit kiesigen Grobsandsteinen. Eine Korngrößenabnahme ins Hangende ist meist gut ausgeprägt. Den Top bilden oft rote Feinsandsteine bis Tonschiefer, in höheren Teilen schon häufiger siltige Tonschiefer, wobei der Feinanteil mindestens dieselbe Mächtigkeit wie die der sandigen Konglomerate erreicht (Abb. 7).

Im Spielbach fällt eine mindestens dreimalige Wiederholung von Großzyklen auf, die jeweils eine Entwicklung von konglomeratischen Kleinsequenzen bis zu sandig-tonig dominierten Einheiten aufweisen. Auf die mögliche Ursache dieser zwischen 100 und 150 m mächtigen Megazyklen wird noch eingegangen.

Der anfangs noch hohe Anteil von Karbonatkomponenten in den Konglomeraten vermindert sich im Profil nach oben zusehends zugunsten einer Vormacht von Quarz- und Metamorphitkomponenten. Neben größeren roten und weißen Quarzen kommen auch grüne, feinschiefrige Fragmente, porphyroidähnliche Gerölle, Lydite, Quarzite, sowie aufgearbeitete Sandsteine und Tonschiefer zur Ablagerung, letztere offensichtlich aus der Aufarbeitung liegender Zyklen.

Von Beginn der Quarzkonglomeratschüttungen an sind in den Dünnschliffen kleine Komponenten von mikrokristallinem Quarz, teilweise mit Hämatit pigmentiert, zu beobachten, die vereinzelt noch größere, nicht undulöse Quarzfragmente oder umgesetzte Feldspäte führen. Sie stellen die Gerölle des permischen Quarzporphyrvulkanismus dar. Ein weiterer Hinweis auf den sauren Vulkanismus sind die spärlich vertretenen korrodierten Quarze mit geringer bis fehlender Undulosität.

Den fluviatilen Charakter der Ablagerungen belegen neben den gradierten Kleinzyklen noch kleindimensionale Rinnenfüllungen mit einer scharfen Erosionsbasis. Dachziegellagerung fehlt und nur äußerst selten konnte Schrägschichtung beobachtet werden. Ist überhaupt eine Schichtung erkennbar, dann handelt es sich meist um eben laminierte Lagen von Millimeterdicke, die durch Farbunterschiede (rot und grauweiß) hervortreten.

Die roten Silt- und Tonschiefer zwischen den grobklastischen Lagen sind fast durchwegs durchwühlt. Ungefähr ab Profilmittle schlägt die Sedimentfarbe in den Sandsteinen von rot plötzlich zu hellgrau bis grünlich um, nur die zwischengeschalteten Tonschiefer bleiben weiterhin rot. Der Konglomeratanteil ist in diesem Abschnitt schon wesentlich geringer als bisher.

Im höchsten Profilabschnitt setzen die Grobschüttungen völlig aus und feine, sehr matrixreiche Sandsteine, aber vor allem Silt- und Tonschiefer beherrschen das Bild. Die Sandsteineinschaltungen sind geringmächtig, aber lateral stark ausgedehnt. Ebene Lamination und selten Schrägschichtung sind die einzigen sedimentären Gefüge. Die Silt- und Tonschiefer haben ein kompaktes Aussehen und zeigen völlig unregelmäßige Bleichungsstellen von grünlicher Farbe. In einem Niveau treten helle, erdig verwitternde Dolomitkonkretionen von einigen Zentimetern Durchmesser auf, die sich deutlich von den im gesamten Profil vertretenen Magnesitkonkretionen unterscheiden (siehe Abb. 3).

Das erste Auftreten von sehr reifen Orthoquarziten bzw. eingekieselten Quarzsandsteinen über den i. w. aus Grauwacken bis Quarzwacken aufgebauten Prebichlschichten markiert den Sedimentationsumschwung im Oberperm.

2. Bürglkopf (Abb. 4)

Das Profil liegt am Ofenberg, an der NE-Flanke des Bürglkopfes, wo sich die Aufschlüsse erst in einem Seitengraben des Spielbergbaches verfolgen lassen und an einer Forststraße gegen N ihre Fortsetzung finden. Die Gesamtmächtigkeit von der Basis bis zum Buntsandstein beträgt ca. 500 m, wovon nur die tieferen 270 m fast vollständig aufgeschlossen sind.

Beschreibung der Sedimente

Über einem tief eingreifenden Paläokarstrelief (Karstschlächte bis 40 m Tiefe mit rotem Material sind sichtbar, der Tiefgang ist aber sicher wesentlich größer) liegt die völlig untergrundbezogene Basisbreccie aus Komponenten von devonischem Spielbergdolomit in roter, tonig-dolomitischer Matrix. Die 20 m mächtige Breccie wird nach 10 m von einer Störungsfläche gequert, oberhalb welcher sämtliche Dolomitkomponenten in Magnesit umgesetzt sind.

Sie wird von einem ca. 15 m mächtigen Tonschieferkomplex überlagert, der massenhaft kleine Magnesitkonkretionen führt (Einheit 2: MOSTLER, 1972 a).

Die folgende, ca. 70 m umfassende Folge zeigt wie im Spielbach einen zyklischen Aufbau. Die Einzelzyklen stellen deutliche Rinnenfüllungen mit erosiver Basis und einem von Konglomeraten bis Sandsteinen, seltener bis Tonschiefern gradierten Sedimentinhalt dar (Tafel 1, Fig. 1). Die mäßig gerundeten Gerölle zeigen keine auffällige Einregelung; Sedimentstrukturen sind auf Gradierung und ebene Schichtung in manchen Sandsteinen beschränkt. Die Tiefe der Rinnen überschreitet nie 0.5 m, lateral erstrecken sie sich über wenige Meter.

Das Geröllspektrum wird von weißen bis rötlichen Quarzgeröllen metamorpher Herkunft beherrscht. Graue bis schwarze Dolomitkomponenten sind anfangs noch stärker vertreten, sind aber meist entweder zu Magnesit oder Fe-Karbonat (Siderit) umgestanden. Gegen das Hangende verringert sich der Anteil der Karbonate zugunsten der Quarzföhrung. Daneben treten vor allem in tieferen Teilen noch grüne und graue, z.T. phyllitische Schiefer auf. Selten sind Diabasgerölle zu finden. Einen nicht unwesentlichen Anteil stellen Resedimente (Orthoquarzite, Sandsteine und vor allem aufgearbeitete Tonschiefer). Der Feldspatanteil ist gering, vorwiegend sind Kalifeldspäte vertreten, von denen nur der Mikroklin relativ frisch erhalten ist. Orthoklas und Plagioklase zeigen Zerfallserscheinungen bis zu völliger Sericitisierung. Rote Quarzporphyrkomponenten sind immer wieder zu beobachten. Sie föhren in einer mikrokristallinen Quarzgrundmasse häufig Quarzeinsprenglinge, sericitisierte Feld-

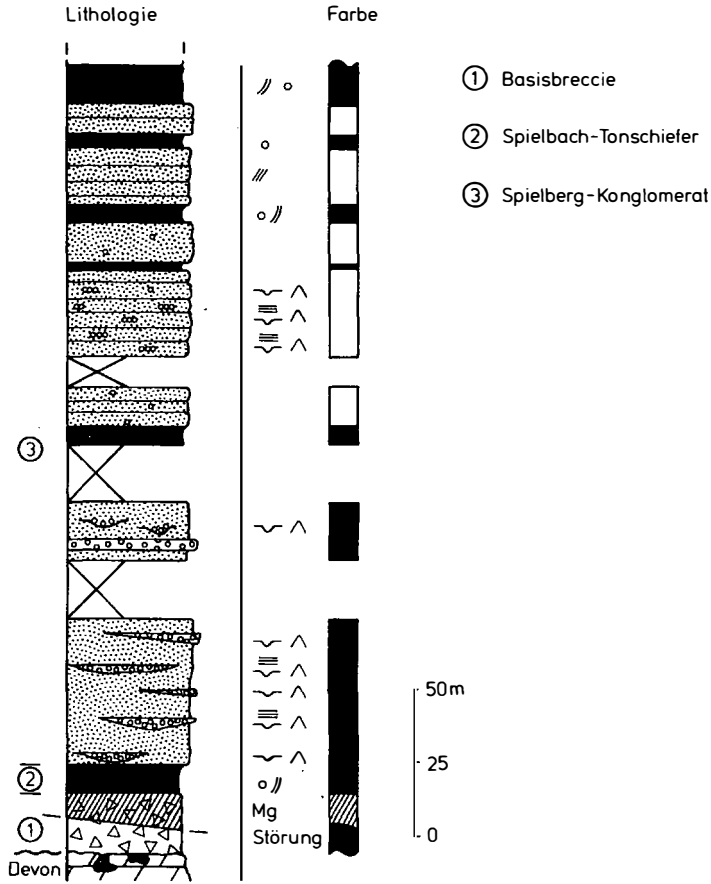


Abb. 4: Profil Bürglkopf (Legende siehe Abb. 3)

späte und neu gesproßte Karbonatidioblasten. Einen weiteren Hinweis auf den permischen Vulkanismus geben die im Dünnschliff zu beobachtenden korrodieren Quarzeinkristalle. Bei den detritären Glimmern sind Muskowit und Biotit (häufig verwittert) in wechselndem Verhältnis vertreten. Das Schwermineralspektrum ist dasselbe wie im Spielbach und wird von Zirkon, Rutil und Turmalin beherrscht.

Die feinkörnige Grundmasse bildet hauptsächlich ein Sericit-Quarz-Gemenge mit Hämatitbeteiligung, auch Chlorit ist fast immer beteiligt. Einen großen Anteil an der Grundmasse haben Karbonate, v.a. in konglomeratischen Partien. Die Gerölle werden z. T. nur von Magnesit verkittet. Der darüber folgende 50 m mächtige Profilabschnitt besteht aus roten, unreifen Sandsteinen mit geringmächtigen Quarz-Feinkieschüttungen. Nur im unteren Bereich wurde noch etwas mehr konglomeratisches Material mit Geröllen bis 4 cm geschüttet. Gegen oben besteht ein undeutlicher Trend zu kleineren Korngrößen, es schalten sich hin und wieder Feinsandsteine und Tonschiefer ein.

Die roten Sandsteine werden von 70 m mächtigen, hellgrauen bis weißen Grobsandsteinen überlagert; rötliche Farben sind selten. Einschaltungen von mächtigen roten Tonschieferlagen sind zu bemerken. Auch in diesem Abschnitt schneiden sich öfters Feinkiesschüttungen rinnenartig ein, die eine Korngrößengradierung bis zu laminierten roten Feinsandsteinen zeigen können (Taf. 1, Fig. 2).

Der oberste aufgeschlossene, ca. 50 m mächtige Teil beinhaltet eine Wechsellagerung von hellen Grobsandsteinen mit roten, z.T. stark durchwühlten Tonschiefern. Letztere wurden auch von darübergreifenden Grobsand-schüttungen aufgearbeitet und in die Schichtung eingeregelt. Darüber folgt bis zum Buntsandstein eine schlecht aufgeschlossene, vorwiegend sandig-tonige rote Abfolge mit vereinzelt Konglomerateinlagerungen.

3. Krotenbach (Abb. 5)

Das Profil befindet sich im Graben neben der Sessellift-Talstation Lindau E' Fieberbrunn und läßt sich auf ca. 350 m Mächtigkeit gegen S verfolgen. Der Top des Profils liegt ca. 70-100 m unter dem Alpinen Buntsandstein, die Basis ist nicht aufgeschlossen. In einem Seitengraben gegen S hin ist zwar eine 200-300 m mächtige Tonschieferabfolge erschlossen. Da hier offensichtlich tektonische Komplikationen vorliegen und mit einer Verdoppelung der Schichtfolge zu rechnen ist, können diese Tonschiefer nicht ohne weiteres als Fortsetzung des Profils ins Liegende angesehen werden.

Beschreibung der Sedimente

Die Schichtfolge beinhaltet vorwiegend rote Tonschiefer mit vereinzelt Sandsteineinschaltungen im Dezimeterbereich. Erst im hangenden Teil nimmt der Anteil an strukturlosen unreifen Quarzsandsteinen zu. Diese sind meist grau bis grünlich gefärbt, auch rote Typen kommen vor. Sedimentgefüge sind wahrscheinlich durch tektonische Überprägung verwischt.

In diesem Profil fallen mehrere Horizonte auf, die roten Gips führen. Dieser ist zwar meistens als Mobilisat in Klüftchen abgewandert, jedoch lassen kleine Gipsknollen im Sediment bzw. einmal das Auftreten des Gipses als Sandsteinzement eine Niveaugebundenheit erkennen (Taf. 1, Fig. 3). Der Gips tritt einerseits in roten Tonschiefern zusammen mit Magnesit und Quarz (letzterer wahrscheinlich als Verdrängungsrest aus dem Sediment) auf, andererseits kommt er, wie schon erwähnt, als Zement in grauen Sandsteinen vor. Ein drittes Vorkommen stellt eine Kluftmineralisation von Gips und Kupfererzen (Fahlerz und Kupferkies; SCHULZ & LUKAS, 1970) in gebleichten grauen Tonschiefern dar.

Ein weiterer auffallender Horizont sind ca. 1 m mächtige schwarze Tonschiefer mit deutlicher Pyritführung. Diese sowie die grauen Tonschiefer und Sandsteine wurden hinsichtlich ihrer Uranführung von SCHULZ & LUKAS (1970) beschrieben, die eine Bindung der Pechblende an Pflanzenreste feststellten und einen primären Wechsel von reduzierendem und oxydierendem Milieu annehmen.

Der Mineralbestand der feinkörnigen Sedimente wurde röntgendiffraktometrisch bestimmt und ist in Tabelle I zusammengestellt.

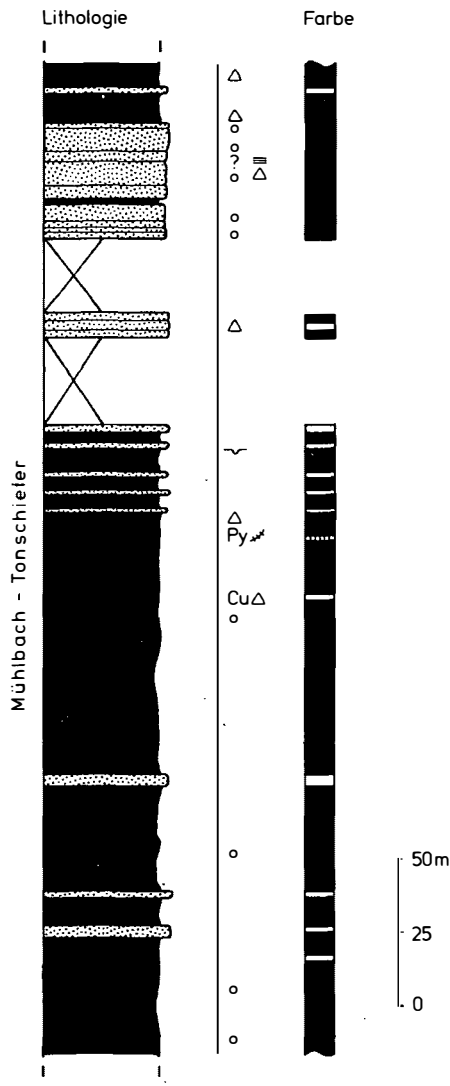


Abb. 5: Profil Krotenbach (Legende siehe Abb. 3)

	Qz	Mu	Chl	Plag	Kfsp	Mg	Häm	Gi	Py
KB 1 (T)	x	x	x		x	x	x		
KB 2 (S)	x	x						x	
KB 3 (T)	x	x	x					x	
KB 3a (T)	x	x	x	x		x	x		
KB 4 (T)	x	x	x	x					x
KB 5 (S)	x	x	x		x	x			
KB 6a (T)	x	x	x	x		x	x		
KB 6b (T)	x	x	x	x	x	x			

Tabelle I: Röntgendiffraktometrisch ermittelter Mineralbestand von Tonschiefern (T) und Sandsteinen (S), Krotenbach

4. Mühlbach (Abb. 6)

Das Profil beginnt bei 780 m SH hinter den letzten Häusern von Winkel/Sonnseite E' St. Johann im Mühlbach und ist bis auf geringfügige Lücken bis zum Alpenen Buntsandstein durchgehend aufgeschlossen. Es handelt sich um 300 m vorwiegend roter Tonschiefer mit Einschaltungen von geringmächtigen Sandsteinen, die bevorzugt im oberen Profilverbereich auftreten. Die basalen Grobklastika sind nicht aufgeschlossen.

Beschreibung der Sedimente

Die ersten 50 m werden von grauen und grünen Farbtönen beherrscht, rot dominiert erst über diesem Teil. In den grünen Tonschiefern finden sich örtlich Pflanzenhäcksels, die in einzelnen Lagen angereichert sein können. Öfters ist auch diagenetisch neugebildeter Pyrit zu beobachten, einmal wird auch durch Malachitanflüge eine Kupfervererzung angezeigt. Die roten Tonschiefer zeigen häufig unregelmäßig bis lagig verteilte Magnesitkonkretionen, meist hohl und mit Aragonitkristallen ausgekleidet. Die grünen Typen führen zwar ebenfalls diese Konkretionen, hier sind sie aber oft schon herausgewittert, so daß nur Hohlräume mit einer chloritischen Wandung übrigbleiben.

Sofern eine Schichtung erkennbar ist, handelt es sich um ebene bis flaserige Ausbildung.

Nach ungefähr 100 m ist den Tonschiefern eine 3 cm mächtige Lage von gelbem, mürbem Dolomit (XRD-Bestimmung) zwischengeschaltet, die man als Caliche-Bildung auffassen könnte. Der Fe-hältige Dolomit ist kryptokristallin ausgebildet und führt noch kleine Quarzfragmente aus den umgebenden Klastika.

In den oberen 100 Profilm Metern schalten sich in die Tonschiefer öfters Sandsteine ein. Grobkörnige Varietäten dominieren über feinere. Die meisten Typen zeigen weiße, graue und grünliche Farben, rote Sandsteine treten fast völlig zurück. Die maximale Mächtigkeit dieser Einschaltungen liegt bei 1.5 m. Wo sie mit dünnen Tonschieferlagen wechsellagern, finden sich über diesen auch Aufarbeitungsprodukte derselben in den Sandsteinen.

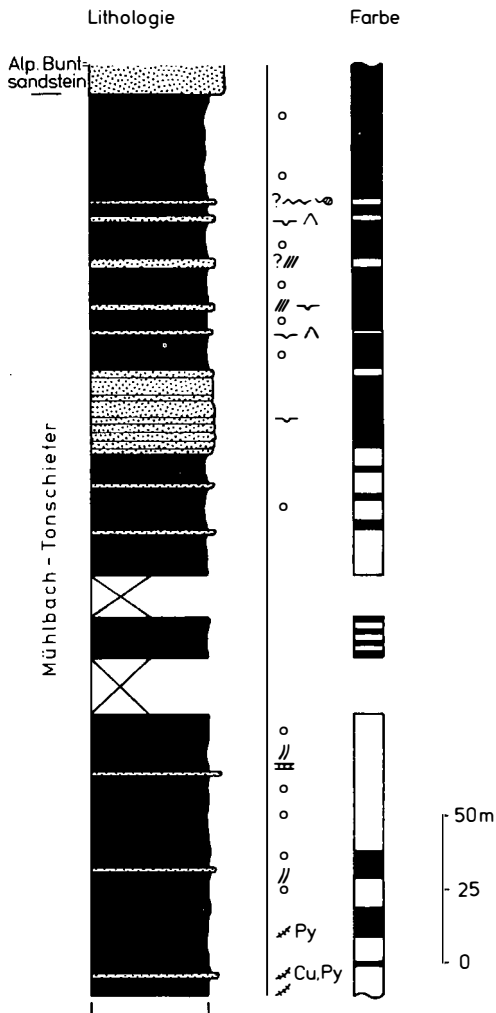


Abb. 6: Profil Mühlbach (Legende siehe Abb. 3)

Häufig sind die sandigen Bänke nur wenige Zentimeter dick und zeigen erosive Unterflächen, an der Oberseite werden sie scharf von Tonschiefern überlagert oder gehen durch Korngrößenabnahme in diese über. Interngefüge konnten, bis auf reliktsche Schrägschichtung in einem Einzelfall, nicht beobachtet werden (Taf. 1, Fig. 4). Die Bankoberflächen tragen sehr selten äußerst flache und kaum kenntliche Strömungsrippeln. Auffällig ist eine 1.5 m mächtige Einschaltung von weißem, grobem Quarzsandstein, die durch ihren kompakten Habitus von den übrigen Typen abweicht.

Die Zusammensetzung der Sandsteine (i.w. lithische Grauwacken bis Quarzwacken) wird von monokristallinem Quarz dominiert; polykristalliner Quarz metamorpher Abkunft und Quarzgerölle stellen die weiteren wesentlichen Bestandteile. An Feldspäten finden sich spärlich Kalifeldspäte und Plagioklas, wobei vor allem letzterer zum Großteil schon völlig sericitisiert vorliegt. Die Grundmasse besteht einerseits aus Sericit-Quarz-Zement, andererseits wird sie nur von Karbonatzement gebildet. Über die Mineralzusammensetzung der Tonschiefer gibt Tab. II Auskunft.

	Qz	Mu	Chl	Plag	Kfsp	Mg	Häm
MB 1	x	x			x	x	x
MB 2	x	x		x		x	x
MB 3	x	x	x	x	x		x
MB 4	x	x	x	x	x	x	
MB 5	x	x	x	x	x	x	x
MB 6	x	x	x	x	x		x

Tabelle II: Röntgendiffraktometrisch bestimmter Mineralbestand von Tonschiefern, Mühlbach

Sedimentgefüge

1) Basisbreccie

Die Basisbreccie stellt einen völlig unsortierten Schuttkörper dar, dessen vorwiegend 5-10 cm große Komponenten höchstens schwache Kantenverrundung besitzen. Eine Schichtung bzw. eine Bankung ist im Großteil der Breccie nicht vorhanden, erst am Top finden sich linsige Einschaltungen von gut gerundeten Konglomeraten, deren Gerölle häufig eingeregelt sind und manchmal eine imbricate Lagerung andeuten können. Eine Korngrößenabnahme ins Hangende der Bänke ist ausgeprägt.

Auffallend ist, daß diese Konglomerateinschaltungen rein karbonatisch gebunden sind, während die Breccien von detritärem, tonig-dolomitischem Material verkittet werden und eine ausgeprägte bimodale Korngrößenverteilung besitzen.

2) Spielbach-Tonschiefer

Die roten Tonschiefer, die sich aus der Breccie herausentwickeln, zeigen starke Durchwühlung durch grabende Organismen. Die Grabgänge verlaufen willkürlich im Sediment. Eine Zerstörung der Schichtung wird auch teilweise durch das Wachstum der hier massenhaft auftretenden, mm-großen Magnesitkongkretionen herbeigeführt. Auffallend ist, daß der Magnesit oft an die Zwickel zwischen den Grabgängen gebunden ist und nie in den Gängen selbst zu finden ist.

Austrocknungserscheinungen, wie Trockenrisse, sind nirgends zu beobachten. Allerdings finden sich dm-mächtige Lagen von Tonscherbenbreccien.

Anfangs schalten sich noch kleine, m-breite Rinnen mit Erosionsbasis ein, die scharfkantigen Dolomitschutt in einer grobsandigen Matrix führen. Die Tiefe dieser Rinnen beträgt zwischen 10 und 20 cm. In höheren Teilen der Tonschiefer treten vereinzelt Lagen von gradierten Quarzkies- und -sandschüttungen auf, die im Aufschlußbereich keine Mächtigkeitsschwankungen zeigen. In den Tonschiefern selbst findet man hin und wieder isolierte übergroße Gerölle bis zu 15 cm Durchmesser.

3) Spielberg-Konglomerat

In den von Konglomeraten dominierten Profilen Spielbach und Bürglkopf findet sich eine größere Anzahl von Sedimentgefügen, die eine Aussage über das Environment erlauben. Fast alle Gefüge deuten auf starke Strömungsverhältnisse (upper flow regime). Das Fehlen von Anzeichen schwächerer Strömung ist wohl darauf zurückzuführen, daß diese beim raschen Nachlassen der Fließenergie nur geringmächtige Lagen am Top der Schüttungskörper bilden und durch nachfolgende hochenergetische Fluten erodiert werden (PICARD & HIGH, 1973).

In erster Linie sind die erosiv in den Untergrund eingreifenden Rinnen zu nennen, die mit grobklastischem, schlecht sortiertem Material verfüllt sind (Taf. 1, Fig. 1 und 2). Diese Rinnenfüllungen zeigen eine Abnahme der Korngrößen nach oben, wo sie von ungeschichteten oder eben geschichteten Sandsteinen bis Tonschiefern überlagert werden (Abb. 7). Eine deutliche Imbrication der groben Gerölle konnte nirgends beobachtet werden, was aber eventuell auf den Schnitteffekt zurückzuführen ist. Die Rinnen sind nämlich meist mehr oder weniger senkrecht zur Schüttungsrichtung angeschnitten, und eine Einregelung der Partikel geschieht in Fließrichtung, da die Lagerung mit flußaufwärts einfallenden Flächen die stabilste darstellt.

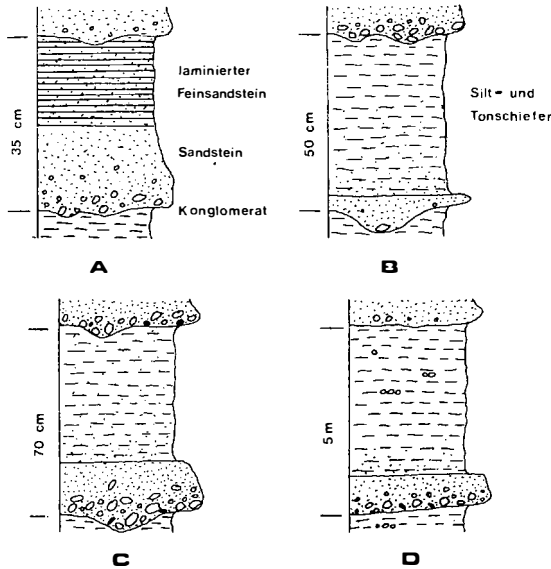


Abb. 7: Kleinzyklen im Spielberg-Konglomerat: A-C: basale Sequenzen (Rinnenfüllungen) aus den Megazyklen, D: hangende Abschnitte der Megazyklen

Die eben geschichteten Sandsteine zeigen hohe Fließgeschwindigkeiten und starke Strömungsbedingungen an. In einem fluviatilen System sind sie vor allem in Rinnenfüllungen vertreten (PICARD & HIGH, 1973).

Außerst selten kann man trogförmige Schrägschichtung (festoon cross-stratification, PICARD & HIGH, 1973) in dm-mächtigen Lagen im oberen Teil von sandigen Rinnenfüllungen erkennen. Sie ist ein Hinweis auf laterale Anlagerung bei mäßigen Strömungsgeschwindigkeiten im lower flow-regime (HARMS & FAHNESTOCK, 1977).

Die Rinnen mit ihren konglomeratischen bis grobsandig-kiesigen und nach oben gradierten Füllungen sind eindeutig fluviatilen Ursprungs, wobei das linsige Auftreten eine oftmalige und rasche Verlagerung der Rinnen anzeigt, und der gradierte Inhalt typisch für einen Wechsel der Strömungsbedingungen von hoher zu niedriger Energie ist. Im oberen Teil der grobklastischen Profilabschnitte wird der Top der Kleinzyklen öfters von roten Tonschiefern bis siltigen Tonschiefern, die eine starke Bioturbation aufweisen, aufgebaut. Die durch grabende Organismen verursachte Durchwühlung führte zur völligen Entschichtung der feinklastischen Ablagerungen. Die Grabgänge erreichen bis zu 0.5 cm Durchmesser und sind in keiner bestimmten Richtung orientiert. Verzweigungen wurden nicht beobachtet.

Nicht durchwühlte Tonschieferlagen lassen durch die tektonische Überarbeitung kaum Strukturen erkennen. Lediglich selten finden sich kleine, siltige bis feinsandige Flasern ohne Interngefüge. Die Untergrenze der Tonschieferlagen zu den grobklastischeren Ablagerungen ist großteils sehr scharf. Durch nachfolgende Grobschüttungen im Zuge der Verlagerung von Rinnen werden die roten, tonigen Sedimente teilweise erodiert und in Scherben bis zu mehreren Zentimetern Größe in diese eingearbeitet, was voraussetzt, daß die Tone zur Zeit der Aufarbeitung schon einigermaßen verfestigt waren.

4) Mühlbach-Tonschiefer

In den westlich gelegenen Profilen Krotenbach und Mühlbach und am Top des Profils Spielbach ist die Anzahl an Sedimentstrukturen wesentlich geringer, bedingt durch die Vorherrschaft an tonigen Sedimenten vor sandigen.

In den Tonschiefern selbst finden sich keine verwertbaren Strukturen, auch Bioturbation tritt nirgends auf. Lediglich ein oftmaliger schichtgebundener Wechsel von oxydierendem (Rotfärbung) zu reduzierendem Milieu (Grau- und Grünfärbung) fällt auf. Eine Zerstörung der Schichtung wird allenfalls durch das Wachstum der in dieser Fazies häufig vertretenen Magnesitknollen herbeigeführt. Bodenbildungen in Form von Caliche-ähnlichen dolomitischen Knollen und Krusten sind nur jeweils einmal ausgeprägt.

Die im Krotenbach zwischengeschalteten Sandsteine sind durch die Nähe einer größeren Störung tektonisch derartig überprägt, daß nur mehr in Einzelfällen Relikte von ebener Schichtung erhalten blieben. Im Mühlbach hingegen finden sich, vorwiegend im hangenden Abschnitt, cm-mächtige Sandsteinbänkchen, die eine deutliche, aber nicht tiefgreifende Erosionsbasis besitzen (Taf. 1, Fig. 4). Sie zeigen an Internstrukturen reliktsche Schrägschichtung und häufig eine ausgeprägte Korngrößengradierung in die darüberfolgenden Tonschiefer. Sie sind als Produkte von distalen, hochenergetischen episodischen Fluten anzusehen.

In Sandsteinbänken mit größerer Mächtigkeit (bis 1.5 m) lassen sich keine Internstrukturen erkennen. Ob eine großdimensionale Linsenschichtung vorliegt, läßt sich aufgrund der geringen lateralen Einsicht in den Aufschlüssen nicht sagen. Texturell sind diese Sandsteine jedenfalls noch ziemlich unreif.

Interpretation

1) Basisbreccie

Das Gefügebild, die kompositionelle Untergrundbezogenheit des Materials und die starken Mächtigkeitsschwankungen auf kurze Distanzen sprechen für die von MOSTLER (1972 a) postulierte Deutung der Breccie als "reliefauffüllendes, lokales Schuttmaterial". Lediglich das rote Bindemittel läßt sich nicht aus der unmittelbaren Unterlage (im bearbeiteten Gebiet devonischer Spielbergdolomit) beziehen, sondern stellt ortsfremdes Material von schwach metamorphen Ausgangsgesteinen dar. Dieses muß entweder nachträglich in den Porenraum des Schuttkörpers infiltriert worden sein, ein Vorgang, der (trotz des Fehlens von Anlagerungsgefügen) sicherlich wirksam war, oder die Sedimentation der Grundmasse und des Breccienschutts ging mehr oder weniger gleichzeitig vonstatten, worauf die örtlich (z.B. Hörndlinger Graben; Wilde Hag/Kitzbühel) auftretenden Tonschiefer- und Siltsteinlinsen in den Grobklastika, sowie die lokal zu beobachtende Matrixstützung der Komponenten hinweisen. Großteils handelt es sich aber um später eingebrachtes, beim Durchgang der an Suspensionsfracht reichen Wässer ausgefiltertes Feinmaterial. Man kann also das texturell und strukturell unreife Sediment, das offenbar an die Flanken von Hochzonen gebunden ist bzw. hier die größeren Mächtigkeiten erreicht, als Hangschuttkegel interpretieren, die ihr Material aus der Erosion der darunterliegenden Devondolomite bezogen.

Eine Mitbeteiligung von Wasser (außer bei der Sedimentation der Grundmasse) ist erst im Hangenden des Breccienkomplexes zu bemerken. Nicht nur das verbesserte Korngefüge der Breccien deutet eine zumindest kurzfristige Umlagerung an, sondern vor allem Konglomerateinschaltungen mit gut gerundeten, sortierten und eingeregelten Geröllen weisen auf einen Transport in fließendem Wasser hin. Die laterale Ausdehnung der Bänke ist nicht erkennbar, es scheint sich jedoch um linsige Konglomerate zu handeln. Die Korngröße der Gerölle nimmt innerhalb einer Bank nach oben hin ab. Auffallend ist das Fehlen einer feinkörnigen Grundmasse wie in den Breccien. Als Bindemittel fungiert ein karbonatischer Zement. Es handelt sich bei den linsigen Konglomeraten, die der Basisbreccie zwischengeschaltet sind, um Rinnenrückstands-sedimente aus Gerinnen von nur kurzer Existenz, die auf dem Schuttfächer eingeschnitten waren.

2) Spielbach-Tonschiefer

Die roten Tonschiefer über den Basisbreccien sind als Fortsetzung der Sedimentation des roten Bindemittels der Breccien anzusehen, die dann von den grobklastischen Schüttungen des Spielberg-Konglomerats abgelöst werden. Anfangs schalten sich noch kleindimensionale Rinnenfüllungen mit viel Dolomitschutt ein, während in höheren Teilen der Tonschiefer vorwiegend geringmächtige Quarzsande und -konglomerate zwischengeschaltet sind, die eine flächenhafte Ausdehnung besitzen und häufig aufgearbeitete Tonscherben im Geröllspektrum führen. Sie können als sheet-flow-Sedimente gedeutet werden, die eine den Schuttfächern vorgelagerte, von tonigen Ablagerungen beherrschte Ebene übergreifen.

MOSTLER (1972 a) nennt neben der starken Durchwühlung noch Karbonatlagen mit Ostracoden und fraglichen Algen aus diesem Horizont, die allerdings nicht als Anzeiger für ein spezielles Environment (marin oder lakustrin) gewertet werden können. Die Fossilien setzen eine zumindest zeitweilig länger

dauernde Wasserbedeckung des Substrats voraus. Die Aufarbeitung der Tone als Scherben wiederum deutet die fallweise Austrocknung der Sedimente an. Es ist wahrscheinlich, daß diese Scherben von randlich gelegenen, relativ höheren Bereichen mit den sheet flows in die Depression transportiert wurden, da in den aufgeschlossenen Tonschiefern keinerlei Trockenrisse gefunden werden konnten.

NIEDERMAYR et al. (1981) kamen aufgrund von geochemischen Untersuchungen an Magnesiten zur Auffassung, daß die Magnesitbildung auf die Metasomatose eines Karbonataltbestandes in einem hypersalinaren, marinen Milieu (Küstensabkha) zurückzuführen ist. Vor allem die weiträumige Verbreitung der Magnesitführung in permoskythischen Sedimenten wird als Hinweis auf ein spezielles Ablagerungsmilieu gewertet. Letztgenannte Autoren haben in ihrer Arbeit auch Proben aus dem klastischen Perm des östlichen Tiroler Raumes untersucht und legen diesen Magnesiten ebenfalls eine Entstehung in randmarinen, übersalzenen Bereichen zugrunde.

Aufgrund des Fehlens von marinen Sedimenten in der Umgebung des bearbeiteten Raumes zur Sedimentationszeit der Basisbreccie und der Spielbach-Tonschiefer muß man allerdings, entgegen der Auffassung von NIEDERMAYR et al. (1981), wohl eher auf eine Inlandwanne als Ablagerungsraum schließen. Die massenhaft vertretenen Magnesitkonkretionen zeigen zwar eine erhöhte Salinität der Porenwässer an, so daß unter den herrschenden ariden Klimabedingungen ein Sabkha-ähnliches Milieu anzunehmen ist; es muß dabei allerdings darauf hingewiesen werden, daß es nirgends irgendwelche Anzeichen der Beeinflussung durch marine Wässer gibt.

Der hohe Anteil an Magnesitkonkretionen, an zu Magnesit umgesetzten Dolomitkomponenten, sowie die diskordant durchgreifenden wolkgigen Magnesitschlieren in der Basisbreccie und den Spielbach-Tonschiefern sind auffallend an den Hof von Magnesitlagerstätten im paläozoischen Untergrund gebunden. Diese Beobachtung machte schon SIEGL (1964). Allerdings sah er als Ursache dafür die zeitgleiche Bildung der Spatlagerstätten im Paläozoikum der Grauwackenzone und der permoskythischen Vorkommen. SIEGL (1964) war der Ansicht, daß aufsteigende Hydrothermen zuerst im tieferen Stockwerk eine Metasomatose der devonischen Dolomite zu Spatmagnesiten verursachten und in den permoskythischen Sedimenten die Konkretionsbildung als Folge hatten. Daß die Lagerstättenbildung im Perm schon abgeschlossen war, belegt aber der Fund von Spatmagnesitkomponenten in der Basisbreccie durch SCHRAMM (1973). Damit ist der unmittelbare genetische Zusammenhang der Vorkommen im Devon und Permoskyth widerlegt.

Allerdings spielt das hohe Magnesiumangebot aus dem Untergrund der Breccien eine wesentliche Rolle. Durch die Aufarbeitung und Verkarstung der paläozoischen Dolomite und der damit verbundenen Magnesitlagerstätten stand genügend Material zur Verfügung, aus dem durch die Verwitterung bzw. durch den Lösungsumsatz im aquatischen Milieu, in dem die Tonschiefer und die Brecciengrundmasse sedimentiert wurden, ausreichend Mg bereitgestellt werden konnte. Die Evaporation dieser Mg-reichen Lösungen führte letztlich zur Bildung der großen Magnesitmengen in den basalen Einheiten (H. MOSTLER, in Vorbereitung).

3) Spielberg-Konglomerat

Die über den Spielbach-Tonschiefern und der Basalbreccie einsetzenden grobklastischen Schüttungen spiegeln eine tektonische Belebung wieder, die entweder eine Hebung des Hinterlandes oder eine Absenkung des Ablagerungsraumes zur Folge hatte. Diese Bewegungen werden von MOSTLER (1972 a) zur Saalischen Phase gestellt. Im Einklang mit dieser Ansicht steht die Tatsache, daß mit den ersten Grobschüttungen schon spärlich Quarzporphyrmaterial mitgeliefert wird. Nach verschiedenen Autoren (z.B. RIEHL-HERWISCH, 1965) überschreitet der subsequente variszische Vulkanismus die Grenze Unter- zu Oberrotliegend nicht, so daß sich auch im ersten Auftreten der Aufarbeitungsprodukte desselben diese Zeitmarke ablesen läßt (MOSTLER, 1972 b).

Die Grobklastika (Konglomerate bis kiesige Grobsandsteine) des Spielberg-Konglomerats zeigen großteils Sedimentstrukturen, die auf einen Transport in alluvialen Rinnen hindeuten (Taf. 1, Fig. 1 und 2). Dabei herrschten vor allem Strömungsbedingungen des hochintensiven oberen Fließregimes. Das rasche laterale Auskeilen bedeutet, daß die Rinnen nur kurzzeitig aktiv waren und bei nachfolgenden Fluten eine Verlagerung stattfand. Pointbar-Abfolgen, wie sie für mäandrierende Flußsysteme typisch sind, sind im bearbeiteten Raum nicht entwickelt. Die geringen Mächtigkeiten (meist unter 1 m) sowie der hohe Anteil an Schleppfracht sprechen für Ablagerungen in einem verzweigten Rinnensystem (MIALL, 1977).

Zieht man die klimatischen Bedingungen zur Zeit des Perm im Ablagerungsraum in Betracht, so deutet vieles (z.B. die Rotfärbung, spärliche bis fehlende Vegetation, salinärer Einschlag durch Gips und Magnesit) auf trockene, semi-aride bis aride Verhältnisse, die die Existenz eines kontinuierlichen Flußsystems nicht erlauben. Vielmehr ist ein nur nach periodischen starken Niederschlägen im Hinterland aktives, ephemerales System anzunehmen, das normalerweise trockenlag.

Hinweise auf synsedimentäre Tektonik (Megazyklen im Profil Spielbach, s.u.) lassen darauf schließen, daß nicht eine mehr oder weniger stabile ephemerale Flußebene vorlag, sondern daß die Rinnen die Oberfläche eines alluvialen Schuttfächers auf einer vor dem gegliederten Hinterland liegenden Ebene durchziehen. Dabei zeigt diese Zyklizität eine mehrmalige Belebung des Reliefs an, wodurch anfangs jeweils verstärkt Grobmaterial verfügbar war, das im proximalen Teil des Fächers liegenblieb. Durch die allmähliche Auffüllung des Reliefs kam es zur Verschiebung des "intersection point" (HOOKE, 1967), des Austrittspunktes der anfänglich eingeschnittenen Rinnen an die Oberfläche, in Richtung des Fächerapex. Als Folge werden vorwiegend feinklastische Sedimente als die Rinnenfüllungen in Form von Schichtfluten (sheet flows, HUBERT & HYDE, 1982) abgelagert. Der extrem flache Sedimentationsraum führte zu rascher Abnahme der Fließenergie. Als letztes fielen die feinsten Korngrößen aus dem schon stehenden Wasser aus.

Die Ausbildung von "sieve-deposits" (das Feinmaterial wird beim Durchgang der suspensionsbeladenen Wässer durch grobklastische Sedimente ausgefiltert, HOOKE, 1967), die für eher distale Fächerbereiche typisch sind, wird durch das Fehlen von durchlässigem grobem Schutt in den Spielbergkonglomeraten verhindert. Der hohe Feinanteil ist unter anderem unmittelbar von der Lithologie des Einzugsgebietes abhängig. Im vorliegenden Fall ergaben Gerölluntersuchungen als maßgebliches Liefergebiet die Nördliche Grauwackenzone mit ihren ca. 1000 m mächtigen Wildschönauer Schiefen, so daß der extrem hohe Anteil an feinsten Korngrößen im Perm nicht verwundert. Ebenso sind die polykristallinen Quarze metamorphen Charakters aus den Wildschönauer Schiefen zu beziehen.

Rote Tonschieferlagen zwischen gradierten Bänken zeigen öfters ziemlich starke Bioturbation, wodurch eine länger dauernde Wasserbedeckung vorausgesetzt wird. Es scheint sich bei diesen Lagen um Randzonen der Mühlbach-Tonschiefer zu handeln, mit denen die Konglomeratfazies verzahnt. Vor allem im Hangenden der Megzyklen im Spielbach ist eine Wechsellagerung von geringmächtigen gradierten Folgen mit bis zu mehrere Meter mächtigen Feinklastika ausgeprägt. Wenige cm- bis dm-dicke siltige bis leicht sandige Tonschiefer zwischen den grobklastischen Rinnenfüllungen können aber wohl eher noch als Absätze in lokalen Tümpeln nach einem Ausgreifen der Fluten über die Kanäle hinaus bei Hochwasser angesprochen werden (topstratum deposits, ALLEN, 1965).

Zusammenfassend kann man die Spielberg-Konglomerate als Sedimente eines ephemeralen Rinnensystems auf einem oder mehreren alluvialen Schuttfächern deuten, die randlich an Bruchstrukturen gebunden sind und mit den tonigen "Beckensedimenten" wechsellagern bzw. verzahnen (Abb. 8).

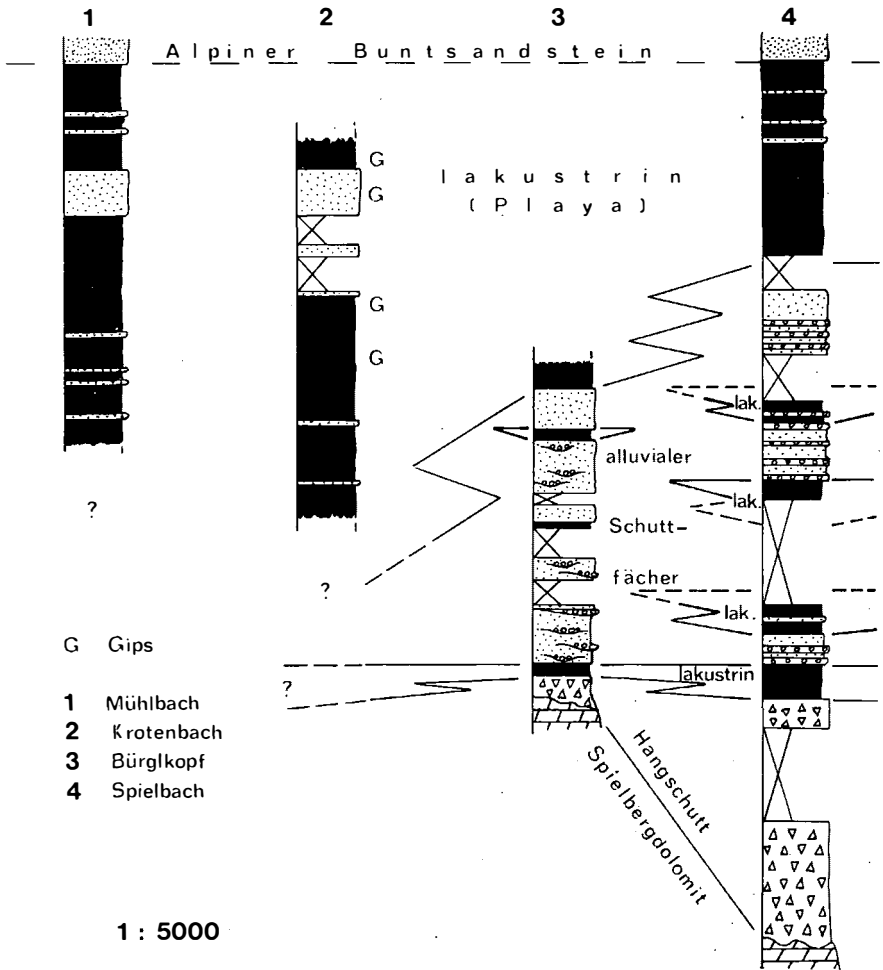


Abb. 8: Faziesverteilung in den Profilen zwischen St. Johann i.T. und Leogang (Legende zur Lithologie siehe Abb. 3)

4) Mühlbach-Tonschiefer

Der Großteil der Prebichlschichten (hangende Abschnitte der Profile Spielbach und Bürglkopf, Profile Mühlbach und Krotenbach) wird von einer mehrere 100 m mächtigen Tonschieferabfolge beherrscht, die nur untergeordnete Sandsteineinschaltungen führt. Sie entwickelt sich durch die schon erwähnte Relieffauffüllung aus der Konglomeratfolge nach oben heraus bzw. vertritt sie diese auch lateral und verzahnt mit derselben (Abb. 8).

Einige Kriterien, wie die feinen Korngrößen, die gute Sortierung das Fehlen von Anzeichen einer Strömung, die horizontale Schichtung, sprechen für Stillwassersedimentation in Depressionen. Ein terrestrisches, lakustrines Milieu muß im Widerspruch zu NIEDERMAYR et al. (1981) aufgrund folgender Kriterien angenommen werden (PICARD & HIGH, 1972; CLEMMENSEN, 1979):

- 1/ Fehlen von marinen permischen Sedimenten im weiteren Umkreis des bearbeiteten Raumes;
- 2/ Fehlen von marinen Fossilien (die Rotserien allerdings sind völlig fossilfrei);
- 3/ Rotfärbung zeigt oxydierende Bedingungen an, wie sie zur Erhaltung eines primären bzw. zur in-situ-Bildung des rotfärbenden Hämatitpigments notwendig ist;
- 4/ ein hinsichtlich der Sedimente eindeutig kontinentaler Rahmen mit alluvialen Schuttfächern und intermittierenden Rinnensystemen;
- 5/ Fehlen von durch Gezeiten oder Strömungen verursachten Sedimentstrukturen;
- 6/ Pedogenese: dolomitische Calichekruste im Mühlbach und Dolomitknollen im Spielbach zeigen eine beginnende Bodenbildung an. Inwieweit die sehr oft in s-parallelen Lagen auftretenden Magnesitkonkretionen mit einer Bodenbildung zusammenhängen könnten, wird in einer in Vorbereitung befindlichen Arbeit von H. MOSTLER behandelt.

Der im Profil Krotenbach auftretende Gips (Taf. 1, Fig. 3) spricht für saline Bedingungen und starke Evaporation, wie sie in Playas bzw. in ephemeren salinaren Seen zu finden sind (HARDIE et al., 1978; CLEMMENSEN, 1979; HUBERT et al., 1982). Eine Beeinflussung durch marines Grundwasser kann nicht festgestellt werden, ist aber grundsätzlich nicht auszuschließen.

Auffallend ist allerdings, daß außer den Bodenbildungen keinerlei Anzeichen von Austrocknung zu sehen sind. Es wäre auf jeden Fall bei den stark tonigen Sedimenten die Bildung von Trockenrissen, die durch äolische Sedimente oder die nächste alluviale Schüttung plombiert werden, zu erwarten. Das Fehlen dieses Merkmals kann mit der tektonischen Überprägung der Tonschiefer zusammenhängen. Bei nur sehr oberflächlichen Rissen von nur wenigen Millimetern Tiefe besteht durchaus die Möglichkeit, daß diese durch die darübergewandene Schieferung verwischt wurden und sich so der Beobachtung entziehen. Eine zweite Möglichkeit, das Fehlen von Trockenrissen zu erklären, ist der homogene Aufbau der Tone. Die sicherlich vorhanden gewesenen Austrocknungserscheinungen können sich nur erhalten, wenn sie durch rasche sandige Schüttungen konserviert werden. Bei einer Durchfeuchtung der trockenen Tone zerfallen diese leicht wieder und werden in die darüberfolgenden tonigen sheet flows eingebaut, wodurch keine Möglichkeit der Beobachtung gegeben ist. Aufgearbeitete Tonscherben findet man allenthalben in den sandigen Schichtfluten.

In die Rotfazies eingeschaltet finden sich öfters graue bis grün gefärbte konkordante Lagen, manchmal reich an Pflanzenhäcksel. Diese grauen Schichten sowie der auffällige, 1 m mächtige schwarze Tonschieferhorizont

im Krotenbachgraben stellen die an Uran angereicherten Horizonte dar, die von SCHULZ & LUKAS (1970) beschrieben wurden. Diese Autoren nehmen für die Genese der Uranvererzungen eine Zufuhr von U-hältigen Oberflächenverwitterungslösungen und eine Fällung der Erze in "seichten Beckenabschnitten mit zeitweise reduzierendem Milieu" an. Die Pechblende ist dabei an die Pflanzenreste gebunden bzw. verdrängt die pflanzliche Substanz.

SCHULZ & LUKAS (1970) stellen die vererzten Horizonte zum Buntsandstein. Wie aber schon die Gliederung von MOSTLER (1972 a) zeigt, ist eine Zusammenfassung aller permoskythischen Klastika als "Buntsandstein", wie es in früheren Arbeiten immer wieder geschah, unzulässig und verwirrend. Vorliegende Untersuchungen lassen die eindeutige Zuordnung der U-führenden Schichten zur Mühlbach-Tonschieferfazies der Prebichschichten erkennen. Damit fallen sie ins Liegende der Sedimente, die heute als "Alpiner Buntsandstein" anzusprechen sind, und sind zeitlich ins Oberperm einzustufen. Die von SCHULZ & LUKAS (1970) festgestellte inverse Lagerung der klastischen Abfolgen kann nicht bestätigt werden, es ist lediglich eine Verdoppelung der Schichtfolge im Krotenbach wahrscheinlich.

Bei den schichtgebundenen Grauhorizonten dürfte es sich um kleinere Depressionen in der Playaebene handeln, in denen genügend Pflanzenhäcksel zusammengeschwemmt wurden, um bei deren Zerfall reduzierende Bedingungen zu schaffen. Der Zerfall pflanzlicher Substanz beginnt aerobisch, entwickelt sich aber durch ungenügende Sauerstoffzufuhr zu anaerobischen Bedingungen. Dadurch entsteht ein leicht alkalisches und stark reduzierendes Milieu, das die Fällung von U aus Lösungen begünstigt (RACKLEY, 1976). Um das reduzierende Milieu zu erhalten, muß genügend Durchfeuchtung (Grundwasser) gegeben sein.

Die Zufuhr des Urans erfolgte sicher auf dem Lösungsweg. Das Ausgangsgestein ist in diesem Fall nicht bekannt. Möglich wäre ein Leaching des Urans aus Graniten, aus den sauren Vulkaniten des Perm, oder es stammt aus der Verwitterung präexistenter U-Konzentrationen in den paläozoischen Klastika der Wildschönauer Schiefer, die die Schuttanlieferung im Perm maßgeblich mitgestalteten.

Zur Genese der mächtigen Sandsteineinschaltungen im hangenden Teil der Mühlbach-Tonschiefer kann noch nicht sicher Stellung genommen werden, da schlüssige Aussagen aufgrund des Fehlens von Sedimentstrukturen durch die starke Tektonisierung nicht möglich sind. Lediglich äolischer Transport kann durch die hohen Matrixanteile ausgeschlossen werden.

Die wenige Zentimeter dicken Sandsteine mit z. T. turbiditähnlichem Aufbau (Übergang von gradierten Sandsteinen mit selten kenntlicher ebener Schichtung in eben geschichtete Tonsteine) oder mit Strukturen, die auf ein Nachlassen der hohen Transportenergie schließen lassen (Schrägschichtung mit ziemlich steilen foresets und Strömungsrippeln am Top; Taf. 1, Fig. 4), können als Absätze von Schichtfluten (sheet flow deposits) im Sinne von HUBERT & HYDE (1982) interpretiert werden. Beim Austritt der suspensionsbeladenen hochenergetischen Fluten aus den Rinnen an der Oberfläche der alluvialen Schutfächer breiten sich die Schüttungen willkürlich auf der davor liegenden Schwemmfläche aus. Obwohl nur mehr Sand und Ton abgelagert werden, herrschen z. T. noch Bedingungen des oberen Fließregimes, wie die entsprechenden Sedimentstrukturen zeigen. Die Erklärung dafür ist die geringe Tiefe der Wasserschicht von nur wenigen Zentimetern (HARDIE et al., 1978). Durch das Abflauen der Strömung werden in den distalen Sandlagen Strukturen des unteren Fließregimes, wie Schrägschichtung oder Rippeln, abgebildet. Als letztes fällt aus der Suspension die Tonfraktion im Zentrum der Depression bzw. auf der Playa-Schwemmfläche aus.

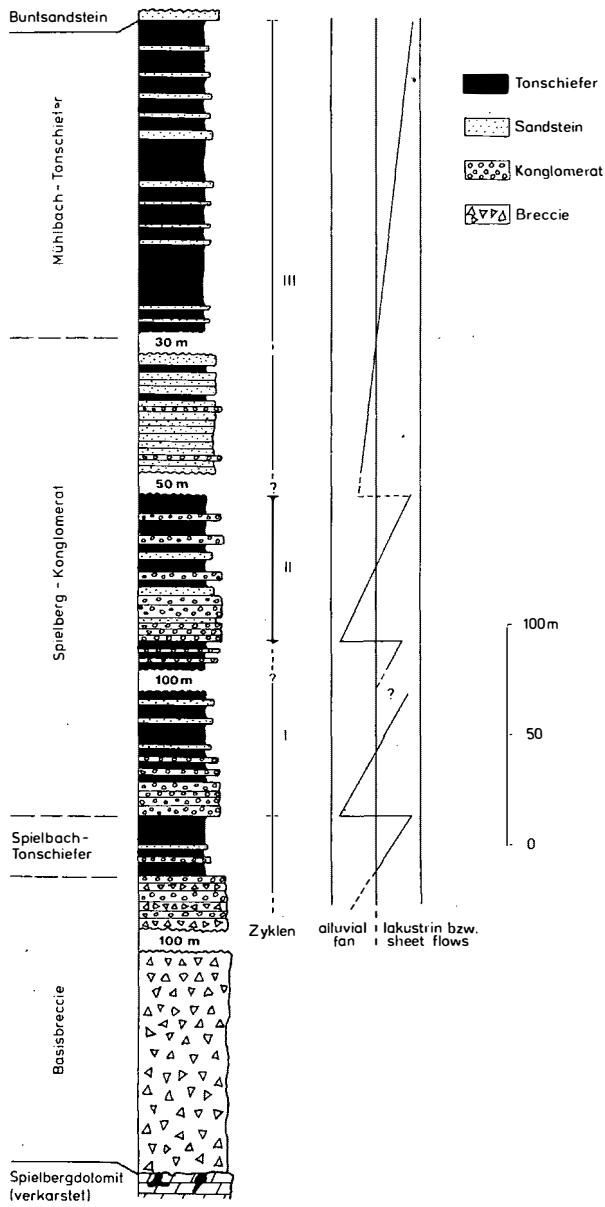


Abb. 9: Profil Spielbach mit schematischer Darstellung der Faziesentwicklung in den Megazyklen

Megazyklen

Im Profil Spielbach läßt sich deutlich eine Zyklizität feststellen, die sich in mindestens drei Abfolgen von grobklastisch dominierten zu vorwiegend von tonig-siltigem Material beherrschten Kleinzyklen abbildet (Abb. 9). Ob in einer größeren Aufschlußlücke von ca. 100 m noch ein weiterer Zyklus versteckt ist, kann auch aus Vergleichen mit benachbarten Profilen nicht mit Sicherheit gesagt werden. Die Mächtigkeit der drei Abfolgen liegt zwischen 100 und 150 m, die der sie aufbauenden Kleinzyklen schwankt sehr stark. Die konglomeratischen Rinnenfüllungen überschreiten selten 1 m, während nach oben eine kontinuierliche Zunahme des Feinanteils ein Anschwellen der Mächtigkeiten auf bis zu 5 m bewirkt.

Diesen "fining-upward"-Megazyklen scheint eher eine tektonische Ursache zugrunde zu liegen als ein langzeitiger klimatischer Wechsel. Diese Aussage stützt sich auf die Beobachtung, daß das Einsetzen der Grobschüttungen an der Basis jeweils ziemlich abrupt erfolgt. Ein Klimatrend hätte wohl eher ein allmähliches Größerwerden zur Folge. Die Megazyklen lassen sich also als Auswirkungen kurzer Perioden tektonischer Wiederbelebung des Hinterlandes bzw. einer Absenkung des Sedimentationsraumes verstehen. Die Folge ist ein Vorgreifen der an die Randzonen der Hochgebiete gebundenen Schuttfächer, bis durch die Erosion das Relief des Liefergebietes wieder dem Niveau des Sedimentationsbeckens angeglichen wird. Letzteres läßt sich am weiteren Ausgreifen der feinkörnigen sheet-flow- und Playa-Sedimente in den hangenden Teilen der Großzyklen ablesen.

Dank

Die vorliegende Arbeit ist Teil des Projekts 4453 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, das am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck durchgeführt wird. Für fruchtbare Diskussionen danke ich den Herren Prof. Dr. H. MOSTLER, Doz. Dr. W. RESCH, Dr. R. BRANDNER und Dr. K. KRÄINER. Herrn Dr. KRÄINER bin ich, ebenso wie Herrn G. POSCHER, für die Unterstützung bei den Geländearbeiten dankbar. Den Herren Prof. Dr. H. MOSTLER und Dr. R. BRANDNER bin ich für kritische Durchsicht meines Manuskripts verpflichtet. Die Untersuchungen wurden vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekt 4453) und durch ein Forschungsstipendium des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung finanziert.

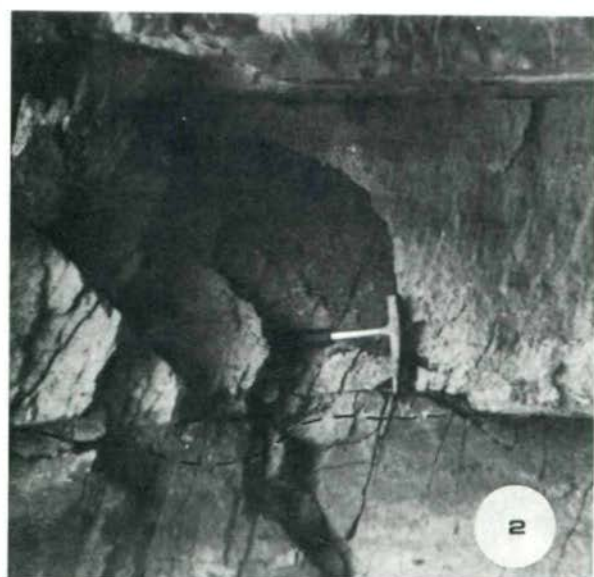
Literatur

- ALLEN, J.R.L. (1965): A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. - *Sedimentology*, 5 (1965), 89-191.
- BARNICK, H. (1962): Tektonite aus dem Verband der permotriadischen Basisschichten der mesozoischen Auflagerung auf der Nördlichen Grauwackenzone. - *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1962, H. 2, 295-316, Wien.
- CATHREIN, A. (1886): Zur Gliederung des rothen Sandsteins in Nordosttirol. - *Verh. Geol. R.-A.*, Jg. 1886, No. 13, 307-311, Wien.
- CLEMMENSEN, L.B. (1979): Triassic lacustrine beds and paleoclimate: The "Buntsandstein" of Helgoland and the Malmros Klint Member of East Greenland. - *Geol. Rdsch.*, Bd. 86, H. 2, 748-774.
- COLLINSON, J.D. (1980): Alluvial sediments; lakes; deserts. - in: READING, H.G. (ed.): *Sedimentary environments and facies*, 15-95, Blackwell Sci. Publ., Oxford.
- EISBACHER, G. (1963): Sedimentpetrographische Untersuchungen am alpinen Buntsandstein im Raume Innsbruck-Saalfelden. - Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck, 85 S.
- GLENNIE, K.W. (1972): Permian Rotliegendes of Northwest Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies. - *AAPG Bull.*, v. 56, no. 6 (June 1972), 1048-1071.
- HARDIE, L.A.; SMOOT, J.P. & H.P. EUGSTER (1978): Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. - *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* (1978), 2, 7-41, Blackwell Sci. Publ., Oxford.
- HARMS, J.C. & R.K. FAHNESTOCK (1977): Stratification, bed forms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). - *SEPM Reprint Series No. 3*, 95-127, Tulsa.
- HEISSEL, W. (1957): Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. - *Mitt. Geol. Ges.* 50, 95-132, Wien.
- HOOKE, R.LeB. (1967): Processes on arid-region alluvial fans. - *J. Geol.*, 75, 438-460.
- HUBERT, J.F. & M.G. HYDE (1982): Sheet flow deposits of graded beds and mudstones on alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomidon Redbeds, St. Mary's Bay, Nova Scotia. - *Sedimentology*, v. 29, no. 4, 457-474.
- KLEBELSBERG, R.v. (1935): *Geologie von Tirol*. - Gebr. Borntraeger, Berlin.
- MADER, D. (1981): Fluviale Sedimentation im Oberen Buntsandstein der Westeifel. - *Z. dt. geol. Ges.*, 132, 383-420, Hannover.
- MIALL, A.D. (1977): A review of the braided-river depositional environment. - *Earth Sci. Rev.*, 13 (1977), 1-62.
- MOSTLER, H. (1968): Anhydrite and gypsum in low-grade metamorphic rocks along the northern margin of the Grauwackenzone (Tyrol, Salzburg). - UNESCO-Symposium on the geology of saline deposits, Hannover 1968 (Abstract).
- MOSTLER, H. (1972 a): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). - *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1972, 155-162, Wien.

- MOSTLER, H. (1972 b): Die permoskythische Transgressionsserie der Gailtaler Alpen. - Verh. Geol. B.-A., Jg. 1972, 143-149, Wien.
- MOSTLER, H. (in Vorbereitung): Nachweis einer weitverbreiteten jungpaläozoischen Verkarstung und einer damit verbundenen Fahlerz-Baryt-Magnesit- und Sideritmineralisation in der Nördlichen Grauwackenzone.
- NIEDERMAYR, G.; SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.; BERAN, A. & R. SEEMANN (1981): Magnesit im Perm und Skyth der Ostalpen und seine petrogenetische Bedeutung. - Verh. Geol. B.-A., Jg. 1981, H. 2, 109-131, Wien.
- ORTLAM, D. (1969): Paläoböden im höheren Buntsandstein des mittleren Schwarzwaldes. - Geol. Jb., 87, 61-88, Hannover.
- PICARD, M.D. & L.R. HIGH (1972): Criteria for recognizing lacustrine rocks. - SEPM, Spec. Publ. No. 16: Recognition of ancient sedimentary environments, 108-145.
- PICARD, M.D. & L.R. HIGH (1973): Sedimentary structures of ephemeral streams. - Dev. in Sedimentology, 17, 223 S., Elsevier Publ. Comp., Amsterdam-London-New York.
- RACKLEY, R.I. (1976): Origin of Western States type uranium mineralization. - Handbook of strata-bound and stratiform ore-deposits, vol. 7, 89-156, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam-Oxford-New York.
- RIEHL-HERWISCH, G. (1965): Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. - Mitt. Ges. Geol. Berbaustud., 14.-15. Bd., 1963-64, 229-266.
- SCHRAMM, J.-M. (1973): Magnesitkomponenten in der Basalbrekzie (? Unterrotliegend) östlich Saalfelden (Salzburg). - Festschrift W. Heißel, Veröff. Univ. Innsbruck, Bd. 86, 281-288, Innsbruck.
- SCHULZ, O. & W. LUKAS (1970): Eine Uranerzlagerstätte in permotriadischen Sedimenten Tirols. - TMPM, 14, 213-231.
- SCHWINNER, R. (1929): Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. - Geol. Rdsch., 20, 211-244 u. 343-370, Berlin.
- SIEGL, W. (1964): Die Magnesite der Werfener Schichten im Raume Leogang bis Hochfilzen sowie bei Ellmau in Tirol. - Radex-Rdsch., H. 3, 178-191.
- SOMMER, D. (1972): Die Prebichlschichten als permotriadische Basis der Nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). - Verh. Geol. B.-A., Jg. 1972, 119-122, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. - 580 S., Verlag F. Deuticke, Wien.

Erläuterungen zu Tafel 1

- Fig. 1: Grobklastische Rinnenfüllungen mit Erosionsbasis, Spielberg-Konglomerat, Bürglkopf
- Fig. 2: Grobsandig-kiesige, nach oben gradierte Rinnenfüllung, am Top eben geschichtete Feinsandsteine, Spielberg-Konglomerat, Bürglkopf
- Fig. 3: Gipsführende Sandsteine der Mühlbach-Tonschiefer, Krotenbach
- Fig. 4: Sheet flow mit erosiver Basis und reliktscher Schrägschichtung, Mühlbach-Tonschiefer, Mühlbach. Unterlage in Millimeterraster, Pfeil zeigt nach oben.



DIE BAUGEOLOGIE IM WASSERKRAFTBAU TIROLS

von E. Tentschert*)

Meinem Lehrmeister und
väterlichen Freund
O. Schmidegg
zum 85. Geburtstag
in Dankbarkeit zugeeignet

Zusammenfassung

Die Baugeologie blickt in Tirol auf eine lange Tradition zurück. Die erste große Anwendung der Geologie für das Bauwesen erfolgte beim Eisenbahnbau, insbesondere beim Bau der großen Alpentunnel vor ca. 100 Jahren. Später wurde der Wasserkraftausbau zu einem der Träger der Baugeologie. Dabei hat die Geologie maßgeblich zum Erfolg der Bauleistungen beigetragen - "nebenbei" konnten auch regionalgeologisch wichtige Erkenntnisse gewonnen werden.

Es werden geologische Details aus den wichtigsten Bauvorhaben dargestellt und gleichzeitig die Entwicklung der Baugeologie im Wasserkraftausbau Tirols bis heute umrissen.

Summary

In Tirol engineering geology has a long tradition. The first application of geology for civil engineering purposes took place during the construction of the famous railway tunnels 100 years ago. 30-40 years later the hydro-power to become the key in the development of the field of engineering geology, generating a new scientific branch; Josef STINY has been recognized as the founding father of this new branch.

Since that period engineering geology has been playing a very important role in civil engineering and especially in hydro-power construction - additionally a great deal of scientific research for the classical alpine geology could be made.

Some geologic details of the most important hydro-power building-projects of Tirol are presented and the development of engineering geology is shown.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Ewald Tentschert, TIWAG, Landhausplatz 2, A-6020 Innsbruck, Austria

Tirol ist dank seiner markanten Topographie ein Land der Wasserkraft, in dem heute an die 300 Wasserkraftwerke von > 10 kW in Betrieb stehen. Neben den beiden "Riesen" TIWAG (Landesgesellschaft Tirols) und Tauernkraftwerke (TKW, Sondergesellschaft der staatlichen Verbundgesellschaft) verfügen aber auch die Gemeindewerke von Innsbruck, Hall, Schwaz, Imst, Kufstein und Reutte sowie die ÖBB über eigene Werke, die zu hohen Eigenversorgungsanteilen führen. Ein großer Teil allerdings sind Klein- und Kleinstkraftwerke, teils gemeinde- bzw. genossenschaftseigen, teils in privatem oder Betriebseigentum. Diese kommen zumeist ohne größere Eingriffe in den Untergrund aus und werden dadurch selten mit geologischen Problemen konfrontiert.

Bereits 1888 ließ der Mühlenbesitzer L. Rauch ein Wasserkraftwerk am Mühlauer Bach bei Innsbruck errichten. Schon damals eine der ältesten Anlagen Österreichs, ist dieses Werk (mit kleinen Veränderungen) noch heute in Betrieb.

Aus Altersschwäche, aber auch aus Mangel an geologischen Vorarbeiten schadhaft geworden sind die Stollen der 1903 bzw. 1911 gebauten Werke Obere Sill (Stadtwerke Innsbruck) und Schönberg (ÖBB), die beide zur Zeit völlig neu errichtet und erweitert werden. Bei diesen sehr seicht liegenden, durch Hangtektonik beeinträchtigten, Lehnstollen (STINY, 1950, p. 140) wurden seinerzeit nur Fels, Ton und Überlagerung unterschieden. Dies ist insofern überraschend, da es schon für den Bau der Brennerbahn in den Jahren 1862-67 umfangreiche geologische Beratungen gab, und der Arlbergtunnel (1880-84) schon so weitgehend geologisch dokumentiert wurde, daß man für den Bau des Arlbergstraßentunnels noch brauchbare Informationen gewinnen konnte. In den Vorgutachten wird sogar von Bohrbarkeitsuntersuchungen in Abhängigkeit von geologischen Bedingungen berichtet (WOLF, 1872).

Auch der Begründer der Baugeologie, der gelernte Wildbachingenieur und promovierte Geologe Josef Stiny beklagt sich darüber, daß die Baugeologie nur zögernd Fuß fassen (STINY, 1924):

"Die einen besorgen sich zwar ein geologisches Gutachten für ihre Anlage, aber nur zu dem Zwecke, um sich der Behörde gegenüber zu decken; andere wiederum bezwecken nichts anderes, als die Verantwortung für allfällige Mißerfolge oder Kostenüberschreitungen von sich abzuwälzen und einem Sündenbock aufzuhalsen; manche Leute schließlich protzen mit dem geologischen Gutachten und zeigen es als Verzierung des technischen Planes gerne vor, ohne seine Ratschläge zu beherzigen."

Wenn sich die Situation inzwischen insbesondere beim Wasserkraftausbau wesentlich gewandelt hat (die großen Kraftwerksgesellschaften in Österreich haben durchwegs eigene Geologen im Rahmen ihrer technischen Stäbe), so begegnet man doch hier und da heute noch Epigonen der oben kritisierten Einstellung.

Im gleichen Jahr wie Stinys Aufschrei wurde die TIWAG gegründet und der Bau des Achenseekraftwerks begonnen; dem waren bereits mehrjährige, auch geologische, Voruntersuchungen vorausgegangen (AMPFERER et al., 1919; AMPFERER, 1923), die einer der besten Kenner der Tiroler Kalkalpen, Otto Ampferer, durchführte. Gerade in diesem Bereich (Staner-Joch-Gewölbe) hat er den Begriff der "Reliefüberschiebung" geprägt. Die Dichtheit der Seewanne durch einen Teppich aus Würm-Grundmoräne und damit die Unabhängigkeit von den südlich der Seebarre entspringenden Kasbach-Quellen wurde ebenso präzise prognostiziert wie die großen Wasserzutritte im Druckstollen beim Durchhörtern der Wettersteinkalkmulde des Bärenkopfes. Der hohe Pump-

aufwand für ca. 300 l/sec im fallenden Stollenvortrieb führte aber dennoch zu einer halbjährigen Unterbrechung des Stollenvortriebs bis zum Durchschlag von der Gegenseite (AMPFERER & PINTER, 1927). Die Bergwässer wurden später überwiegend über Rückschlagkappen eingeleitet. Besondere Aufmerksamkeit erforderten auch die Uferböschungen während der ersten Betriebsjahre, da es durch die 10 m tiefe Seeabsenkung zu Ufersackungen und Erdfällen kam (AMPFERER & BERGER, 1929; STINY, 1929). Bemerkenswert auch die detailliert dokumentierten Stollenbänder, die der Bergingenieur E. Hammerle im Einvernehmen mit O. Ampferer aufnahm.

Die Druckschachtpanzerung wurde ohne Gebirgsmitwirkung bemessen, bei geologischen Schwächezonen "... wo der Fels beim Hammerschlag nicht hart klingend war" wurde die Wandstärke der Rohre zum Erhöhen des Sicherheitsfaktors verstärkt.

Otto Ampferer blieb in der Folge ein gesuchter Gutachter, oft gemeinsam mit J. Stiny und dem Ingenieur und ebenfalls spätberufenen Geologen H. Ascher.

Das Hochdruck-Laufwerk Bösdornau der Zillertaler Kraftwerke AG (1929-1931) brachte im Tux-Stollen den Aufschluß der Grenzzone des Zillertaler Gneiskerns zu Kalken der Schieferhülle, wobei die Kontaktzone keine Schwierigkeiten verursachte. Der Zemmstollen liegt zur Gänze im Gneis, beide Bauwerke blieben größtenteils unverkleidet. Zur Umgehung eines Bergsturzes und einer Störungszone wurde der Tux-Stollen um 20 m höher angeschlagen, was die Errichtung eines Zwischenkraftwerks ermöglichte (PERNT, 1931). Die Erweiterung durch Beileitung des Stillupbaches durch die TIWAG (1939) erfolgte ohne geologische Schwierigkeiten. Das Werk gehört heute zum Bestand der TKW.

Das erste größere Niederdruckkraftwerk Tirols, das Innwerk Kirchbichl (TIWAG, 1938-1941) schneidet die große Innschleife bei Kirchbichl ab, wobei sowohl das Wehr als auch das Krafthaus auf groben, durchlässigen Innschottern gegründet wurde. Die max. 15 m tiefen Stahlspundwände gegen die Unterläufigkeit wurden z.T. durch Zementinjektionen, teils durch chemische Verfestigung noch um 6 m verlängert.

Gleichzeitig liefen die Vorarbeiten für das ebenfalls von der TIWAG errichtete, heute der TKW zugehörige Gerloskraftwerk (Bauzeit 1941-1945).

Die erste Gewölbemauer Österreichs ist in gesundem Quarzit der Wustkogelserie eingebunden. Wenn der Felsaushub z.T. stärker war, dann nicht wegen schlechter Felsqualität, sondern um ein gleichmäßigeres Profil für die Sperre zu erhalten (STINY, 1955). Mangels ausreichender Felsvorlage im oberen Teil der linken Flanke war ein künstliches Siderlager erforderlich; später wurde die ganze Sperre zu einer Bogengewichtsmauer umgebaut.

Der Druckstollen durchfährt zur zwei Dritteln Gesteine der äußeren Schieferhülle des Tauernfensters mit Quarziten, Phylliten, Sericitschiefern und Karbonaten, die z.T. stark gipsführend sind. Oftmaliger Gesteinswechsel und Schichtwiederholung deuten auf enge Verschuppung. Eine Serie von Störungszone, vor allem in den Sericitschiefern und Phylliten, verursachte durch Verbrüche und Sohlehebungen große Schwierigkeiten. Eine solche Stelle zwang durch Nachbrüche und starken Wasserzudrang zur Aufgabe von 140 m Stollenvortrieb und zum Ausweichen in benachbarte Kalke und Dolomite. Auch im Westabschnitt, im Quarzphyllit, kam es zu mehrmonatigen Verzögerungen durch Verbrüche und Wasserzutritte in Störungszone (JÜNGLING, 1950).

Stiny erkannte im Druckschachthang alte Hanggleitungen und empfahl daher ein Tieferlegen des Druckschachtes, womit auch eine geologisch günstigere Position des Wasserschlosses erreicht werden konnte (STINY, 1941).

Die 1945 und 1948 erfolgten Schäden in der Druckschachtpanzerung waren auf kriegsbedingte Material- und Verarbeitungsfehler, und nicht auf geologische Ursachen, zurückzuführen (NEUHAUSER, 1950). Während dieser Reparaturen stellte man im Druckstollen im Bereich der Tarntaler Schichten starke Sulfatschäden am Beton fest. Der starke Gipsgehalt (bis 1300 mg SO_3/l) war zwar vorher bekannt, durch Kriegseinfluß war aber nur bedingt sulfatbeständiger Beton eingebaut worden. Zur Unterbindung jeder Querströmung des Gebirgswassers wurden dort zusammen 1100 lfm Stahlblechauskleidung mit Betoninnenring eingebaut (JÜNGLING, 1950; STINY, 1950, 1955).

Der Bauzeitplan des KW Mühlau der Stadtwerke Innsbruck zog sich ebenfalls durch die Ereignisse in die Länge (1942-1953). Als Besonderheit wird hier das Trinkwasser der Stadt Innsbruck zur Energiegewinnung genutzt. Die Wasserführung der im alten Mühlauer Werk genutzten Quellen entspricht der Wassermenge eines mindestens zehnmal größeren Einzugsgebietes. Aufgrund des geologischen Aufbaus der Innsbrucker Nordkette reicht das hydrogeologische Einzugsgebiet noch weit über das topographische hinaus. Auf 1140 m Seehöhe wurden daher ca. 1700 lfm Stollen durch die Höttinger Breccie und die wasserstauenden Rauhacken bis zum Kluftaquifer (Muschelkalk) vorgetrieben, aus dem auf wenigen Stollenmetern 800-1500 l/sec zufließen. Wegen der starken Abflußverzögerung der Niederschläge im z.T. mehr als 2000 m hoch gelegenen Einzugsgebiet beträgt der Winteranteil 50%. Über eine Druckrohrleitung werden 450 m Fallhöhe abgearbeitet, das Unterwasser fließt direkt dem Trinkwasserbehälter zu. Die geologische Betreuung (AMPFERER, 1945; KLEBELSBERG, 1953) betraf aber in erster Linie die Wasserstollen.

Die Kriegseinwirkungen beeinträchtigten die bereits weit gediehenen Bauarbeiten der Ötzkraftwerke bis zur völligen Einstellung. Ein ursprüngliches Projekt sah einen Großspeicher von 400 Mio m^3 Inhalt von Längenfeld vor, in dem eine 135 m tiefe Falfüllung erbohrt wurde. Bei den Voruntersuchungen konnte die Bergsturnatur des "Mauracher Riegels" nachgewiesen werden. Wegen der schlechten geologischen Bedingungen sowie wegen des Widerstandes der Bevölkerung wurde der Großspeicher aufgegeben. An der Frage der Entstehungsgeschichte des Maurach-Riegels entspann sich aber ein intensiver Geologenstreit (AMPFERER, 1939, 1940; ASCHER, 1952 b; STINY, 1939, 1942). Der Nachweis über die tiefe Verschüttung des Horlachbachtals gelang erst mit dem 1950 vorgetriebenen Sondierstollen, der bei 2.1 km Länge in Querschlägen mehrmals die alte Tiefenrinne anfuhr, aber größtenteils im Fels unterhalb des Bergsturzmaterals verblieb (ASCHER, 1952 b). Die dabei geborgenen Baumstämme sind nach ^{14}C -Isotopenbestimmung ca. 10.000 Jahre alt (HEISSEL, 1972).

Ein geändertes Projekt mit Speichern bei Zwiesselstein und oberhalb von Ötz (Stuibensperre) wurde aber 1941 begonnen. Die Fundamente der "Stuibensperre" für den Tagesspeicher oberhalb von Ötz waren 1944 bereits betonierfertig ausgehoben, der Stillen und der Druckschacht größtenteils fertiggestellt. Das Kraftwerk sollte einen Windkanal für die nach Tirol verlagerten Messerschmittwerke antreiben. Für die zusätzlich geplante Kraftwerkskaverne wurden erstmals umfangreiche Gefügeanalysen durchgeführt (SANDER, 1955), wie sie auch später für eine ebenfalls nicht gebaute Kaverne in Osttirol beschrieben sind (KARL, 1954).

Aus dieser Zeit stammen bereits die ersten geologischen Stellungnahmen zu Wasserkraftprojekten am Inn zwischen der Schweizer Grenze und Telfs sowie im Zillertal und Kaunertal (STINY, ASCHER, KLEBELSBERG).

Der Wiederaufbau nach 1945 und der damit verbundene wirtschaftliche Aufschwung führte zu einem verstärkten Ausbau der Wasserkräfte. Die nun projektierten großen Kraftwerke brachten Beanspruchungen des Baugrundes wie nie zuvor. Durch Rahmenpläne, Speicherplätze oder wegen des Landschaftsschutzes konnten jedoch nicht immer die geologisch günstigsten Positionen ausgesucht werden. Die Zeit war nun gekommen, in der die fallweisen Baubesuche eines Geologen zu einer regelmäßigen baugeologischen Betreuung wurden. Neben dem nach wie vor tätigen Duo ASCHER und STINY (AMPFERER verstarb 1947) erweiterte sich der Kreis um eine neue Geologengeneration, um den qualitativ und quantitativ gestiegenen Anforderungen gerecht zu werden.

Die Betreuung der Dürrachüberleitung (Erweiterung des Achensee-einzugsgebietes 1948-1951) mit der 30 m hohen Bogenmauer führte A. FUCHS nach Voruntersuchungen von H. ASCHER, E. CLAR und W. QUENSTEDT noch alleine durch. Während die Sperre auf gesundem, klutfarmen Hauptdolomit steht, mußte der 8 km lange Stollen druckhafte Kössener Schichten und Neokommergel queren (HAMANN, 1951).

Zu den Variantenstudien des Kraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (1953-1956) gesellte sich noch O. SCHMIDEGG. Zusammen führten die beiden erstmals großräumige und systematische Luftbild- und Gefügeanalysen durch. Durch systematische Auswertung der geneigten B-Achsen gelang der Prognose SCHMIDEGGs eine überraschend genaue Voraussage der Unterfah- rung der Phyllitgneise von der Pillerhöhe und der Tauchtiefe der großen Muldenform des Landecker Quarzphyllits (CLAR et al., 1964).

Der Vortrieb des 12 km langen Stollens bezeichnet eine Wende im öster- reichischen Stollenbau, da hier im Richtstollen noch größtenteils gezimmert wurde, während man beim ausgeweiteten Stollen auf Sicherung mit Ankerung Spritzbeton überging (LAUFFER, 1958; DETZLHOFER, 1960). Für die laufende geologische Betreuung wurden daher zusätzlich W. HEISSEL und K. MIGNON herangezogen, für Detailfragen wurden auch J. STINY und L. MÜLLER konsultiert, die inzwischen die Geomechanik als anerkannte eigene Fachrich- tung etabliert haben.

Der Kraftabstieg liegt bereits im schmalen Triasstreifen an der S-Seite des Inntals und beherbergt die Kaverne, die wegen des starken Grundwasser- stromes einem freistehenden Krafthaus vorgezogen wurde. Zwischen Kalkalpen und Quarzphyllit liegt keine scharfe tektonische Grenze vor, sondern eine Verschuppungszone mit steilen Bewegungsflächen (SCHMIDEGG, 1958, 1959).

Während im Druckstollen bis zu 140 l/sec aus dem Hauptdolomit zutra- ten, war der Kavernenbereich durch einen zwischengeschalteten "Regenschirm" aus Tonschiefern und Mergeln nahezu trocken. Durch die langjährigen Mes- sungen der Obertagequellen vor Baubeginn konnte im Zusammenwirken mit SCHMIDEGGs detaillierten geologischen Aufnahmen später der Klufthaus- haushalt des Dolomitzuges rekonstruiert und das ausgebliebene Wasser der Gemeinde Arzl im Pitztal durch Bohrungen wieder erschrotet werden (TENTSCHERT, 1975, 1976).

Die von den Vorarlberger Illwerken über die Wasserscheide nach Vor- arlberg übergeleiteten Quellbäche der Rosanna und der Trisanna erforderten mehrere von O. REITHOFER betreute Beileitungsstollen. Diese verbleiben zumeist in baugeologisch günstigen Gesteinen des Silvretta-Altkristallins; am Ostende des Berglerstollens wurde die Überschiebung des Silvretta- kristallins auf den Flysch des Engadiner Fensters aufgeschlossen. Über nur

teilweise gestörten sandigen Schiefen taucht die Schubfläche mit ca. 20° nach W ab. Auch die basalen Kriatallinlagen zeigen nur eine schwache Diaphtorese (REITHOFER, 1952 a, b).

Das Kaunertal-Kraftwerk der TIWAG (1961-1964) brachte in mehrfacher Hinsicht neue Erkenntnisse für die Geologie. Der 13.6 km lange Druckstollen durchquert die Überschiebungsbahn der Ötztaler Masse über das Engadiner Fenster. Die Überschiebung selbst stellte eine recht glatte Fläche von ca. 25° Einfallen nach S dar und trennte relativ festen Amphibolit im Hangenden von kalkigen grauen Bündnerschiefern im Liegenden: Durch ein ausgespartes Fenster in der Betonierung blieb diese Grenzfläche für wallfahrende Geologieexkursionen längere Zeit sichtbar (CLAR et al., 1964). Stark tektonisch beansprucht war das darüberliegende Kristallinpaket, wie es in SCHMIDEGG's Prognose richtig erkannt wurde (DETZLHOFFER, 1968). Im Kraftabstieg verursachten gestörte gipsführende Sericitschiefer der Bunten Bündnerschiefer beträchtliche Schwierigkeiten.

Im Kristallinabschnitt war es durch hydrogeologische Untersuchungen SCHMIDEGG's (1961-1964) möglich, den Gebirgswasserhaushalt einigermaßen zu durchschauen. Im Zusammenhang mit Druckmessungen, Quellbeobachtungen, Registrierung der auslaufenden Wässer und Wasserabpressungen war erstmals in kristallinem Gestein der Klufthohlraum von ca. 1.7% rückrechenbar (DETZLHOFFER, 1969).

Der Staudamm Gepatsch steht auf Augengneis, während die Ufer der Speicherhänge von postglazialen Hangbewegungen geprägt sind (LAUFFER et al. 1971; MIGNON, 1971; ZISCHINSKY, 1965). Von ASCHER bereits 1947 erkannt, wurde auch nach Vortrieb zweier Sondierstollen (1949/50) eine weiter talaufwärts gelegene Sperrenstelle aufgegeben. Bemerkenswert war hier allerdings der gelungene Versuch ASCHER's, Gefügemessungen in Lockergesteinen durchzuführen, wie er es auch am Durlaßboden versucht hat (ASCHER, 1952 a). Von E. CLAR, der später auch als Behördenexperte fungierte, wurde bereits während der Bauzeit eine Dissertation angeregt, die dann durch die Katastrophe von Vajont (Oktober 1963) und die Hangbewegungen während der ersten Speicherfüllung beklebende Aktualität erlangte (ZISCHINSKY, 1965, 1967, 1968, 1969, 1970). Nach Einstellung des Aufstaus, umfangreichen Sondierungen, geologischen Studien (an denen neben O. SCHMIDEGG vorübergehend auch P. RUDAN beteiligt war), Berechnungen und Modellversuchen wurde der Auftrieb als Ursache der Bewegungen erkannt. In der dritten Stauperiode konnte nach Abklingen der Bewegungen der Vollstau erreicht werden (LAUFFER et al., 1971).

Beim Speicher Durlaßboden (TKW, 1964-1967) treten alte Hangbewegungen im Speicherraum und an der Sperrenstelle selbst auf. An der rechten Flanke erfolgte die Einbindung in eine intensiv erkundete Sackungsscholle aus Quarzit und Graphitphyllit der Schieferhülle, die sich in den Sedimenten der bis zu 130 m tiefen Talfüllung festgefahren und dabei diese noch gestaucht hat. Der vielreihige Dichtschirm bindet in einen ca. 50 m tief gelegenen, durchgehenden Schieferhorizont ein (ASCHER, 1952 a; CLAR et al., 1964; MIGNON, 1968).

Die geologischen Untersuchungen der Speicherhänge gingen über den bis dahin üblichen Rahmen hinaus. Die geologische Kartierung gliederte dabei verschiedene geotechnische Faziesbereiche nach voraussichtlichem mechanischen Verhalten, unabhängig von ihrer stratigraphischen Stellung (CLAR & ZISCHINSKY, 1968; ZISCHINSKY, 1970).

Auch der Druckstollen zum Krafthaus Funsingau ist von alten Sackungstollen betroffen. Dabei blieben die Stollenabschnitte zwischen den Schollengrenzen ungestört und standen bis zur Betonierung frei ohne Sicherungsmaßnahmen. An einer Schollengrenze hingegen kam es zu einem 8 m hohen Verbruch mit starkem Wasserandrang (MIGNON, 1968).

Der Bau des Kraftwerkes Untere Sill (Stadtwerke Innsbruck, 1964-1966) brachte wieder einmal die Durchörterung einer großen alpinen Deckengrenze, und zwar der Aufschiebung der Ötztaler Gneise auf den Innsbrucker Quarzphyllit. Die Überschiebungsfläche selbst war beim Stollenbau weniger problematisch als die vertonten Quarzphyllit-Mylonite des Silltalbruches, die auch ein anderes Verformungsbild zeigten (SCHMIDEGG, 1966). Die auf 150 m Stollenlänge zu querenden Tone erforderten wegen ihrer Quellfähigkeit besondere Ausbaumaßnahmen. Im übrigen war der Quarzphyllit jedoch überwiegend standfest und gestattete auch den Ausbruch einer Krafthauskaverne (PARZER, 1966).

Die Zemmkraftwerke (TKW, 1966-1971) liegen mit ihren drei Stufen (die dritte Stufe, Zillergründl, ist zur Zeit in Bau) zur Gänze im Tauernfenster.

Die Sperrestelle Schlegeis wurde von H. ASCHER und J. STINY bereits in den Zwanzigerjahren begangen und später von G. HORNINGER und K. MIGNON geologisch bearbeitet. Sie ist in festem Augen- und Flasergneis des Zentralgneiskernes gegründet.

Die geotechnischen Kennwerte des Gesteins zeigten eine deutliche Anisotropie entsprechend dem petrographischen Gefüge (EISELMAYER et al., 1970). Oberflächenparallele Entspannungsklüfte bis in 8 m Tiefe verursachten allerdings einen nicht unerheblichen Mehraushub, der stellenweise durch Betonplomben ersetzt wurde (MIGNON, 1972). Dieselbe Erscheinung trat übrigens auch beim Felsanschnitt des Krafthauses Roßag auf und erforderte dort umfangreiche Felsicherungen.

Der Erddamm Eberlaste des Stillup-Speichers ist auf einer > 100 m tiefen alluvialen Talverschüttung gegründet, deren kiesige und sandige Bachanlandungen randlich mit blockreichem Hangschutt verzahnen. Daher mußte die Abdichtungsschlitzwand von 23 m in Talmitte auf 53 m an den Flanken verlängert werden. Die aus einem Entspannungsbrunnen in 48 m Tiefe geförderten Holz- und Torfreste sind laut radiometrischen Altersbestimmungen 8760 Jahre alt (MIGNON, 1971), was einer Sedimentationsrate von 5.4 mm/a entspricht. Während die Triebwasserführung in der Längsachse des Gneiskernes liegt (HÖRMANN et al., 1971), wurde in der Tuxbachüberleitung die Grenze zur Schieferhülle durchstoßen (MIGNON, 1972).

Die obere Zemmbeileitung wurde so angelegt, daß ein Großteil des Stollens im Tuxer Granitgneis verblieb, sowie um die Greiner-Schieferserie etwas stumpfwinkliger zu queren. Trotzdem mußte eine ca. 250 m lange Strecke in einer Talkschiefer-Serpentinitserie wegen des starken Gebirgsdruckes aufgegeben werden, und wurde nach neuerlicher Abwinkelung senkrecht durchfahren; dort traten dann keine Verformungen mehr auf (MIGNON, 1972; RIENÖSSL & MIGNON, 1971).

Die Flöitenbachbeileitung war Schauplatz des ersten Einsatzes einer Tunnelbohrmaschine in Österreich, sowie einer der ersten Versuche in kristallinen Gesteinen überhaupt. Die 264 lfm mit einem Prototyp aufgefahrenen Stollenmeter waren zwar nur ein Versuch, leiteten aber eine weitere Wende in der Stollenbautechnik als auch in der Stollengeologie ein.

Der Triebwasserstollen eines Industriekraftwerkes am Wattenbach war dann 1969 der erste planmäßige Einsatz einer Vollschnittfräse. Teilweise guten Vortriebsleistungen im gesunden Quarzphyllit standen Probleme der Verschlammlung sowie Einbrechen der Ulmen längs stollenparalleler Mylonite gegenüber (MÜLLER, 1978, p. 424-425).

Das Kraftwerk Weißenhaus des EW Reutte (1966-1968) hat die Juragesteine der Allgäu-decke unter der Lechtaldecke als tektonisches Fenster nachgewiesen. Die starke tektonische Verknüpfung, wodurch im Stollen angetroffene Gesteine mit der Aufnahme obertags nur bedingt korrelierbar waren, erschwerte naturgemäß die Prognose: In den Raibler Schichten waren Karbonatblöcke im Letten eingebettet, welcher bei Wasserzutritt im Stollen ausfloß (HEISSEL, 1969).

Bei der Querung des Hauptdolomitstockes des Thanneller (KW Heiterwang), EW Reutte, (1975-1977) mußte die eingesetzte Stollenfräse mehrfach zurückgezogen werden. Tektonisch stark zerrüttete Abschnitte mit starker Wasserführung wurden vor der Maschine saniert, worauf diese wieder vorgezogen wurde.

Die Grenzen des Maschinenvortriebs wurden beim Stollenvortrieb für das KW Vomp (Stadtw. Schwaz, 1975-1977) erreicht. Beim Queren von Begleitstörungen der Überschiebungsfläche zwischen Lechtal- und Inntaldecke kam es zu Verbrüchen, wovon einer durch einen sandführenden Wassereintrich von ca. 140 l/sec die Fräse einsandete. nach ca. 10 m mühsamen konventionellen Vortriebs bei Drainage durch eine Pilotbohrung konnte die Fräse wieder eingesetzt werden und durchfuhr dann die eigentliche Deckengrenze ohne größere Schwierigkeiten (MOSTLER, H., MIGNON, K., mündl. Mitt.).

Die Kraftwerksgruppe Sellrain-Silz der TIWAG (1977-1981) brachte dann den bisher massivsten Einsatz des maschinellen Vortriebs; zeitweise standen vier Fräsen gleichzeitig in den kristallinen Schiefen der Öztaler Masse im Einsatz, die zusammen 13,5 km Stollen aufzuführen. Die von SCHMIDEGG ursprünglich für konventionellen Vortrieb erstellten geologischen Prognosen wurden für die Ausschreibung unter Berücksichtigung zusätzlich ermittelter geotechnischer Kennwerte für den Fräsvortrieb adaptiert (PIRCHER, 1980).

Bei zeitweise > 100 m Stollenvortrieb je Tag (Einzelleistungen bis 67 m/d) war die geologische Betreuung einschließlich der Aufstandsflächen der beiden Staudämme Finstertal und Längenta nur durch verstärkten Geologeneinsatz möglich. Neben O. SCHMIDEGG, schon seit Prutz-Imst ständiger Berater der TIWAG, und dem Autor des Berichts waren daher zeitweise W. LEIMSER und E. JACOBY tätig, als Vertreter der Wasserrechtsbehörde auch E. CLAR und W. DEMMER.

Ein durch eine Punktesystem quantifizierter Zerlegungsgrad ermöglichte in den Druckstollen Korrelationen zur Fräseleistung und zum dynamischen E-Modul (durch Stollenseismik ermittelt), wodurch geotechnische Homogenitätsbereiche auskartiert werden konnten.

Die im Druckschacht Silz infolge günstiger Randbedingungen und mehrjähriger Meßreihen ziemlich genau ermittelten Bergwasserverhältnisse ermöglichten bei Übertragung des hier gewonnenen Modells auf den Druckschacht der Oberstufe eine gezielte Abdichtung der betonausgekleideten Strecke durch Felsinjektionen. Das über die Bergwasserbilanz ermittelte Klufthohlraumvolumen betrug in der Unterstufe infolge Nähe der Inntallinie und Hangtektonik ca. 25 ‰ der Felskubatur (TENTSCHERT, 1980). In der Oberstufe waren es lediglich 0.5 ‰; im unmittelbar benachbarten Dichtschirm des Staudammes

Finstertal wurde über die Kluftverfüllung der Kontrollbohrungen der gleiche Wert ermittelt (SCHWAB & TENTSCHERT, 1983).

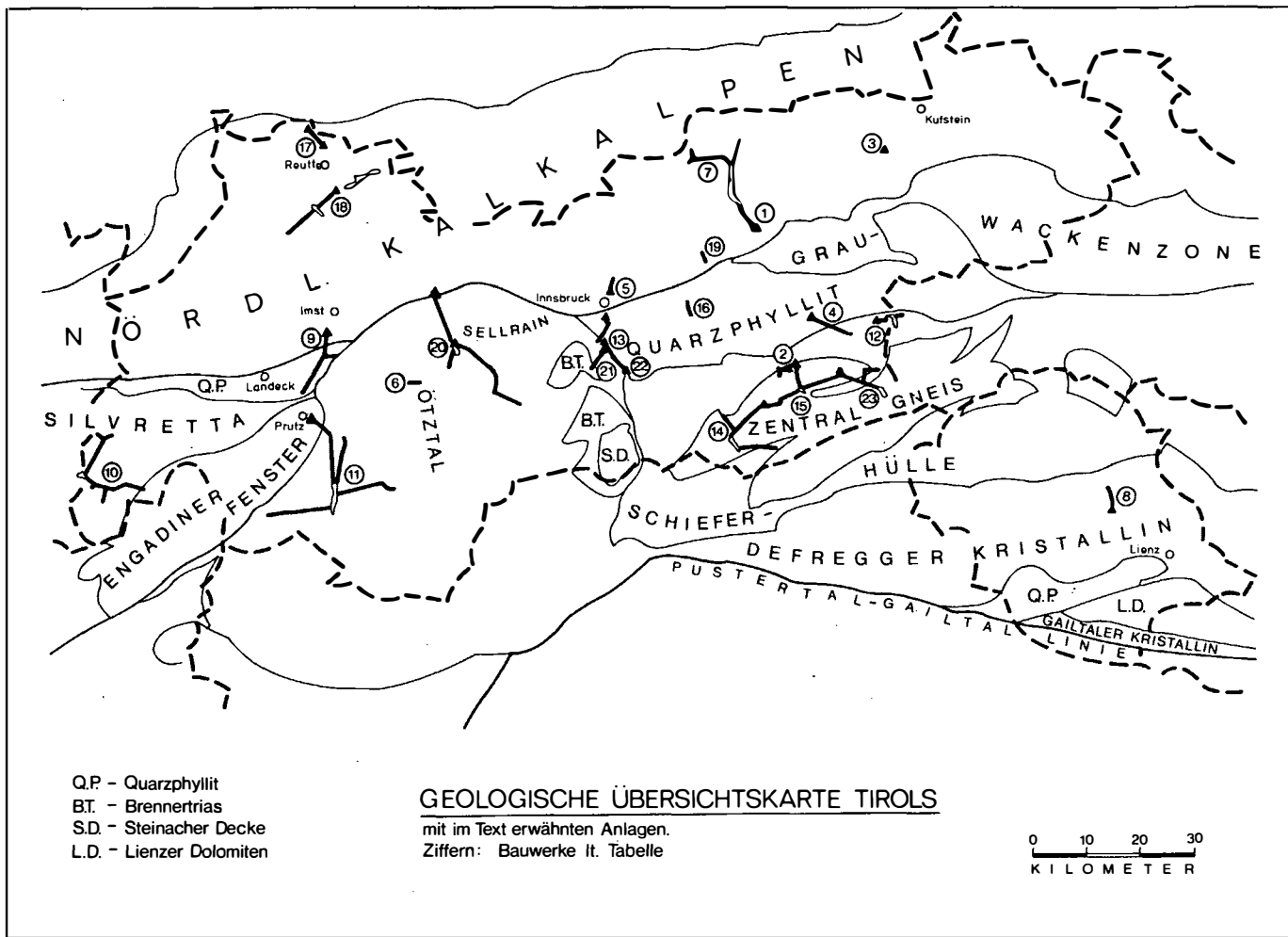
Beim Neubau des Ruetzwerkes Fulpmes der ÖBB (in Fertigstellung) ist bemerkenswert, daß unterhalb der im Gefrierverfahren durchörterten Alluvionen Dolomite der Brennertrias erbohrt wurden, obwohl Öztaler Gneise erwartet wurden. Dies war durch grabenbruchartige Absenkung an intensiven Staffelbrüchen möglich, welche vom Unterwasserstollen auch gequert werden mußten (MIGNON, mündl. Mitt.).

Die in schwedischer Bauweise errichtete Kaverne liegt zur Gänze im anfangs stark wasserführenden Dolomit (HEILBRUNNER, 1978).

In unmittelbarer Nähe ist zur Zeit der Neubeu des KW Obere Sill der Stadtwerke Innsbruck im Gange. Die Überschiebungsbahn Öztaler Gneismasse/Innsbrucker Quarzphyllit wurde trotz flachliegender, aber trockener Mylonitstreifen problemlos durchfahren, während die Gneise blockig zerlegt waren. Hohe SO_4 -Konzentrationen der Bergwässer lassen auf eingeschuppte Gesteine der Tarntaler Serie im Hangenden schließen, obwohl ein Durchörtern dieser Gesteine nicht erwartet wird. Der im Liegenden angetroffene Quarzphyllit ist relativ gut erhalten (HOINKES, mündl. Mitt.). Ähnliche Verformungsbilder der Öztaler Überschiebung wurden vom Kaurertalkraftwerk und von der Unteren Sill beschrieben (SCHMIDEGG, 1966; CLAR, HORNINGER & SCHMIDEGG, 1964).

Die Sperre Zillergündl der TKW befindet sich zur Zeit ebenfalls im Bau. Die in Granitgneisen des Zentralgneiskerns des Tauernfensters gegründete Bogenmauer soll mit 180 m Höhe die höchste Talsperre Tirols und die zweithöchste Österreichs werden. Zum Teil auf den Arbeiten von KARL & SCHMIDEGG (1964 cum lit.) und zahlreichen anderen Tauernfensterbearbeitern fußend, haben G. HORNINGER, K. MIGNON und P. RUDAN die baugeologischen Voruntersuchungen durchgeführt. Der Triebwasserstollen zum Krafthaus Häusling wird die tuffitischen Gneise der Schönachmulde (Untere Schieferhülle) queren, während das Wasserschloß und Teile des Druckschachtes im Ahornkern zu liegen kommen. Auf die dort beschäftigten Baugeologen W. DEMMER, H. HALBMAYER, K. LIEGLER und W. NOWY warten somit interessante Aufgaben, deren Ergebnissen wir mit Spannung entgegensehen können.

Mit diesem gegenüber früheren Zeiten relativ großen Stab an Baugeologen, der durch die beiden von der prüfenden Behörde beigezogenen Professoren G. HORNINGER und E.H. WEISS ergänzt wird, manifestiert sich auch die wachsende Bedeutung der Geologie im Bauwesen. Nur durch die laufende Mitarbeit schon während der Entwicklung eines Projekts sowie die dauernde Anwesenheit auf der Baustelle, ist der Geologe in stetigem Kontakt mit dem planenden und ausführenden Ingenieur imstande, die einzelnen Mosaiksteine der geologischen Information zusammenzutragen und nutzbringend für das Bauwerk zu deuten. Dabei ist es naturgemäß nötig, oft wie bei einem Puzzle aus wenigen Steinen auf das geologische Gesamtbild zu extrapolieren, wobei dieses auch durch neue Informationen fallweise geändert werden muß. In diesen Fällen ist dann oft auch eine konstruktive Anpassung des Projekts an die geänderten Untergrundverhältnisse nötig. Die künftigen Projekte am oberen Inn, im Stubai, in Osttirol (Dorfertal-Matrei, Draustufe) oder die zunehmend auch in geologisch ungünstigeren Gegenden zu bauenden Kleinkraftwerke werden neben den Verkehrsbauten interessante und verantwortungsvolle Aufgaben für die Baugeologie in nächster Zukunft bringen. Diese zu meistern ist nur durch verstärkte Zusammenarbeit von Geologie und Bauwesen möglich, wie sie in der Vergangenheit in stets steigendem Maß gegeben war.



ERLÄUTERUNG ZUR ÜBERSICHTSKARTE

1	Achensee-KW	13	Untere Sill
2	Bösdornau	14	Schlegeis
3	Kirchbichl	15	Stillup
4	Gerlos	16	Wattenbach
5	Mühlau	17	Weißhaus
6	Sondierstollen Horlach	18	Heiterwang
7	Dürrach	19	Vomperbach
8	Kalserbach	20	Sellrain-Silz
9	Prutz-Imst	21	Ruetz
10	Überleitungen VIW	22	Obere Sill
11	Kaunertal	23	Zillergründl
12	Durlaßboden		

Literatur

- AMPFERER, O.: PERNT, M., REDL, Th. & K. INNEREBNER (1919): Der Achensee und die Ausnützung seiner Wasserkräfte. - Die Wasserwirtschaft, Sonderheft.
- AMPFERER, O. (1923): Geologische Bemerkungen zum Drückstollenproblem. - Z. Öst. Ing.- und Arch. Ver. 75, p. 283-285.
- AMPFERER, O. & K. PINTER (1927): Über geologische und technische Erfahrungen beim Bau des Achenseekraftwerkes in Tirol. - Jb. Geol. B.-A., 77, 279-333.
- AMPFERER, O. & J. BERGER (1929): Vom geologischen Aufbau der Achensee-Ufer, seine Auswirkung bei der Spiegelabsenkung. - Schweiz. Bauztg. 93, p. 170-174.
- AMPFERER, O. (1939): Die geologischen Hypothesen über die Formung des Talraumes zwischen Umhausen und Längenfeld im Ötztal. - Sitzber. Österr. Akad. Wiss., 148/H. 3, 4, p. 123-140.
- AMPFERER, O. (1939): Über die geologischen Deutungen und Bausondierungen des Maurächriegels im Ötztal. - Geologie und Bauwesen 11, p. 25-43.
- AMPFERER, O. (1943-1945): Geologische Ergebnisse bei den Quellaufschließungen in der obersten Mühlauer Klamm bei Innsbruck. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 36.-38. Bd., p. 1-28.
- ASCHER, H. (1952): Über Gefügemessungen in Lockergestein (Gepatsch, Durlaßboden). - Geologie und Bauwesen 19/2, p. 69-76.
- ASCHER, H. (1952): Neuer Sachbestand und neue Erkenntnisse über das Bergsturzgebiet von Köfels (Ergebnisse des Taststollens Harlach). - Geologie und Bauwesen 19/2, p. 128-134.
- CLAR, E.; HORNINGER, G. & O. SCHMIDEGG (1964): Übersichtsexkursion Baugeologie. Mitt. Österr. Geol. Ges. 57/H. 1, p. 107-145.

- CLAR, E. (1965): Über den geologischen Gegensatz von Gestein und Fels. - Mitt. Inst. Grundbau und Bodenmechanik, TH Wien, H. 6, p. 41-53.
- CLAR, E. & U. ZISCHINSKY (1968): Stauraum Durlaßboden: Geologie der Hänge. - Österr. Zt. f. El.-Wirtsch., Jg. 21/H. 8, p. 397-405.
- DEMME, W. (1978): Geologie im Kraftwerksbau. - In: Energie aus schwarz und weiß, Koska-Verlag Wien-Berlin, p. 174-191.
- DETZLHOFER, H. (1960): Die Stollenarbeiten für das Innkraftwerk Prutzmst der Tiroler Wasserkraftwerke AG. - Montan-Rundschau, Sch. Tunnel- und Stollenbau.
- DETZLHOFER, H. (1968): Verbrüche in Druckstollen. - Felsmech. u. Ing.-Geol., Suppl. IV, p. 158-180.
- DETZLHOFER, H. (1969): Gebirgswassereinflüsse beim Stollenbau. - Rock Mech. 1, p. 207-240.
- EISELMAYER, M.; HUBER, H.; MIGNON, K. & R. WIDMANN (1970): Festigkeitseigenschaften des Gneises. - ISRM Belgrad, 3-41, p. 1-10.
- FUCHS, A. (1958): Über die Anwendung eines neuartigen räumlichen Modells in der praktischen Geologie. - Geol. u. Bauw., Jg. 24/2, p. 118-120.
- HAMANN, F. (1951): Die Dürrachzuleitung zum Achensee. - Österr. Zt. f. El.-Wirtsch., Jg. 4/H. 12, p. 389-398.
- HEILBRUNNER, J. (1978): Der Bau des Ruetzkraftwerkes Fulpmes. - Tiefbau, 6/78, p. 1-6.
- HEISSEL, W. (1969): Geologische Erfahrungen und Ergebnisse beim Bau des Triebwasserstollens für das Lech-Kraftwerk Weißhaus des ÖWR. - Festschrift EW Reutte, p. 36-39.
- HEISSEL, W. (1972): Gutachten zum Stuibenfall bei Umhausen/Ötztal. - Bundesministerium f. Land- u. Forstwirtschaft, Verhandlungsschrift KW Sellrain-Silz, p. 222-230.
- HÖRMANN, P.K.; MIGNON, K.; MORTEANI, G. & P. RUDAN (1971): Untersuchungen an Kugelgraniten aus den Zillertaler Alpen. - TPM, 16, p. 156-172.
- JÜNGLING, O. (1950): Das Gerloskraftwerk Zell am Ziller. - ÖWW, Jg. 2/ H. 8-9, p. 153-172.
- KARL, F. (1954): Ein Beispiel für Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden in der Baugeologie (Krafthauskaverne, Projekt Dorfertal-Huben, Osttirol). - Geol. u. Bauw., 21/1-2, p. 68-86.
- KARL, F. & O. SCHMIDEGG (1964): Exkursionsführer Hohe Tauern. - Mitt. Geol. Ges., 47, p. 1-15, Wien.
- KIESLINGER, A. (1957): Josef Stiny (mit Verz. d. Veröff.). Die Geschichte der Ingenieurgeologie. - Mitt. Geol. Ges., 50, p. 389-430, Wien.
- KLEBELSBERG, R.v. (1935): Geologie von Tirol. - Verlag Borntraeger, 872 pp.
- KLEBELSBERG, R.v. (1953): Die geologischen Verhältnisse. In: Das Trinkwasserwerk und Kraftwerk Mühlau. - Festschrift Stadtwerke Innsbruck, p. 41-46.
- LAUFFER, H. (1958): Gebirgsklassifizierung für den Stollenbau. - Geol. u. Bauw., 24/1, p. 46-51.

- LAUFFER, H. (1969): Wasserkraft im Bundesland Tirol. - ÖWW, 21, H. 9/10, p. 2-14.
- LAUFFER, H.; NEUHAUSER, E. & W. SCHÖBER (1971): Der Auftrieb als Ursache von Hangbewegungen bei der Füllung des Gepatschspeichers. - ÖIAZ, Jg. 14/H. 4, p. 101-113.
- MIGNON, K. (1958): Zur Tektonik zweier Gesteinsgruppen im Kaunertal und Pitztal. - Verh. Geol. B.-A., H. 1, p. 21-30.
- MIGNON, K. (1968): Zur Geologie im Raume der Oberstufe des Gerloskraftwerkes. - Österr. Zt. f. El.-Wirtsch., Jg. 21/H. 8, p. 391-397.
- MIGNON, K. (1971): Datierung von Holzfunden in Talverschüttungen im Montafon, Kaunertal und Zillertal. - Z. Gletscherkde u. Glazialgeol., VII/H. 1-2, p. 215-216.
- MIGNON, K. (1972): Überblick über die geologischen Verhältnisse (Zemmkraftwerke). - Österr. Zt. f. El.-Wirtsch., Jg. 25/H. 10, p. 432-436.
- MÜLLER, L. (1963): Der Felsbau, Teil 1. - Ferdinand-Enke-Verlag, 624 pp. cum lit.
- MÜLLER, L. (1978): Der Felsbau, Teil 3. - Ferdinand-Enke-Verlag, 945 pp. cum lit.
- NEUHAUSER, E. (1950): Die Ursache der Rohrbrüche im Druckschacht des Gerloskraftwerkes. - Österr. Zt. f. El.-Wirtsch., Jg. 2/8-9, p. 185-211.
- PARZER, J. (1966): Die Bauausführung Kraftwerk Untere Sill.- Festschr. Stadtw. Innsbruck, p. 46-65.
- PERNT, M. (1931): Das Kraftwerk zemm- und Tuxbach im Zillertal (Tirol). - Wasserkraft u. Wasserwirtsch., 12/15, Oldenbourg-Verlag, München.
- PIRCHER, W. (1980): Erfahrungen im Fräsvortrieb bei der Kraftwerksgruppe Sellrain-Silz. - Rock Mech., Suppl. 10, p. 127-154.
- PIRCHER, W. (1983): Österreichs alpine Wasserwirtschaft am Beispiel Tirols. - Schr.-Reihe ÖWW, H. 57, p. 175-221 (ÖWW-Tagung Feldkirch, Alpine Wasserkraft, 1983), Wien.
- REITHOFER, O. (1955): Der Berglerstollen am Westrande des Unterengadiner Fensters (Paznaun). - Jb. Geol. B.-A. 98, p. 1-14, Wien.
- REITHOFER, O. (1955): Geologische Beschreibung des Predigstollens (Paznaun, Tirol). - Mitt. Geol. Ges. 48, p. 207-220 (Kleblsberg-Festschrift), Wien.
- RIENÖSSL, K. & K. MIGNON (1971): Stollenbauten bei den Zemmkraftwerken. - Montan-Rundschau, H. 11, p. 275-283.
- SANDER, B. (1948): Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper, Teil 1. - Springer-Verlag, Wien.
- SANDER, B. (1950): Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper, Teil 2. - Springer-Verlag, Wien.
- SANDER, B. (1955): Gefügekunde und Baugeologie. - Mitt. Geol. Ges., 48, p. 257-270 (Kleblsberg-Festschrift), Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1958): Geologische Aufnahme und Voraussage beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst (Tirol). - Geol. u. Bauw., 24/H. 1, p. 22-29.

- SCHMIDEGG, O. (1959): Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). - Jb. Geol. B.-A., 102, H. 3, p. 353-406 + Beil., Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1961-1964): Zur Höhe des Bergwasserspiegels (Druckstollen Kaunertal). - TIWAG, 5 interne Berichte.
- SCHMIDEGG, O. (1966): Zur Geologie der Kraftwerksgruppe Untere Sill. - Festschr. Stadtwerke Innsbruck, p. 21-32., Innsbruck.
- SCHWAB, H. & E. TENTSCHERT (1983, in Vorber.): Staudamm Finstertal - Geologie des Untergrundes und Abdichtung. - Felsbau, Glückauf-Verlag.
- STINY, J. (1922): Technische Geologie. - Enke-Verlag Stuttgart, 783 p.
- STINY, J. (1924): Die Mitarbeit des Geologen beim Bau von Wasserkraftanlagen. - Die Wasserwirtschaft, Nr. 2, p. 19-22.
- STINY, J. (1929): Einige Folgeerscheinungen der Spiegelabsenkung von Speicherbecken. - Geol. u. Bauw., 1/1, p. 51-59.
- STINY, J. (1939): Gedanken über das Maurach von Umhausen-Köfels-Längenfeld. - Zentralbl. f. Min., Jg. 1939, Abt. B, H. 6, p. 209-216.
- STINY, J. (1941): Unsere Täler wachsen zu. - Geol. u. Bauw. 13, p. 71-79.
- STINY, J. (1942): Nochmals der "Talzuschub". - Geol. u. Bauw. 1, p. 9-14.
- STINY, J. (1950): Tunnelbaugeologie. - Springer-Verlag, 366 p., Wien.
- STINY, J. (1955): Die baugelogischen Verhältnisse der österr. Talsperren. - Die Talsperren Österreichs, H. 5, Verlag des ÖWW, Wien, 98 p. cum lit.
- TENTSCHERT, E. (1980): Kraftwerksgruppe Sellrain-Silz: Kluftwasserhaushalt der Druckschächte. - IV. Bodenseetagung für Ingenieurgeologie, Bregenz 1980. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10/5, p. 204-206 (Kurzfassung).
- TENTSCHERT, E. (1975, 1976): Hydrogeologische Berichte, Ersatzwasserversorgung Arzl im Pitztal. - TIWAG, interne Berichte.
- WOLF, H. (1872): Gesteinsuntersuchungen für das Arlbergbahnprojekt. - Ib. k.k. Geol. R.-A.
- ZISCHINSKY, U. (1965): Instabile Talflanken (über Bergzerreißung und Talzuschub). - Diss. Univ. Wien, 157 p. + Beil.
- ZISCHINSKY, U. (1967): Bewegungsbilder instabiler Talflanken. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., H. 17, p. 127-168.
- ZISCHINSKY, U. (1968): Über Sackungen. - Felsmech. u. Ing.-Geol., 6/ H. 4.
- ZISCHINSKY, U. (1969): Über Bergzerreißung und Talzuschub. - Geol. Rdsch., 59, p. 974-983.
- ZISCHINSKY, U. (1970): Ingenieurgeologische Karte Durlaßboden. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, p. 287-294.
- Darüber hinaus sei noch auf die umfangreiche geologische und technische Fachliteratur sowie auf unveröffentlichte geologische und geotechnische Berichte bzw. Gutachten in den Archiven der Bauherren, ausführenden Bau-firmen und der prüfenden Behörden hingewiesen.

PERJENTUNNEL (LANDECK, TIROL): BAUGEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE, PROGNOSE UND TEKTONISCHE SCHLUSSFOLGERUNGEN

von M. Köhler*)

mit 3 Abb. und 1 Taf.

Zusammenfassung

Der 2880 m lange Perjentunnel verbindet das Inntal mit dem Stanzertal nördlich von Landeck. Der Tunnel durchörtert auf rund 600 m Hauptdolomit der Nördlichen Kalkalpen und auf ca. 2200 m den Landecker Quarzphyllit. Beide tektonischen Einheiten werden durch eine 50 m breite Störungszone getrennt.

Die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen sind intensiv geklüftet, teilweise auch zerrüttet. Der Landecker Quarzphyllit neigt durch eine starke Phyllonitisierung zu plastischer Verformung.

Die Bergwassermenge des gesamten Tunnels beträgt nur 3.5-4 l/s. Die Prognose wird den tatsächlichen Verhältnissen gegenübergestellt. Geomechanisch ist der Landecker Quarzphyllit eine große Pufferzone, in der Scherbewegungen zwischen Nördlichen Kalkalpen und Silvrettamasse abliefern.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Manfred Köhler, ILF Ingenieurgesellschaft Lässer-Feizlmayr, Framsweg 16, A-6020 Innsbruck.

Summary

The 2880 m long Perjen Tunnel joins the Inn Valley with the Stanzer Valley north of Landeck. The tunnel penetrates about 600 m of the Hauptdolomit formation of the Northern Calcareous Alps and about 2200 m of the Landeck Quartzphyllite. These two tectonic units are separated by a 80 m wide fault zone.

The rocks of the Northern Calcareous Alps are intensely fissured and in some places shattered. Due to severe phyllonitization the Landeck Quartzphyllite formation has a tendency towards plastic deformation.

The flow of mountain water through the tunnel is only 3.5 to 4 l/s. The forecast is compared to the actual conditions. Geomechanically, the Landeck Quartzphyllite acts as a buffer zone in which the shear activity between the Northern Calcareous Alps and the Silvretta Group occurred.

Inhalt

1. Allgemeines
 - 1.1. Trassenführung
 - 1.2. Technische Daten
 - 1.3. Baudurchführung
 2. Baugeologische Verhältnisse beim Tunnelvortrieb
 - 2.1. Vorbemerkungen
 - 2.2. Tektonische Einheiten
 - 2.3. Gesteinstypen
 - 2.4. Schichtung/Schieferung
 - 2.5. Klüftung
 - 2.6. Störungszonen
 - 2.7. Bergwasserverhältnisse
 - 2.8. Felstemperatur
 3. Vergleich zwischen geologischer Prognose und tatsächlich angetroffenen Verhältnissen
 - 3.1. Vorbemerkungen
 - 3.2. Gebirgsbau
 - 3.3. Gesteinstypen
 - 3.4. Schichtung/Schieferung
 - 3.5. Klüftung
 - 3.6. Störungszonen
 - 3.7. Bergwasserverhältnisse
 - 3.8. Gebirgsgüteklassen
 4. Tektonische Schlußfolgerungen
 - 4.1. Vermutliche Spannungsverhältnisse
 - 4.2. Tektonische Deutung des Landecker Quarzphyllits
 - 4.3. Geomechanische Bewegungsabläufe
 5. Danksagung
- Literatur

1. ALLGEMEINES

1.1. Trassenführung

Im Talkessel von Landeck-Zams (Tirol) zweigt von der österreichischen Ost-West-Transversale eine wichtige Nord-Süd-Verbindung über den Reschenpaß nach Südtirol und dem oberitalienischen Industrieraum ab. Das Verkehrsaufkommen im Raum Landeck ist besonders in den Reiseumaten so stark, daß sich ständig Kolonnen bilden und längere Wartezeiten in Kauf genommen werden müssen.

Zur Entlastung dieses Verkehrsknotenpunktes wurde in der nördlichen Talflanke des Inntals im Zuge der Inntalautobahn A 12 der Perjentunnel errichtet, mit dem der Ost-West-Verkehr an Landeck und Zams vorbeigeleitet wird. Diese Lösung hat sich nach zahlreichen Variantenuntersuchungen, bei welchen vor allem die Siedlungsverhältnisse, der Schutz der Bevölkerung vor Lärmbelästigung und die beengten topographischen Gegebenheiten zu berücksichtigen waren, als günstigste Trasse ergeben (siehe Abb. 1).

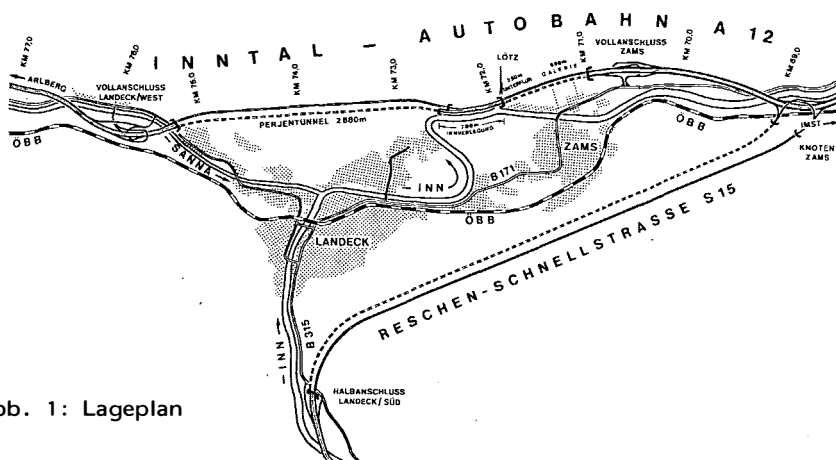


Abb. 1: Lageplan

1.2. Technische Daten

Der 2880 m lange Perjentschnee Tunnel steigt durchgehend mit 1‰ vom Ostportal zum Westportal an. Er besitzt einen Ausbruchsquerschnitt von 80 m² in den Sohlgewölbbestrecken und wird in der ersten Ausbaustufe im Gegenverkehr befahren. Die Frischluftzufuhr erfolgt in Form einer reversiblen Halbquerlüftung über einen 8.8 m² großen Zuluftkanal, der vom Fahrraum durch eine Zwischendecke getrennt ist.

1.3. Baudurchführung

Die Vortriebsarbeiten begannen am 11.4.1980. Vom Ostportal wurde der Tunnel im Kalotten-Strossenbetrieb ausgebrochen, während von der Westseite der Gegenvortrieb in Form eines Richtstollens durchgeführt wurde. Der Durchschlag der Kalotte erfolgte bereits am 13.1.1981 bei Stat. 1342 (Ost). Das Ausbruchsmaterial wurde gleislos ausgeschüttet. Die Verkehrsfreigabe des Tunnels fand am 29.1.1983 statt.

2. BAUGEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE

2.1. Vorbemerkungen

Die Ingenieurgesellschaft Lässer-Feizlmayr (ILF) führte die gesamte Tunnelplanung durch, wobei dem Verfasser die geologische Vorbereitung und Prognose oblagen. Weiters wurden während der Vortriebsarbeiten die angetroffenen geologischen Verhältnisse von ILF laufend dokumentiert, so daß sich eine einheitliche Ansprache der geologischen Probleme ergab. Die baugelogische Dokumentation, die vom Amt der Tiroler Landesregierung dankenswerterweise ermöglicht wurde, ist beim Perjentunnel in dreifacher Hinsicht bedeutend:

1. Die geotechnischen Erkenntnisse, die beim Bau der ersten Tunnelröhre gewonnen wurden, sollen gezielt für die Ausführung einer kommenden zweiten Röhre verwendet werden können.
2. Der Perjentunnel bietet die seltene Gelegenheit, die geologischen Verhältnisse im Grenzbereich von Nördlichen Kalkalpen zu Kristallin (Landecker Quarzphyllit) in einem durchgehenden Aufschluß beobachten zu können.
3. Die im Perjentunnel gewonnenen Erkenntnisse können für zukünftige Tunnelbauvorhaben im Raum Zams-Landeck wichtige geotechnische Grundlagen liefern. Dies betrifft z.B. eine diskutierte Tunneltrasse der ÖBB bei Zams oder die südöstliche Umfahrung von Landeck im Zuge des Neubaus der Reschenschnellstraße. Beide Tunneltrassen würden ebenfalls die Grenze Nördliche Kalkalpen zu Landecker Quarzphyllit durchhörtern.

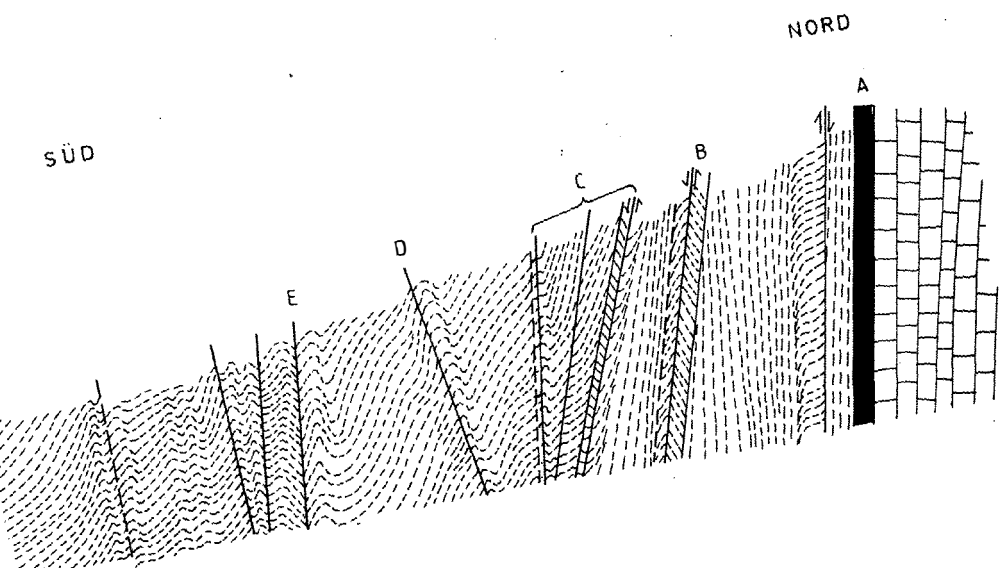
Die baugelogische Aufnahme der Ortsbrust sowie aller anderen frei-liegenden Felsflächen im Tunnel erfolgte auf vorbereiteten Formblättern im Maßstab 1:100. Die angetroffenen geologischen Verhältnisse wurden auf Tafel 1 dargestellt.

2.2. Tektonische Einheiten

Von Planungsbeginn an war ersichtlich, daß ein Tunnel nördlich von Landeck sowohl die Nördlichen Kalkalpen als auch den Landecker Quarzphyllit berühren wird.

Das Durchhörtern dieser zwei sehr verschiedenen tektonischen Einheiten mit ihrer stark gestörten Grenzfläche war von der Linienführung her unvermeidlich.

Bei der ausgeführten Tunneltrasse wurde, vom Ostportal ausgehend, zunächst kalkalpiner Hangschutt auf 22 m Länge (bezogen auf Tunnelachse-First) durchhörtert. Anschließend folgte eine 590 m lange Strecke im Hauptdolomit der Nördlichen Kalkalpen. Ab Stat. 610 m kam der Tunnel im Landecker Quarzphyllit zu liegen, der auf 2205 m Länge bis 31 m vor dem Westportal aufgefahren wurde, wo wiederum Lockermaterial auftrat. Der tektonisch tiefere Landecker Quarzphyllit ist den Nördlichen Kalkalpen aufgeschoben worden. Dabei ist die Grenzfläche überkippt und fällt im Bereich des Tunnels mit ca. 80° nach Süden ein. Diese Überkipplungserscheinungen sind relativ späte Bewegungen im Verlauf der Alpen Gebirgsbildung und hängen mit einem Vorschub des Kristallins nach Norden zusammen. Diese Verhältnisse wurden von OBERHAUSER (1970) auch aus dem westlichen Arlberggebiet beschrieben. Die Grenzfläche ist seismisch aktiv, im Raum Landeck-Zams traten wiederholt Epizentren kleinerer Erdbeben auf. In Abb. 2 wurde ein geologischer Nord-Süd-Schnitt durch beide tektonischen Einheiten dargestellt.



- LEGENDE :**
-  LANDECKER QUARZPHYLLIT
 -  NÖRDLICHE KALKALPEN
 -  STÖRUNG
 -  MYLONITISCHE GRENZZONE
 -  GROSSE BEWEGUNGSZONEN
 - A - E

Abb. 2: Geologischer Nord-Süd-Schnitt

2.3. Gesteinstypen

2.3.1. Nördliche Kalkalpen

Der vorherrschende Gesteinstyp der Nördlichen Kalkalpen ist ein Dolomitgestein (Hauptdolomit), das sehr viele Übergänge zu Kalkstein aufweist. Es sind dickbankige bis massige Karbonatgesteine, deren Schichtflächen undeutlich ausgebildet sind und daher nur in Ausnahmefällen Trennflächen darstellen. Dünnbankige Lagen finden sich nur vereinzelt, vor allem nahe der Grenzfläche zum Landecker Quarzphyllit. Die Gesteine besitzen gute Festigkeit, sie sind nicht zersetzt und nicht wasserempfindlich. Dolomit und Kalk unterscheiden sich baueologisch beim Sprengvortrieb nicht.

Etwas ungünstiger sind die Gesteinseigenschaften bei dünnbankiger Ausbildung, da hier die Schichtflächen tonige Beläge aufweisen. Die Gebirgsgüteklasse wird durch diese Schichten aber kaum beeinflusst.

Das Gebirge ist petrographisch homogen aufgebaut und zeigt Spröbruchverhalten. Die Standfestigkeit wird durch die Klüftung beeinflusst, die Schichtung ist mechanisch unwirksam. Die Klüftung ist intensiv, vereinzelt ist das Gebirge in schmalen Zügen zerrieben oder zerrüttet. Das Gebirge ist wasserdurchlässig. Feuchtstellen, Tropfwasser und kleine Quellen sind häufig zu beobachten, typische Verkarstungserscheinungen fehlen aber. Der Tunnel verläuft zum Großteil oberhalb des Bergwasserspiegels.

2.3.2. Landecker Quarzphyllit

Unter Phyllonitisation (meist unkorrekt als Phyllitisierung bezeichnet) versteht man einen Vorgang, bei dem die Gesteine durch starke tektonische Beanspruchung bis in den Kleinbereich deformiert wurden. Die Teilbewegungen des Gefüges im Kleinbereich lassen sich zu größeren Verformungen summieren. Auf diese Weise entstehen die tektonisch geprägten Phyllonite im Gegensatz zu den echten Phylliten, die durch einen bestimmten Metamorphosegrad gekennzeichnet sind. Die Bezeichnung "Landecker Quarzphyllit" ist daher petrographisch nicht korrekt, weil diese Einheit aus Phylloniten besteht. Diese Bezeichnung ist aber bereits so lange und allgemein in Gebrauch, daß sie auch hier, allerdings nur als Bezeichnung für eine tektonische Einheit, verwendet wird.

Aus baueologischen Überlegungen wurden drei Gesteinstypen im Landecker Quarzphyllit unterschieden.

Der Quarzphyllonit ist ein stark geschiefertes, tektonisch intensiv durchbewegtes Gestein, dessen Schieferungsflächen deutliche Trennflächen bilden.

Das Gestein spaltet leicht blättrig auf und zeigt eine hohe Teilbeweglichkeit parallel zu den Schieferungsflächen, die sehr häufig als Bewegungsflächen (Scherflächen) ausgebildet sind. Sie sind von feinen Serizithäuten überzogen. Quarz tritt meist in Form von Quarzfasern auf.

Das Gestein ist wasserempfindlich und leicht erweichbar. Klüfte weisen fallweise plastische Füllungen auf. Die Standfestigkeit ist gering und sehr wesentlich vom Durchfeuchtungsgrad abhängig.

Der Gneisphyllonit unterscheidet sich vom Quarzphyllonit durch einen etwas höheren Quarz- und Feldspatgehalt, so daß das Gestein größere Festigkeit besitzt. Der phyllonitische Charakter ist trotzdem noch durch Serizithäutchen in den Schieferungsflächen erkennbar. Die Intensität der Schieferung nimmt leicht ab, wodurch das Gestein kompakter wird. Die Wasser-

empfindlichkeit ist dementsprechend geringer, die Standfestigkeit besser als beim Quarzphyllonit.

Der Schiefergneis ist durch eine starke Abnahme der Phyllonitisation gekennzeichnet. Er besteht hauptsächlich aus Quarz, Feldspat und etwas Glimmer, der aber nur selten zu phyllonitischen Häutchen ausgewalzt wurde. Das Gestein ist deutlich geschiefert aber nicht blättrig und daher ziemlich kompakt. Die Verbandsfestigkeit wird bei einer leichten Verfäلتelung erhöht. Die Standfestigkeit wird neben der Schieferung sehr wesentlich vom Zerklüftungsgrad bestimmt. Die Klüftung ist stark, der Schiefergneis wird gegenüber den Phylloniten häufig von Störungen begrenzt. In einzelnen Lagen ist die Abstammung des Schiefergneises von ehemaligen Muskovitgranitgneisen erkenntlich. Die Muskovite sind zersetzt und serizitisch, die Quarzlagen zerbrochen oder ausgewalzt. Das Gestein wird damit dünnplattig und weniger kompakt. Die Wasserempfindlichkeit ist gering. Das Auftreten dieser verschiedenen Gesteinstypen ist vom Grad der tektonischen Beanspruchung abhängig. In stark gestörten Gebirgszonen sind fast ausschließlich Quarzphyllonite ausgebildet, besonders deutlich ist dies im nördlichen Stirnbereich des Landecker Quarzphyllits zu beobachten. Hier erfolgt ein allmählicher Übergang von der Hauptmylonitzone zwischen Landecker Quarzphyllit und Nördlichen Kalkalpen zu Quarzphyllonit und schließlich Gneisphyllonit. Im wenig gestörten Gebirge treten vereinzelt Schiefergneislagen auf, die auf ein ehemals höher metamorphes Kristallgestein hinweisen.

2.3.3. Hangschutt am Ostportal

Am Fuß der Felswände befindet sich kalkalpiner Hangschutt, bestehend aus schluffig-sandigem Kies und Steinen, eingelagert sind Blöcke von Metergröße. Der große isolierte Felsblock des ehemaligen "Spitzensteins" wurde bis auf Tunnelsohle abgetragen.

Das Hangschuttmaterial war leicht verkittet und wies damit eine ausreichende Standfestigkeit auf, die einen bergmännischen Vortrieb erlaubte. Kurzzeitig waren Böschungen beschränkter Höhe im Hangschutt bis zu 60° möglich.

2.3.4. Lockermaterial am Westportal

Das Lockermaterial besteht hier aus Terrassenablagerungen, Moränen und etwas Hangschutt.

Die Kornverteilung liegt hauptsächlich im Schluff-Sandbereich, eingelagert sind kiesige Horizonte. Die Standfestigkeit ist gering und erforderte beim bergmännischen Vortrieb die Verwendung von Stahldielen. Entlang der Felsoberfläche waren kleine Wasserzutritte zu verzeichnen.

2.4. Schichtung/Schieferung

Die Schichtung in den Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen ist über lange Strecken wenig ausgeprägt und daher geotechnisch nicht bedeutend. Deutliche geschichtete Lagen treten bei Annäherung an die Grenzfläche zum Landecker Quarzphyllit auf. Die Schichtung wird hier durch dünne Ton- und Mergellagen in den Schichtfugen abgebildet. Durch den stark gestörten Gebirgsbau sind die Schichtflächen wenig geregelt, die Streichrichtung schwankt zwischen 70-125°, das Einfallen variiert zwischen 40-90° gegen Süden. Die Schichtflächen gehören vermutlich zu einer Großfalte, deren

B-Achse ca. 79/48 W verläuft. Diese Richtung ist annähernd parallel zur Grenzfläche zwischen Nördlichen Kalkalpen und Landecker Quarzphyllit.

Im Landecker Quarzphyllit sind die Schieferungsflächen das dominierende Gefügeelement, welches das Gebirgsverhalten entscheidend beeinflusst. Der Abstand der Schieferungsflächen als Trennflächen beträgt oft nur wenige Zentimeter und bewirkt einen blättrigen, wenig kompakten Gefügeverband. In den Schieferungsflächen erfolgten zahlreiche kleine Deformationen, die aber in Summe große Gebirgsbewegungen ergaben. In einzelnen Gebirgsabschnitten wurden die Gesteine tektonisch entlang der Schieferungsflächen ausgewalzt und bis in den Kleinbereich mylonitisiert. Dies betrifft vor allem eine ca. 100 m breite Zone des Landecker Quarzphyllits am unmittelbaren Kontakt zu den Nördlichen Kalkalpen. Die Schieferungsflächen streichen annähernd Ost-West und fallen mittelsteil nach Süden ein. Dabei zeichnen sich 2 Maxima ab:

s1 = 78/62 S

s2 = 105/85 S

Diese Richtungen stimmen mit dem Gefüge der Nördlichen Kalkalpen überein, so daß beide tektonischen Einheiten im gleichen Belastungsvorgang geprägt wurden. Die Hauptdeformationen des Landecker Quarzphyllits erfolgten daher während der Alpenen Gebirgsbildung. Es konnten nur wenige Messungen der B-Achse durchgeführt werden, wobei sich 3 bevorzugte Richtungen ergaben:

B1 = 63/10-50 W

B2 = 83/00

B3 = 105/10 E-20 W

B1 und B2 stimmen mit der Richtung der Faltenachse der Nördlichen Kalkalpen überein. Auffallend dabei ist das relativ steile W-Fallen der Achsen.

Die Richtung B3 hängt mit der Ausbildung von s2 im Landecker Quarzphyllit zusammen. Damit ergeben sich mindestens 2 Belastungsphasen, die einen etwas geänderten Spannungszustand aufweisen.

2.5. Klüftung

Die geotechnische Bedeutung der Klüftung ist im Tunnel unterschiedlich. Während sie in den Nördlichen Kalkalpen nahezu alleinbestimmend für das Gebirgsverhalten auftritt, ist ihr Einfluß im Landecker Quarzphyllit deutlich geringer und stärker wechselnd. Die tektonisch ausgewalzten Formen des Quarzphyllits können fast frei von Klüftflächen sein, die härteren und kompakteren Schieferungslagen sind hingegen engständig geklüftet. Daraus zeigt sich sehr deutlich der Einfluß des Materialverhaltens auf den Zerklüftungsgrad. Das Gebirge besteht aus spröden und bildsamen Materialien. Die spröden Gebirgsteile weisen bei tektonischer Belastung brechende Verformungen mit engständiger Zerklüftung auf, während sich die weichen, bildsamen Partien unter geologischen Bedingungen und Zeiträumen überwiegend plastisch verhalten und ein "tektonisches Fließen" ermöglichen. Bei solchen Verhältnissen wird die Zerklüftung zweitrangig. Die gemessenen Klüftflächen des Landecker Quarzphyllits lassen sich zu 7 Klüftsystemen mit folgenden Mittelwerten zusammenfassen:

K1 = 110/77 S

K2 = 84/83 S

K3 = 149/60 NE

K4 = 66/80 SE

K4' = 41/73 SE

K5 = 179/73 E

K6 = 19/74 E

Die Kluftsysteme wurden analog der Prognose numeriert, um Vergleiche zu ermöglichen. Die Untertageaufschlüsse ergeben das prinzipiell gleiche Bild wie die für die Prognose verwendeten Obertageaufschlüsse; es sind durch das größere Beobachtungsmaterial im Tunnel weitere Details zu erkennen. Die Übereinstimmung zwischen Geländeoberfläche und Gebirgsinnerem beweist, daß ursprünglich homogene Spannungsverhältnisse geherrscht haben, und die Herausbildung der heutigen Morphologie erst später durch die Erosion erfolgt ist.

Das Kluftgefüge wurde daher vor der Erosion angelegt, so daß der heute herrschende großräumige tektonische Spannungszustand nicht unbedingt mit den beobachteten Kluftsystemen zusammenhängen muß.

Das Kluftgefüge der Nördlichen Kalkalpen zeigt sehr ähnliche Kluftsysteme. Die Numerierung wurde auf den Landecker Quarzphyllit abgestimmt.

K2 = 88/63 S
K3 = 144/75 E
K4 = 70/74 S

K4' = 53/85 SE
K5 = 01/76 E
K5' = 163/72 E
K6 = 26/75 E

Die Ähnlichkeit des Kluftgefüges zwischen Nördlichen Kalkalpen und Landecker Quarzphyllit ist ein weiterer wichtiger Beweis für die Gleichzeitigkeit der tektonischen Verformung beider Einheiten.

2.6. Störungszonen

Die Ausbildung der Störungszonen ist in den Nördlichen Kalkalpen und im Landecker Quarzphyllit unterschiedlich. Die spröden Karbonatgesteine reagierten auf tektonische Überbeanspruchung meist mit Zerbrechen. Die Zerlegung und Zerreibung kann dabei so weit gehen, daß der ursprüngliche Gesteinscharakter vollständig verloren geht, und nur mehr eine karbonatische Kies-, Sand- oder Schlufffraktion übrigbleibt. Häufig bildet sich dabei eine lehmige Grundmasse aus, die durch Wasser plastisch erweicht wird. Bei einer tektonischen Breccie sind die lehmigen Anteile geringer, es überwiegen Gesteinsbruchstücke.

Im Landecker Quarzphyllit sind Störungen nicht so scharf gegen das Nachbargestein abgesetzt. Gegen das Zentrum einer Störungszone wird das Gestein immer stärker phyllonitisch und geht schließlich in tonige Mylonite über. Im folgenden werden die wichtigsten Störungen beschrieben.

In den Nördlichen Kalkalpen sind zahlreiche tunnelparallele Störungen aufgetreten. Dieser ungünstige Verschnitt mit der Tunnelachse bewirkte, daß das Gebirge nur auf kurze Abschnitte kompakt war. Beim Vortrieb wurde ständig auf eine mögliche Verbruchgefahr geachtet, so daß die Abschlagslängen selten 3 m (entsprechend Gebirgsgüteklasse IV) überschritten. Erstmals wurde bei Stat. 25 im Nordulm eine lehmgefüllte Zerrüttungszone angefahren. In weiterer Folge schnitt der Tunnel bei Stat. 80 eine Störungszone an, die aus 30 cm breiten Zerrüttungsstreifen besteht. Insgesamt ist diese Störung einige Meter breit.

Die nächste Störung trat ab Stat. 422 auf. Das Gebirge weist hier Zerrüttungsstreifen, Mylonite und lehmgefüllte Spalten auf, die zwischen 422-425 8 m hohe kaminartige Aufbrüche bilden. Da das Gebirge nur gering wasserführend war, kam es zu keinen Nachbrüchen. Auffallend an dieser Zone ist die intensive rote Färbung der Lehmlagen. Es besteht der Verdacht, daß dieser rote Lehm ein Aufarbeitungsprodukt von Alpinem Buntsandstein ist, eine diesbezügliche mineralogische Untersuchung brachte jedoch keine Klärung.

Die tektonische Zerlegung war bis zur Stat. 480 weiterhin sehr stark. Hier trat der Tunnel schließlich in eine komplett mylonitisierte Zone ein, die bis Stat. 500 aufgefahen wurde. Das Ausgangsgestein ist total zerrieben und liegt als tonig-schluffiger Mylonit mit Dolomitbruchstücken in Kiesgröße vor. Der Verlauf der Störung war nicht mit Sicherheit festzustellen. Zwischen 480 und 500 wurde das Gebirge mit dem Bagger abgebaut. Mineralogische Untersuchungen von Proben bei Stat. 438, 481, 482, 483 und 485 ergaben keine quellfähigen Tonminerale, so daß das Sohlgewölbe nicht auf Quelldruck dimensioniert werden mußte.

Ab 500 wird das Gebirge wieder etwas kompakter, es ist aber immer noch stark geklüftet.

Bei Stat. 500 erreicht die Hauptstörung den südlichen Tunnelum: die Grenze zwischen Nördlichen Kalkalpen und Landecker Quarzphyllit ist eine ca. 15 m mächtige Mylonitzone, die aus 2 Mylonittypen besteht:

- Grauer Lehm: Ton-Schluff mit Gesteinsbruchstücken, stark calcitisch
- Brauner Lehm: geringer tonig-schluffig, mehr Gesteinsbruchstücke, weniger calcitisch

Das Ausgangsgestein ist bei beiden Mylonittypen nicht mehr festzustellen. Die Mylonite sind im trockenen Zustand fest und zäh, durch Wasserzutritte aber leicht erweichbar und plastisch. Stellenweise war der Mylonit so hart, daß er angebohrt werden konnte. Die Mylonitzone streicht bei Stat. 60 im Nordum wieder aus, südlich davon tritt Landecker Quarzphyllit auf. Im unmittelbaren Kontaktbereich (1-2 m südlich der Grenze) weist der Quarzphyllit eingeschuppte Dolomitlinsen auf. Die Grenze zwischen Nördlichen Kalkalpen und Landecker Quarzphyllit ist eindeutig festzulegen.

Der anschließende Quarzphyllonit ist tektonisch außerordentlich beansprucht, er wurde ausgewalzt und bis in den Kleinbereich durchgeschert. Die hohe tektonische Belastung nimmt nur langsam ab. Ungefähr bei Stat. 740 wird der Tunnel von einer weiteren Störungszone mit mehreren bis 10 cm starken Mylonitlagen schleifend geschnitten. Diese und zahlreiche weitere Störungen im Landecker Quarzphyllit verlaufen ungefähr parallel zur Grenze Nördliche Kalkalpen/Landecker Quarzphyllit.

Eine stark ausgeprägte Störungszone mit bis zu 30 cm mächtigen Myloniten tritt bei Stat. 990 auf. Südlich davon verbesserten sich die Gebirgsverhältnisse erstmalig etwas nachhaltiger, so daß ab Stat. 1058 das Gebirge nach Güteklasse IV und ab Stat. 1078 die Schiefergneisanlagen nach Klasse III aufgefahen wurden. Die anschließende Strecke im Landecker Quarzphyllit wurde bis Stat. 1745 einheitlich nach Klasse IV aufgefahen. Die tektonische Beanspruchung beschränkte sich in dieser Strecke auf lokale Störungsbahnen, das Gestein ist dadurch weniger stark phyllonitisiert und damit kompakter. Störungen finden sich bei Stat. 1260, 1370, 1410 und 1570. Ab Stat. 1750 schneidet eine tektonisch sehr wirksame Störung die Tunnelröhre, südlich davon ist das Gebirge bis Stat. 1998 schlechter. Bei 1810 ist eine Störung eingelagert.

Bis 2311 erweist sich das Gebirge als relativ kompakt und wenig gestört. Die Verschlechterung des Gebirgsverhaltens bei ca. Stat. 2320 geht auf die Einlagerung einer lokalen Mylonitlinse zurück.

Störungen wurden in weiterer Folge bei Stat. 2355 und 2382 angefahren. Ab Stat. 2400 wird der Gebirgsbau zunehmend unruhiger. Einerseits wird die Schieferung verfältelt bei generell etwas flacherem Südfallen, andererseits nimmt der Zerklüftungsgrad zu. Der Tunnel befindet sich ab der Unterfahung des Köterbachgrabens bis zum Westportal in einer Auflockerungszone, in der obertags Sackungen und Hangrutschungen ausgebildet sind. Großklüfte, die z. T. mylonitisiert sind, und zahlreiche kleine Störungen

prägen in diesem Tunnelabschnitt den wenig günstigen Gebirgscharakter. Dank der großen Erfahrung der ARGE ATO-Perjuntunnel wurde der gesamte Tunnel trotz der schwierigen geologischen Verhältnisse zügig und vor allem unfallfrei aufgefahren, und die Anpassungsfähigkeit der Neuen Österreichischen Tunnelbauweise wiederum bewiesen.

2.7. Bergwasserverhältnisse

Die Durchörterung der Grenzzone von Nördlichen Kalkalpen zu Landecker Quarzphyllit stellte wegen der Gefahr von Wassereinbrüchen ein nicht unerhebliches geologisches Risiko dar. Vor Baubeginn wurden daher umfangreiche hydrogeologische Untersuchungen durchgeführt, um die Lage des Bergwasserspiegels feststellen zu können. Wesentlich für die wirtschaftliche Durchführbarkeit der gewählten Tunneltrasse war eine Linienführung möglichst hoch über dem Bergwasserspiegel. Der Tunnelvortrieb hat diese Überlegungen bestätigt. Die gesamte Bergwasserführung des Tunnels beträgt 3,5-4 l/s mit leichten jahreszeitlichen Schwankungen. Quellen treten vor allem entlang der Grenzfläche von Nördlichen Kalkalpen zu Landecker Quarzphyllit auf, ergiebige Wasserzutritte blieben jedoch, wie erwartet, aus.

Die geringe Bergwassermenge ist jedoch nur örtlich durch die günstigen topographischen Gegebenheiten bedingt und darf keineswegs als repräsentativ für zukünftige Tunnelbauten im Raum Landeck angesehen werden. Trotz der geringen Wasserzuführung von ca. 3,5 l/s stellt sich in der Grenzzone technische Probleme ein. Das im Nordulm zutretende Bergwasser zwischen Stat. 615 und 626 führte von Beginn an phyllonitisches Material in Sand- und Kiesgröße mit sich. Durch diese ständige Materialausschwemmung bildeten sich hinter der Tunnellaibung Hohlräume. Kurz nach dem Betonieren des Innengewölbes baute sich trotz Einbaus von Drainagerohren nach einem kurzzeitigen Versiegen der Quellen ein derart hoher Wasserdruck auf, daß sowohl Außen- als auch Innengewölbe an zwei Stellen auf ca. 5 m² plötzlich eingedrückt wurden. Dadurch wurde ein rund 20 m³ großer Hohlraum sichtbar, der in der Folge abgesichert und ausgekleidet wurde. Die Fassung des Bergwassers wurde anschließend in diesen Bereich verlegt. Das Bergwasser ist nicht betonaggressiv.

Die Wasserführung des Landecker Quarzphyllits ist sehr gering und beschränkt sich auf lokales Tropfwasser. Quellen wurden nur an ganz wenigen Stellen angeschnitten, ihre Schüttung beträgt weniger als 0,5 l/s. Trotz der geringen Mengen hat das Bergwasser geotechnischen Einfluß. Es genügt bereits eine leichte Durchfeuchtung, um Kluffüllungen oder Mylonite plastisch zu erweichen, so daß die Gebirgsbeweglichkeit erhöht wird.

2.8. Felstemperatur

Zwischen dem Ostportal und der Stat. 750 m wurde im Abstand von jeweils 100 m in 3 m tiefen Bohrlöchern die Felstemperatur gemessen. Die Ergebnisse sind in Abb. 3 dargestellt. Die niedrigste Temperatur wurde bei Stat. 50 mit 9,3°C registriert. Sie entspricht bereits annähernd der mittleren Jahrestemperatur von Landeck mit 7,4°C. Die Zunahme der Felstemperatur in das Berginnere erfolgt keineswegs gleichmäßig, wie bei einem ungestörten homogenen Gebirgsbau zu erwarten wäre. Trotz stetig steigender Überlagerung gibt es Bereiche, wo die Felstemperatur abnimmt. Der Temperaturverlauf wird dann deutbar, wenn die Bergwasserführung mitberücksichtigt wird. Wasserführende Zonen verlangsamen den Temperaturanstieg bzw. es kann sogar zu einer Temperatursenkung kommen. Dies deshalb, da es sich bei

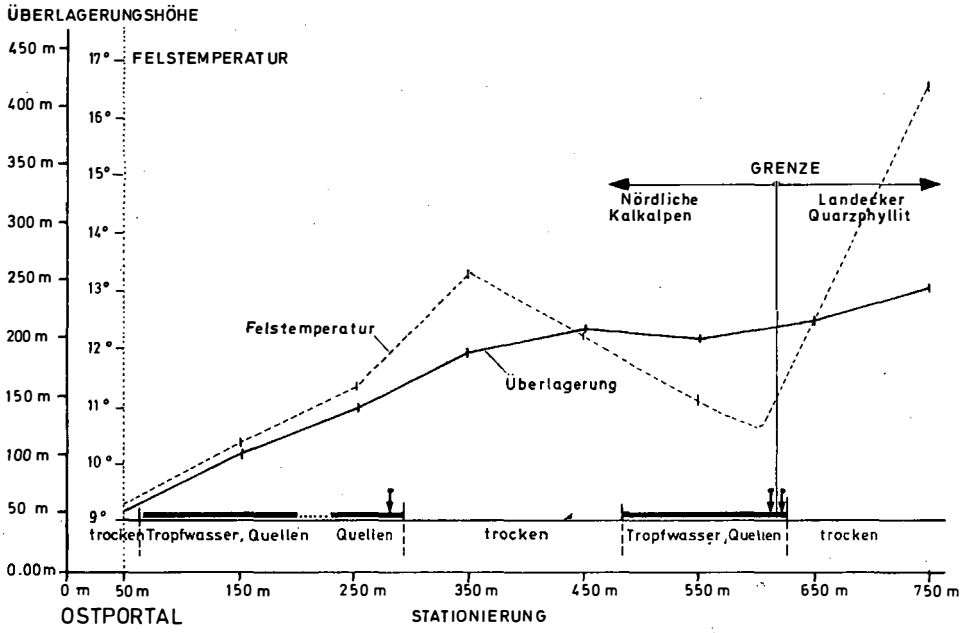


Abb. 3: Felstemperaturen

den noch relativ geringen Überlagerungshöhen um rasch zirkulierendes, kaltes Wasser von der Oberfläche handelt. Gleichzeitig macht sich auch der tektonische Bau indirekt bemerkbar. Stark klüftige Zonen oder Störungen begünstigen die Auskühlung des Gebirges durch ihre Wasserführung. Am aufschlußreichsten sind die Temperaturverhältnisse an der Grenze Nördliche Kalkalpen zu Landecker Quarzphyllit. Bei Annäherung an die Grenzfläche sinkt die Temperatur in den Nördlichen Kalkalpen von anfänglich 13.2°C auf mindestens 11.1°C ab, sie steigt dann im Landecker Quarzphyllit, der durch die starke Mylonitisierung zunächst vollständig trocken ist, sehr rasch auf 16.4°C an (letzte Messung bei Stat. 750). Die Bergwasserzutritte in der Grenzfläche weisen ebenfalls 11.5°C auf.

Dieser Temperaturverlauf wurde für die geologische Prognose der unmittelbar vor Ort zu erwartenden Gebirgsverhältnisse beim Tunnelvortrieb mitverwendet. Die Kombination von Bergwasser- und Felstemperatur gibt Einblicke in den geologischen und hydrogeologischen Gebirgsbau, die es bei günstigen Bedingungen erlauben, schwierige geotektonische Gebirgsabschnitte bereits frühzeitig zu erkennen. Vor allem kann das Risiko von Wassereintritten besser abgeschätzt werden.

3. VERGLEICH ZWISCHEN GEOLOGISCHER PROGNOSE UND TATSÄCHLICH ANGETROFFENEN VERHÄLTNISSEN

3.1. Vorbemerkungen

Der Vergleich zwischen Prognose und tatsächlich angetroffenen Verhältnissen ist für die Weiterentwicklung des geotechnischen Wissens wertvoll, da auf diese Weise die Gültigkeit geologischer Hypothesen überprüft werden kann. Die Prognose gliedert sich in eine Voraussage des geologischen Gebirgsbaus und in eine Beurteilung der zu erwartenden geotechnischen Gebirgeigenschaften. Eine zutreffende Prognose des Gebirgsbaus gibt daher noch keine Sicherheit für die richtige Einschätzung des Gebirgsverhaltens. Um eine objektive Beurteilung der Prognose zu ermöglichen, wurden im baugeologischen Längenschnitt, wie er der Ausschreibung zugrundelag, die tatsächlichen Verhältnisse eingetragen (Tafel 1). Beschreibungen der Prognose sind wörtlich zitiert.

3.2. Gebirgsbau

Der großräumige Gebirgsbau mit dem Auftreten zweier tektonischer Einheiten war vor der Tunnelauffahrung bekannt. Unsicher war allerdings die genaue Lage der Grenzfläche zwischen Kalkalpen und Quarzphyllit, sowie der Felsverlauf in den Portalbereichen. Diese Zonen wurden im Längenschnitt dargestellt. In den Portalen konnten mit wenigen Bohrungen die Unsicherheiten stark eingeschränkt werden. Ein Aufschluß der Grenzzone mittels Bohrungen hätte wegen der ungünstigen Geländeverhältnisse hohe Kosten verursacht. Die Prognose beschränkte sich daher auf die Geländekartierung und die großräumige Auswertung von geologischen Aufschlüssen zwischen Zams, Arlberg und Dalaas. Wichtig für den Gebirgsbau war die Auffassung, daß durch Überkippung der tektonisch tiefere Quarzphyllit den Kalkalpen entlang einer steil südfallenden Grenzfläche aufliegt. Eine direkte Beobachtung war im Tunnelbereich wegen der starken Hangschuttbedeckung nicht möglich. Die Lage der Grenzfläche konnte wegen des schleifenden Verschnitts mit der

Tunnelachse nur auf ca. 100 m genau angegeben werden. Der Tunnelvortrieb hat das tektonische Konzept bestätigt, die Grenzfläche fällt mit 70-80° gegen Süden ein, sie wurde gegenüber der Prognose um 40 m weiter westlich angefahren.

3.3. Gesteinstypen

Die petrographische Gesteinsausbildung ergab gegenüber der Prognose keine Überraschungen. Zwei Schiefergneisanlagen konnten von der Geländeoberfläche her sehr gut prognostiziert werden.

3.4. Schichtung/Schieferung

Hier ergaben sich sowohl der Intensität als auch der Lage nach keine wesentlichen Änderungen gegenüber der Prognose. Das obertags festzustellende Nordfallen der Schichten entlang von Störungen wurde auch im Tunnelbereich beobachtet. Diese Erscheinung konnte fallweise zur Prognose von Störungen beim Vortrieb verwendet werden. Das Nordfallen ist durch tektonische Bewegungen entstanden und kann nicht als Hakenwerfen erklärt werden.

3.5. Klüftung

Tafel 1 zeigt die Gegenüberstellung der obertags und untertags gemessenen Klüftscharen. Erwartungsgemäß lassen sich durch die besseren Aufschlüsse beim Tunnelvortrieb mehr Details im Klüftgefüge erkennen. Die Klüftscharen in den Nördlichen Kalkalpen hatten großen mechanischen Einfluß. Die tunnelparallel verlaufenden E-W-Klüfte treten obertags seltener als die N-S-Klüfte auf. Für das Gebirgsverhalten waren sie dennoch wesentlich bedeutender, da sie Ablösungen im Ulm und Kämpferbereich hervorriefen. Die relative Häufigkeit der Klüftscharen wird durch geometrische Schnitteffekte verfälscht. An der Geländeoberfläche werden am Fuß der Felswände vorwiegend die N-S-streichenden Klüfte beobachtet, während die wandbildenden E-W-Klüfte stark zurücktreten. Beim Tunnelvortrieb waren, bedingt durch die Art der geologischen Dokumentation in Form einer Brustbildaufnahme, die Verhältnisse umgekehrt. Der tatsächliche Zerlegungsgrad des Gebirges stimmt mit der Prognose in großen Zügen überein. Stärker gelüftet als erwartet war das Gebirge in den Nördlichen Kalkalpen, dies hauptsächlich durch ein Vorherrschen der E-W-Klüfte, die bei der Geländeaufnahme zu wenig häufig angetroffen wurden. Die Prognose über die Streichrichtung des Hauptklüftsystems zur Tunnelachse wurde durch den Tunnelvortrieb bestätigt.

3.6. Störungszonen

Die geotechnisch wirksamste Störung wurde für den Übergang von Nördlichen Kalkalpen zu Landecker Quarzphyllit in Form einer ca. 50 m breiten mylonitisierten Störungszone prognostiziert. Tatsächlich war sie 65 m breit mit einer 15 m mächtigen Mylonitzone. Für die Nördlichen Kalkalpen wurden mehrere Zerrüttungszonen erwartet, in denen die Gesteine überbeansprucht, zerbrochen und zerrieben sein können. Mit tektonischen Breccien mußte daher auf kurzen Strecken gerechnet werden. Weiters wurde darauf hingewiesen, daß im Zusammenhang mit alten Verkar-

stungen Aufdomungen oder Hohlräume angefahren werden können, die unter Umständen verfüllt werden müssen. Eine Störung wurde stationsmäßig angegeben. Beim Vortrieb wurden neben dieser Störung 4 weitere Zerrüttungszonen angefahren, wobei vor allem die Störung zwischen Stat. 480 und 500 durch komplette Mylonitisierung geotechnisch bemerkenswert war. In der Störung bei Stat. 422 traten 8 m hohe kaminartige Hohlräume auf. Im Landecker Quarzphyllit ergab die Geländeaufnahme ebenfalls mehrere Störungen. Neben deutlichen Mylonitbahnen waren auch zahlreiche dünne und rasch auskeilende mylonitische Zwischenlagen in den Schieferungsflächen ausgebildet, die plastische Deformationen begünstigen. Tafel 1 zeigt die tatsächlich angetroffenen Verhältnisse.

3.7. Bergwasserverhältnisse

Die Prognose über die allgemeine Wasserdurchlässigkeit des Gebirges stimmt mit den tatsächlichen Verhältnissen gut überein.

Eine bemerkenswerte Änderung ergab sich in der nördlichsten Zone des Landecker Quarzphyllits. Durch die starke tektonische Auswulzung war das Gebirge durch viele feine Mylonitlagen so stark abgedichtet, daß es komplett trocken war. Diese Abdichtung tritt aber nur in einem plastisch deformierten Gebirge auf, der spröde Hauptdolomit der Nördlichen Kalkalpen erwies sich wie erwartet als wasserdurchlässig und wasserführend.

Die Prognose der Bergwassermenge war für das Tunnelprojekt bedeutend. Obwohl der Tunnel die Grenzzone von Kalkalpen zu Kristallin durchörtert, wurden aufgrund der Geländeerhebungen nur geringe Wasserzutritte erwartet, da kein großräumiger Bergwasserkörper angefahren wird.

Für den Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen wurden starkes Tropfwasser und kleine Quellen prognostiziert. Bei Annäherung an den Landecker Quarzphyllit wurde eine Verstärkung der Wasserführung mit örtlichen Bergwasserzutritten im Bereich der Grenzfläche von 5-10 l/s erwartet.

Die stärksten Bergwasserzutritte erfolgten beim Vortrieb tatsächlich am Übergang von den Nördlichen Kalkalpen zum Kristallin. Anfangs betrug hier die Schüttungsmenge ca. 10 l/s, sie nahm dann auf ungefähr 3 l/s ab.

Im Landecker Quarzphyllit war die Bergwasserführung sehr gering, nur an 2 Stellen traten Quellen auf, die unter 0.5 l/s Schüttung aufweisen. Die gesamte Bergwasserführung des Tunnels beträgt 3.5-4 l/s.

3.8. Gebirgsgüteklassen

Ein Vergleich der prognostizierten mit den tatsächlich aufgetretenen Gebirgsgüteklassen ermöglicht eine Beurteilung der geotechnischen Prognose.

Klassifiziert wurden nur die Ausbruchsarbeiten bzw. der Bauablauf, die für die einzelnen Güteklassen angegebenen Stützmaßnahmen stellen nur Richtlinien dar, die kein Kriterium für die Festlegung der Güteklassen sind.

Dieses Schema entspricht den bewährten Ausschreibungsgepflogenheiten der letzten großen Tunnelbauvorhaben.

Im baugeologischen Längenschnitt wurden die erwarteten Gebirgsgüteklassen dargestellt, wobei die Wahrscheinlichkeit ihres Auftretens mitberücksichtigt wurde.

Bei der Klassifizierung wurden die bereits gemachten Erfahrungen von vergleichbaren Tunnelbauten im Grenzbereich Kristallin/Kalkalpen herangezogen. Es sind dies Arlbergunnel (WEISS, 1976), Dalaaser Tunnel (KAISER, 1981, KÖHLER, 1977), Fliischer Tunnel (KUNZ, 1981), Alfenz-Stollen (KÖHLER, 1977) und der Druckstollen des Kraftwerkes Prutz-Imst (SCHMIDEGG, 1959). Besonders die detaillierten Beschreibungen von SCHMIDEGG waren eine wert-

volle Hilfe bei der geotechnischen Bewertung des Gebirges am Übergang von Landecker Quarzphyllit zu Nördlichen Kalkalpen.
 Generell wurden die Nördlichen Kalkalpen etwas besser beurteilt als der Landecker Quarzphyllit. Dieser Trend ist beim Tunnelvortrieb bestätigt worden. Die Nördlichen Kalkalpen wurden aber in Summe etwas zu optimistisch klassifiziert. Dies hat mehrere Gründe:

- Durch das Anpassen des Vortriebskonzepts an die Gebirgsverhältnisse wurden einzelne Parameter der Gebirgsklassifizierung neu bewertet, was naturgemäß die Prognosegenauigkeit beeinflusst.
- Über längere Strecken wurden tunnelparallele Störungen angefahren. Durch den ungünstigen Verschnitt mußten aus Sicherheitsüberlegungen kurze Abschlüge ausgeführt werden. Bei einer anderen geometrischen Anordnung wäre die Gebirgsgüteklasse um einen Grad besser gewesen. Auf den ersten 80 m trifft z.B. die Prognose auf die tatsächlichen Gebirgsverhältnisse sehr gut zu. Mit zunehmender Überlagerung und Abnahme der Auflockerung wurden die Gebirgsgüteklassen laufend besser und erreichten Klasse III. Bei Stat. 80 wurde erstmalig eine tunnelparallele Störung angefahren. Ab dieser Station wurde der Tunnelvortrieb ständig durch ungünstige Kluftverschnitte behindert.
- Die Verschlechterung der Gebirgsgüteklasse zwischen Stat. 420 und 520 geht auf eine große Mylonitzone zurück, die obertags unter Gehängeschutt verborgen ist und nicht prognostizierbar war.

Das Auftreten der Klasse VI am Übergang von Nördlichen Kalkalpen zu Landecker Quarzphyllit wurde auf den Meter genau prognostiziert. Die Gebirgsgüteklassen im Landecker Quarzphyllit stimmen mit der Prognose gut überein. Sie liegen großteils in der als "wahrscheinlich" erachteten Klasse.

4. TEKTONISCHE SCHLUSSFOLGERUNGEN

Neben den verschiedenen baueologischen Erkenntnissen hat der Perjertunnel aber auch in geologisch-tektonischer Hinsicht eine günstige Gelegenheit geboten, eine Schlüsselstelle des alpinen Gebirgsbaus zu beobachten.

4.1. Vermutliche Spannungsverhältnisse

Sowohl an der Geländeoberfläche als auch im Tunnelbereich wurde versucht, durch Auswertung des Kluftgefüges Hinweise auf den Spannungszustand des Gebirges zu erhalten. Die geologischen und felsmechanischen Grundlagen dazu werden vom Verfasser in einer gesonderten Beschreibung dargestellt, die sich in Vorbereitung befindet.

Mit Hilfe von konjugierten Kluftflächen (= Mohr'sche Flächen) kann bei günstigen Bedingungen der Spannungszustand zum Zeitpunkt der Kluftbildung ermittelt werden.

Für den Landecker Quarzphyllit ergab sich dabei:

	$\sigma_1 = N 9^\circ E/\pm$ horizontal
Nördliche Kalkalpen:	$\sigma_3 = N 99^\circ E/\pm$ horizontal
	$\sigma_1 = N 3^\circ E/3^\circ S$
	$\sigma_3 = N 94^\circ E/18^\circ W$

- σ_1 = größte Druckspannungskomponente
- σ_3 = kleinste Druckspannungskomponente

Die Übereinstimmung der beiden Spannungszustände ist ein weiterer Beweis für die gleichzeitige tektonische Prägung der Nördlichen Kalkalpen und des Landecker Quarzphyllits.

Dieser primäre Spannungszustand im Zuge der Gebirgsbildung dürfte heute nicht mehr überall zutreffen. In-situ-Messungen wurden nicht durchgeführt. Geänderte Spannungsverhältnisse waren mit Sicherheit im westlichsten Tunnelbereich zwischen dem Köterbach und dem Westportal vorhanden. Die starke Auflockerung mit Massenbewegungen an der Geländeoberfläche muß zu einer Umorientierung der Spannungen geführt haben. Die stärksten Druckercheinungen waren in der Übergangszone zu den Nördlichen Kalkalpen zu verzeichnen. Die stark tektonisierten Gesteine im Stirnbereich des Landecker Quarzphyllits verursachten langsame, aber durch Monate andauernde Verformung der Tunnelröhre, die an einigen Stellen 20 cm Gesamtkonvergenz überschritten. Diese Bewegungsäußerungen können unter Umständen Anzeichen von tektonischen Kräften oder Restspannungen entlang der seismisch aktiven Grenze zwischen Nördlichen Kalkalpen und Landecker Quarzphyllit sein.

Während des Tunnelvortriebs ereignete sich an der Inntallinie ein Erdbeben. Eine Kontrolle der Konvergenzmessungen hatte keine eindeutigen Hinweise gebracht, daß durch die Erschütterungen oder Spannungen die Gebirgsdeformationen verändert wurden.

4.2. Tektonische Deutung des Landecker Quarzphyllits

Der Landecker Quarzphyllit ist aufgrund der Tunnelaufschlüsse als eine riesige Bewegungszone zwischen den Nördlichen Kalkalpen und der Silvretta-masse im Süden aufzufassen. Der Quarzphyllit ist eine Pufferzone, in der große Stauchungen in Nord-Süd-Richtung, aber auch bedeutende seitliche Verschiebungen in Ost-West-Richtung abliefen, und der dabei bis in den Kleinbereich tektonisiert wurde. Die Hauptbewegung erfolgte in den großen Mylonitzonen, die als hochteilbewegliche Gleitschichten zu verstehen sind, weniger auffallend aber mechanisch ebenfalls bedeutend sind die Deformationen des Kleinbereiches. Diese Beobachtungen stimmen mit der petrographischen Einstufung des Landecker Quarzphyllits als diaphthoritische Altkristallin (HOERNES & PURTSCHELLER, 1970) überein. Das Konzentrieren von Bewegungen auf einzelne, örtlich begrenzte Linien, wie es in der Geologie häufig üblich ist, gibt jedenfalls kein richtiges Bild vom Charakter des Landecker Quarzphyllits.

4.3. Geomechanische Bewegungsabläufe

Zusammenfassend ergibt sich für den Grenzbereich Nördliche Kalkalpen zu Kristallin folgendes geomechanisches Bewegungsschema:

- Nach dem Eingleiten und der Platznahme der kalkalpinen Decken kommt es im Kontaktbereich von Kalkalpen zu Kristallin zu einer kräftigen horizontalen Einspannung in N-S-Richtung mit Ausbildung der größten Druckspannung vermutlich nach N 8° E.
- Infolge der starken Druckbeanspruchung wird der Landecker Quarzphyllit durch Teilbewegungen seines Gefüges allmählich phyllonitisiert und beginnt sich langsam plastisch in der E-W-Richtung zu deformieren. Bei dieser

Einspannung zwischen bewegten Druckplatten (= Scherung) bilden sich die großen E-W-streichenden Störungszonen, die als sekundäre Bruchflächen aufgefaßt werden können.

- Durch das Auseinanderweichen kommt es örtlich zu einer Druckentlastung in der N-S-Richtung, und damit zu einer Umkehrung des Spannungstensors. Die größte Hauptspannungsrichtung verläuft in dieser Phase nach N 98 E. Es ist dies eine B' senkrecht B-Verformung.

Die ursprünglich horizontalen Druckspannungen wurden durch Hebung des Alpenkörpers und Entspannungen zu den Talfürchen an der Oberfläche langsam abgebaut. Großräumig ist eine Entspannung aber noch nicht erfolgt, da die Grenze Kristallin/Kalkalpen seismisch sehr unruhig ist und auf Spannungsumlagerungen hinweist. Diese Vorgänge dürften hauptsächlich in tieferen Gebirgstteilen erfolgen.

5. DANKSAGUNG

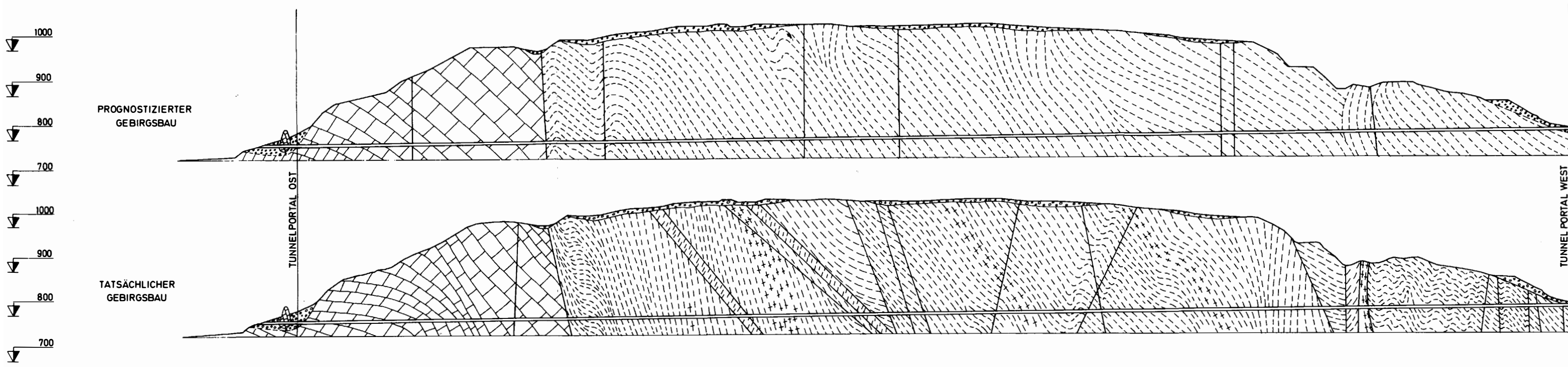
Der Verfasser möchte allen danken, die am Zustandekommen der vorliegenden Arbeit direkt oder indirekt beteiligt waren. Der Dank gilt insbesondere Hofrat Dipl.-Ing. Otto STEINER und Oberrat Dipl.-Ing. Walter TEMML vom Amt der Tiroler Landesregierung, die durch ihre Aufgeschlossenheit eine baugelogeische Dokumentation ermöglichten, weiters der bauausführenden ARGE ATO-Perjuntunnel, deren Bauleiter und Mineure die geologischen Arbeiten laufend unterstützten, sowie auch meinem Dienstgeber Dipl.-Ing. LÄSSER, der über den Rahmen der projektbezogenen baugelogeischen Tätigkeit hinaus mich bei der Beschäftigung mit weiterführenden und vertiefenden geologischen Fragen förderte.

LITERATUR

- AMPFERER, O. (1930): Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. - Jb. Geol. B.-A., Bd. 80, H. 3-4, S. 407-451, Wien.
- AMPFERER, O. (1932): Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen, Im Maßstab 1:25 000. - Geol. B.-A., 125 S., Wien.
- DETLHOFER, H. (1960): Die Stollenarbeiten für das Innkraftwerk Prutz-Imst der Tiroler Wasserkraftwerke AG. - Montan-Rundschau, Sonderheft Tunnel- und Stollenbau.
- DETLHOFER, H. (1970): Erfahrungen bei der Sicherung von Stollenausbrüchen in gebrächen und druckhaften Gebirgsstrecken. - Rock Mech., Suppl. 1, S. 69-86, Wien.
- FELLERER, R. (1966): Zur Geologie des Südrandes der Nördlichen Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg (Lechtaler Alpen). - Z. Dtsch. Geol. Ges. 116, S. 832-858, hannover.
- HAMMER, W. (1919): Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). - Jb. Geol. R.-A. 68 (1918), S. 205-258, Wien.
- HAMMER, W. (1920): Die Erzführung des Verrucano in Westtirol. - Verh. Geol. St.-A. Nr. 4, S. 77-88, Wien.

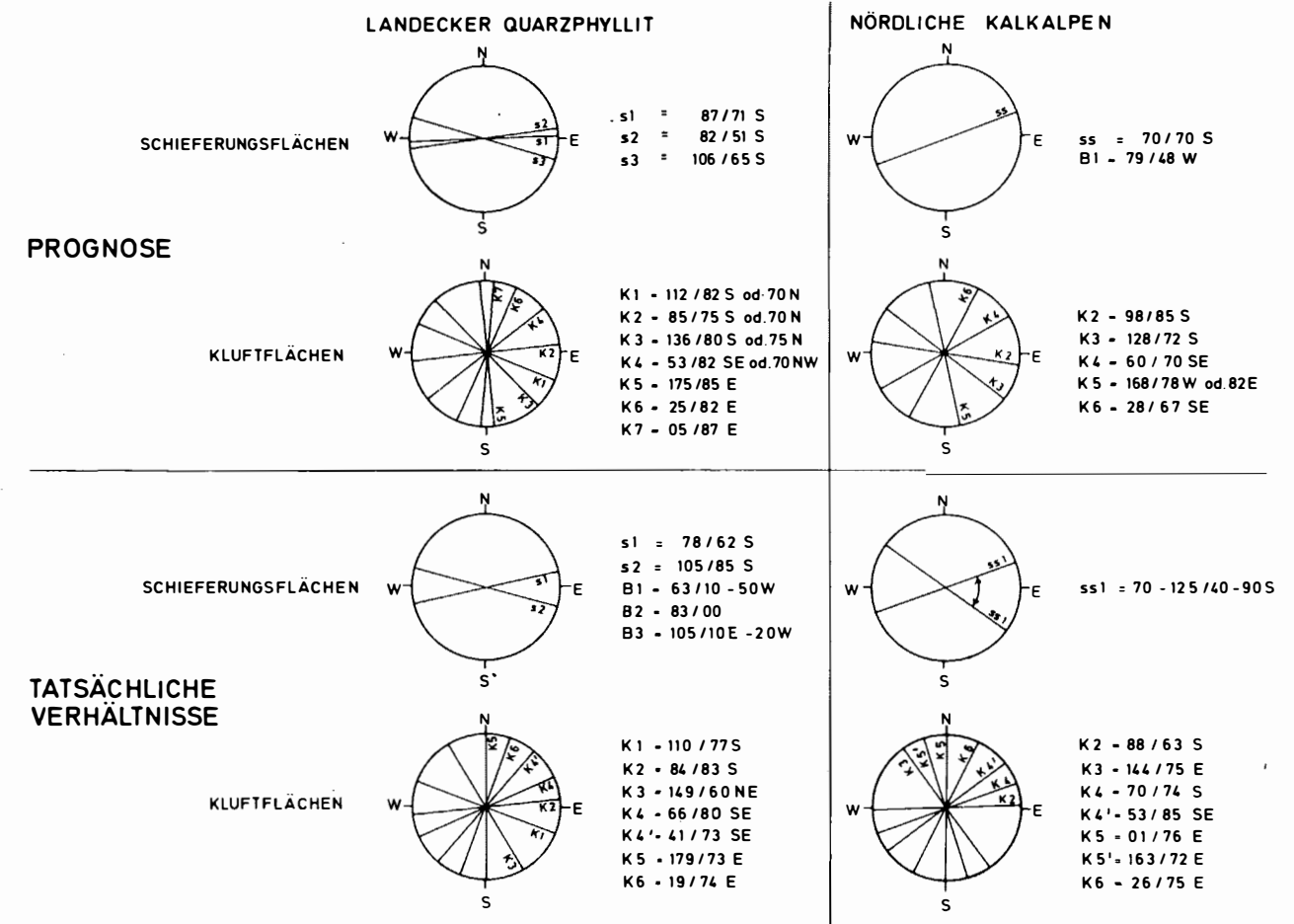
- HEISSEL, W. (1972): Verrucano in Westösterreich. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Bd. 20, S. 79-81, Wien.
- HOERNES, S. & F. PURTSCHELLER (1970): Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllits. - Ber. Nat.-Med. Ver., 58, S. 483-488, Innsbruck.
- HUCKRIEDE, R. (1959): Die Eisenspitze am Kalkalpensüdrand. - Z. Dtsch. Geol. Ges., 111, S. 410-433, Hannover.
- OBERHAUSER, R. (1970): Die Überkipplungserscheinungen des Kalkalpensüdrandes im Rätikon und im Arlberg-Gebiet. - Verh. Geol. B.-A., H. 3, S. 477-485, Wien.
- KAISER, J. (1981): Die Geologie der Westrampe von Danöfen bis Dalaas/West mit dem Dalaaser Tunnel. - Der Arlberg-Straßentunnel und die Zufahrtsrampen-Baudokumentation, Hrsg. ASTAG, S. 297-308, Innsbruck.
- KÖHLER, M. (1977): Baugeologische Untersuchungen im Raume Dalaas (Klostertal, Vorarlberg). 1. Teil: Regionalgeologische Ergebnisse. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 6, H. 9, S. 1-26, Innsbruck.
- KUNZ, F. (1981): Die Geologie der Rampenstrecke von Flirsch/Ost bis St. Anton am Arlberg. - Der Arlberg-Straßentunnel und die Zufahrtsrampen-Baudokumentation, Hrsg. ASTAG, S. 255-262, Innsbruck.
- SCHMIDEGG, O. (1959): Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). - Jb. Geol. B.-A., 102, H. 3, S. 353-406, Wien.
- WEISS, E.H. (1976): Die baugeologische Prognose für den Schnellstraßentunnel durch den Arlberg, Tirol-Vorarlberg. - Rock Mech., Suppl. 5, Wien.

TAFEL I:
Gegenüberstellung baugewologische Prognose zu tatsächlichen Verhältnissen



TUNNELKILOMETER AB OSTPORTAL	0,0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	2,848
STRASSENKILOMETER	72,515	73,0	73,5	74,0	74,5	75,0	75,363

ÜBERLAGERUNG < 100 m 100 - 200 m 200 - 260 m		
KENNNTNIS DES GEBIRGSBAUS vor Tunnelauffahrung unsicher		
TEKTONISCHE EINHEIT	Prognose	NÖRDLICHE KALKALPEN LANDECKER QUARZPHYLLIT
	Tatsächlich	NÖRDLICHE KALKALPEN LANDECKER QUARZPHYLLIT
GESTEINSTYP	Prognose	HANGSCHÜTT DOLOMIT - KALKSTEIN QUARZPHYLLONIT - GNEISPHYLLONIT, eingelagert SCHIEFERGNEIS LANDECKER QUARZPHYLLIT SCHIEFERGNEIS LOCKERMATERIAL
	Tatsächlich	HANGSCHÜTT DOLOMIT - KALKSTEIN QUARZPHYLLONIT - GNEISPHYLLONIT, eingelagert SCHIEFERGNEIS SCHIEFERGNEIS SCHIEFERGNEIS LOCKERMATERIAL
LÄNGE DER BEREICHE IN METERN	Prognose	115 550 2256
	Tatsächlich	22 590 2205
TRENNFLÄCHEN	SCHIEFERUNG	Intensität
	SCHICHTUNG	Einfallen
KLUFTUNG	SCHIEFERUNG	Streichen zur Tunnelachse
	KLUFTUNG	Zerlegungsgrad
STÖRUNGSZONEN	SCHIEFERUNG	Einfallen
	KLUFTUNG	Streichen des Hauptkluftsystems zur T.A.
STÖRUNGSZONEN	SCHIEFERUNG	Ausbildung
	KLUFTUNG	Streichen zur Tunnelachse
Wahrscheinlichkeit des Auftretens laut Prognose		Wahrscheinlich
SPANNUNGSVERHÄLTNISSE		Prognose
		Tatsächlich
WASSERDURCHLÄSSIGKEIT DES GEBIRGES		Prognose
		Tatsächlich
WASSERFÜHRUNG DES GEBIRGES		Prognose
		Tatsächlich
PROGNOSE DER GEBIRGS-GÜTEKLASSENVERTEILUNG		Prognose
		Tatsächlich
TATSÄCHLICHE GEBIRGS-GÜTEKLASSENVERTEILUNG		Tatsächlich



LEGENDE:

TEKTONISCHE EINHEIT:	GESTEINSTYPEN:
NÖRDLICHE KALKALPEN	LOCKERMATERIAL
LANDECKER QUARZPHYLLIT	KALK, DOLOMIT
	QUARZPHYLLONIT, GNEISPHYLLONIT
	SCHIEFERGNEIS

AMT DER TIROLER LANDESREGIERUNG LANDESBAUDIREKTION Bundesstraßenverwaltung Abteilung VI b1		
INNTAL AUTOBAHN A 12 PERJENTUNNEL		
ILF	PLANUNG INGENIEURGEMEINSCHAFT LÄSSER - FEIZLMAYR INNSBRUCK, FRAMSWEG 16	DIPL. ING. P. LABRI ZIVILINGENIEUR FÜR BAUWESEN INNSBRUCK
PLANTITEL GEGENÜBERSTELLUNG BAUGEOLIGISCHE PROGNOSE zu TATSÄCHLICHEN VERHÄLTNISSEN		
MASZSTAB 1 : 5000	PLANNUMMER PJ - G - D - 30	EINLAGE NR. M ² 0,50
ARBEITUNGSLEITER	GENEHMIGUNGSVERMERK	LANDESBAUDIREKTOR

TONGESTEINE UND TONE TIROLS IHRE PALÄO GEOGRAPHISCHE STELLUNG UND ROHSTOFFEIGNUNG

von K.A. Czurda*), S. Bertha**), W. Flörl*) und J. Horvacki*)

mit 7 Abb. und 9 Tab.

Zusammenfassung

Die Geländeerkundung und Analyse hinsichtlich der Eignung von Tonen und Tongesteinen in Tirol als Zementzuschlags-, Grobkeramik- und Blähtonrohstoff hat sich auf Tonschiefer der Nördlichen Grauwackenzone, insbesondere auf die Wildschönauer Schiefer, auf die Schiefertone der Nördlichen Kalkalpen, die Tone des Häringer Tertiärs und die quartären Bändertone erstreckt.

Die geochemischen und semiquantitativen Mineralbestandsdaten werden dargestellt und erläutert. Die paläogeographischen Aussagen stützen sich darauf. Für die quartären Bändertone wird das Modell getrennter interstadialer Eisrandseen im Inntal vertreten. Alle Tone, insbesondere die Schiefertone der Kalkalpen, sind als Zementzuschlagsstoff geeignet, die Bändertone, ebenso wie die Angerbergsschichten des Häringer Tertiärs, auch für die Grobkeramikindustrie. Nur die Wildschönauer Schiefer wurden auch hinsichtlich ihrer Blähton-eignung analysiert und haben sich dafür als durchaus geeignet erwiesen. Die inhomogenen Vorkommen in der Natur lassen jedoch einen Abbau nicht wirtschaftlich erscheinen.

Anschriften der Verfasser:

*) Univ.-Doz. Dr. Kurt A. Czurda, Dr. Walter Flörl, Dr. Josip Horvacki,
Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck.

**) Dr. Sándor Bertha, Amt der Oberösterreich. Landesregierung, Hydrographischer Dienst, Kärntnerstr. 12, A-4020 Linz.

Summary

Field investigation, chemical and petrographical analyses were performed on clays, shale and slate of different geological units in Tirol/Austria in order to investigate raw material properties for the concrete-, ceramic- and expanded clay aggregate-industry. In this study clays and claystones of the following units are included: slates of the Northern Greywacke unit, shales of the Northern Limestone Alps, clays of the Häring Tertiary and the layered freshwater clays of the Quaternary.

The geochemical and semiquantitative petrographical analyses are displayed and explained. The paleogeographical conclusions are based on this. For the quaternary clays the model of separated glacial lakes between the valley slopes and the main glacier is pleaded for. All the clays and claystones are found appropriate for concrete admixtures, especially those of the Northern Limestone Alps, the clays and the glacial lake clays of the Häring Tertiary (Angerberg formation) as well for ceramic products. Only the Wildschönau-slates of the Greywacke unit have been analyzed with respect to expanding clay properties and have been proved more or less suitable for this purpose. The inhomogeneity in the natural occurrence makes economic working yet doubtful.

Inhalt

1. Die Tonschiefer der Grauwackenzone
 - 1.1. Stratigraphie und Tektonik
 - 1.2. Geochemie und Petrographie
 - 1.3. Paläogeographie
 - 1.4. Rohstoffeignung
 - 1.4.1. Grobkeramikrohstoff
 - 1.4.2. Zementrohstoff
 - 1.4.3. Blähtonrohstoff
2. Die Schiefertone der Nördlichen Kalkalpen
 - 2.1. Stratigraphie und Tektonik
 - 2.2. Geochemie und Petrographie
 - 2.3. Rohstoffeignung
3. Die Tone des Häringer Tertiärs
4. Die quartären Bändertone
 - 4.1. Altersmäßige Einstufung
 - 4.2. Petrographie und sedimentologische Analysen
 - 4.3. Paläogeographie
 - 4.4. Rohstoffeignung

Literatur

1. DIE TONSCHIEFER DER GRAUWACKENZONE (W. FLÖRL)

1.1. Stratigraphie und Tektonik

Die Untersuchungen hinsichtlich rohstoffbezogener Aspekte beschränken sich im gegebenen Fall ausschließlich auf die ordovizischen bis mittelsilurischen Anteile der Nördlichen Grauwackenzone. Das Ordoviz wird in der Hauptsache von der "Unteren Wildschönauer Schieferserie" vertreten. Diese Serie setzt sich im wesentlichen aus Tonschieferabfolgen mit örtlich stärker wechselnden Subgrauwacken- bis Quarzgrauwackeneinschaltungen zusammen. Als Charakteristikum dieser ordovizischen Einheit ist das Auftreten basischer Vulkanite hervorzuheben. Letztere zeichnen sich durch eine starke Differenzierung aus. Die Gesteinspalette reicht von Ultrabasiten bis hin zu intermediären Vertretern.

Die Grenze Ordoviz-Silur ist durch saure vulkanitische Ablagerungen (Ignimbrite) gekennzeichnet.

Das Unter- und Mittelsilur sind hauptsächlich durch eine Schieferserie (Höhere Wildschönauer Schiefer und Karbonatabfolgen) (Dolomite und Kalke) vertreten.

Neueren Kenntnissen zufolge stellt man die Nördliche Grauwackenzone in das Oberostalpin.

Im Süden ist die Grauwackenzone gegenüber den benachbarten Einheiten (Quarzphyllitzone, Penninikum) stets tektonisch begrenzt, während im Norden vielfach eine rein stratigraphische Begrenzung durch eine direkte Überlagerung von permoskythischen Anteilen der Nördlichen Kalkalpen gegeben ist (H. MOSTLER, 1970, 1972).

Ein z.T. sehr intensiver, tektonisch bedingter Internbau ist, abgesehen von markanten großtektonischen Strukturen, bezeichnend für die Nördliche Grauwackenzone.

1.2. Geochemie und Petrographie

Die geochemischen und petrographischen Daten beziehen sich vornehmlich auf die Tonschiefergesteine der Wildschönauer Schieferserie. Die chemischen Analysen (mittels Röntgenfluoreszenz) der untersuchten Tonschieferproben zeigen im wesentlichen ein einheitliches Bild. Die Hauptoxidanteile in den Sedimentgesteinen werden von SiO_2 , Al_2O_3 und Fe_2O_3 (als Gesamteisen = $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) gestellt. Der deutlich variierende SiO_2 -Gehalt (zwischen 46 und 65 Gew.-%) bei den Tonschieferproben kann hauptsächlich auf unterschiedliche Quarz/Phyllosilikat-Verhältnisse zurückgeführt werden. Die Al_2O_3 -Werte sind zum überwiegenden Teil vom Schichtsilikatgehalt abhängig, wobei aber 25 Gew.-% Al_2O_3 ein Maximum darstellen. Der Gesamteisengehalt ist bei allen untersuchten Sedimentgesteinen nur unwesentlich verschieden. Über naßchemische Untersuchungen (Titration) konnten innerhalb der Tonschiefer Typen abweichende $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnisse festgestellt werden.

Größere Differenzen ergeben sich bei den Alkalioxidanteilen, wobei die K_2O -Komponente gegenüber der Na_2O -Komponente stets überwiegt, und die

Schwankungen in erster Linie auf den erhöhten Kalianteil von glimmerreichen Tonschieferproben zurückzuführen sind. Die MgO-Anteile liegen im Maximum bei 5% und der CaO-Anteil, mit Ausnahme der mergeligen Probe STA 6 und Kalkproben, unter 3 Gew.-%.

Laut Definition nach TURNER (1968) sind Tonschiefer sehr feinkörnige, leicht metamorphe Gesteine mit vollkommener Spaltbarkeit. Diese strenge Gesetzmäßigkeit wird durch die parallele Anlagerung phyllosilikatischer Minerale (in den Grauwackenschiefern am häufigsten Muskovit und Chlorit) hervorgerufen. Tonschiefer sind in allen tektonischen Einheiten der Ostalpen häufig vertreten. In der oberostalpinen Grauwackenzzone bilden tonige Ablagerungen einen wesentlichen Teil des gesamt lithologischen Aufbaus. Größere Kompetenzunterschiede zwischen tonigen Sedimenten und den massigen Grünschieferkörpern führen zu einer intensiven Verfallung der Tonschiefer. Dort wo vulkanische Einschaltungen stärker zurücktreten, wird eine intensive Verfallung durch großwellige Strukturen abgelöst.

Der Mineralbestand der Tonschiefer bleibt im allgemeinen immer derselbe. Lediglich die Konzentration der einzelnen Gemengteile kann stärkere Schwankungen aufweisen. Einzelne Tonschiefer unterscheiden sich hauptsächlich in der Farbgebung, der Oberflächenausbildung (glatt, gerieft, seidiger Glanz, matt usw.) und in ihrer Internstruktur (gefältelt oder parallel geschichtet). Letztgenannte Unterscheidungsmerkmale werden durch stark schwankende Mineralkonzentrationen augenscheinlich gemacht. Ein hoher Anteil an Glimmermineralen verursacht z. B. eine seidig glänzende Oberfläche, während eine höhere Quarzkonzentration die Oberfläche etwas rauher und matter wirken läßt. Auf diese Weise wird auch die verschiedene Farbgebung beeinflußt. Graue bis grünlich gefärbte Schiefer weisen einen erhöhten Einbau von Chloritmineralen auf. Diese chloritreichen Tonschiefer treten meist in der Nähe von tuffitischen Gesteinen auf. Im Kontaktbereich der Tonschieferlagen zu den Tuffiten vollzieht sich fast immer ein kontinuierlicher Übergang. Schwarze Tonschiefer sind hauptsächlich in der Höheren Schieferserie verbreitet aufzufinden. Die färbende Substanz ist hier kohliges Pigment. Der hohe Gehalt an organischer Substanz sowie der Anstieg an sulfidischem Schwefel lassen auf ein reduzierendes Milieu während der Genese dieser Tonschiefer schließen.

Von den verschiedenen Tonschiefern wurden Dünnschliffe angefertigt und unter dem Durchlichtmikroskop untersucht. Dabei zeigte sich bei den meisten Schliffen eine phyllitähnliche Fältelung, welche bei den schwarzen Gesteinen durch die s-parallele Einregelung von Muskovit und Chlorit unterstrichen wird. Die Achsen dieser Kleinfaltung fallen nicht mit der Sedimentationsrichtung zusammen. Durch rhythmisch wiederkehrende Lagen aus Quarz, Calcit und Plagioklas werden diese Lagediskrepanzen angedeutet. Die Matrix besteht vornehmlich aus einem feinen Filz von Glimmer (Sericit) und Chlorit. Mikroskopisch kleine Klüfte sind durch die hellen Gemengteile (Quarz, Calcit, Albit) ausgefüllt.

Der Quarz tritt in den Tonschiefern in zwei Generationen auf. Die jüngere bildet zusammen mit Albit und Calcit die oben erwähnten Kluftausheilungen und zeigt keine undulöse Auslöschung. Daneben treten noch eckige detritische Quarze auf. Diese Undulosität der Quarze deutet auf gerichtete Druckbeanspruchung der Gesteine hin.

Die Feldspatkomponente ist durchwegs in jedem Tonschieferotyp zu finden. In erster Linie handelt es sich um Albit. Neben dem Natrium-Aluminium-Silikat ist untergeordnet noch Oligoklas, ein Na-Ca-Al-Silikat, vorhanden.

Bei dem Glimmer handelt es sich ausschließlich um Sericit, eine feinschuppige Form des Muskovits. Er tritt in den einzelnen Tonschieferarten in sehr wechselhaften Mengen auf. Die feinschuppigen Aggregate sind s-parallel eingeregelt und häufig durch tektonische Beanspruchung stark verbogen und zerfranst. Röntgenographisch konnte weiters festgestellt werden, daß es sich um phengitischen Glimmer handelt, ebenso wie Muskovit ein dioktaedrischer Vertreter.

Der Chlorit bildet neben Glimmer und Quarz einen Hauptgemengteil des Tonschiefers. Er ist ähnlich wie der Glimmer plättchen- bzw. spindelförmig ausgebildet und vorwiegend s-parallel eingeregelt. Aufgrund von optischen und röntgenographischen Untersuchungen in Verbindung mit entsprechender Literatur (BROWN, 1972) und in Anlehnung an die Dissertationsarbeit von PLATTNER (1972) konnte eine verlässliche Bestimmung der Chloritart gemacht werden. Diese Chloritvarietät konnte als Rhipidolith angesprochen werden. Rhipidolith ist eine mehr oder weniger eisenreiche Chloritassoziation. Aus der Errechnung des normativen Mineralbestands aufgrund der chemischen Analyse gehen eindeutige Schwankungen hinsichtlich des verfügbaren Fe^{++} -Angebotes hervor. Es kann aber festgehalten werden, daß in allen Berechnungsfällen eine Fe^{++} -Substitution vom Angebot her gewährleistet ist.

Calcit tritt nur als Kluffüllung auf und liegt, mit Ausnahme der leicht mergeligen Tonschiefer, durchwegs in Mengen unter 1 Vol.-% vor. Im Tonschiefer mit mergeligem Charakter kann Calcit sogar als Nebengemengteil bezeichnet werden. Er liegt überwiegend als sekundäre Mineralneubildung vor.

Neben Chlorit bilden Hämatit und Kohlenstoff die färbenden Substanzen in den Tonschiefern. Hämatit übersteigt kaum 1 Vol.-%, während der Kohlenstoffgehalt in den schwarzen und dunkleren Tonschiefern zwischen 2 und 4 Vol.-% liegt. Den Rest bilden hauptsächlich Akzessorien wie Zirkon, Apatit, Turmalin und Erze. In einigen Gesteinen sind Akzessorien sogar als Übergemengteile vorhanden.

1.3. Paläogeographie

Der Westabschnitt des Nördlichen Grauwackenzone ist hinsichtlich seiner paläogeographischen Entwicklung von verschiedenen Bearbeitern eingehend untersucht worden. Aus einer Fülle von Teiluntersuchungen hat sich in jüngster Zeit ein gut gesichertes paläogeographisches Modellbild manifestiert. Gerade für die Erkundung massenrohstofforientierter Prämissen liefern entwicklungsgeschichtliche Erkenntnisse gewissermaßen die Grundlage dafür. Die Zuordnung einzelner Teilgebiete an Schwellen-, Zwischenschwellen- und Beckenbereichen, in erster Linie auf lithologische Gesichtspunkte gestützt, erlaubt Hinweise auf die Ausdehnung und Homogenitätsverhältnisse der verschiedenen "Faziesbereiche" und führt letztlich zu einer gezielteren Abschätzung von möglichen Massenrohstoffressourcen.

Die paläogeographische Situation des Ordoviz ergibt sich aus der Morphologie eines bereits zur kambro-ordovizischen Zeit hochmetamorphen kristallinen Grundgebirges. Das stark gegliederte Relief des kristallinen Ligendkomplexes läßt die Anlagerung von Becken- und Schwellenbereichen auf relativ engem Raum als möglich erscheinen.

Die Herausgestaltung eines Grabenbruchsystems (Taphrogeosynklinale), hervorgerufen durch magmatogene, tektonische Prozesse in der Unterkruste, führt also zur Anlagerung von etwa 1000 m mächtigen Beckensedimentstapeln bzw. von geringmächtigen schwellennahen Ablagerungen.

Während die eigentlichen Beckensedimente zum überwiegenden Teil durch tonige Sedimente und Pillow-Laven-Einschaltungen vertreten sind, herrscht in Zwischen- bzw. Hochschwellenbereichen neben tonig-sandigen Sedimenten vor allem eine vermehrte Tuffförderung vor.

In kleineren Becken (zwischen zwei Schwellenbereichen) kommt es häufig zu gröberklastischen Zwischenschaltungen, welche durch relativ rasche Schüttungsvorgänge vom Schwellenbereich her in die tonige Sedimentation des Zwischenbeckens eingreifen.

Die erste Karbonatsedimentation findet erst im tieferen Silur statt. Im Anschluß an die Anlagerung der Porphyroidplatte (Ordoviz/Silur) kommt es zu neuerlichen tektonischen Äußerungen. Durch synsedimentäre Bruchtektonik vollzieht sich eine Aufgliederung in die einzelnen Faziesbereiche (Flachwasser-, Schwellen- und Beckensedimente). Im Übergangsbereich zwischen Schwelle und Becken werden bevorzugt Kalk und Kalkmergel abgelagert. Die recht unterschiedlichen Absenkungsbewegungen einzelner Teilschollen können eine rasche, lokalbegrenzte Einsedimentierung von massigen Kalkkomplexen durch die tonigen Beckensedimente bewirken. So wird ein metasomatischer Ionenaustausch weitgehend unterbunden und eine Dolomitisierung der reinen Kalksedimente ($> 90\% \text{ CaCO}_3$) verhindert.

An einigen Stellen (Stampfanger, Barmerberg) sind reine Kalke in unmittelbarem Kontakt mit dunklen Tonschiefern aufgeschlossen. Aus all diesen Überlegungen heraus lassen sich in bezug auf hoffnungsträchtige Massenrohstoffpotentiale entscheidende Hinweise auf deren Verbreitung und Abschätzbarkeit gewinnen.

1.4. Rohstoffeignung

Die schwach metamorphen Metasedimente der Tiroler Grauwackenzone sind, nach entsprechenden Voruntersuchungen im Gelände und unter Berücksichtigung bisheriger Arbeiten über diese geologische Einheit, bezüglich ihrer Verwendungsmöglichkeit für den Baurohstoffsektor in Betracht zu ziehen.

1.4.1. Grobkeramikrohstoff

Die stoffliche Zusammensetzung der Grauwackensedimente (Wildschönauer Schiefer) entspricht durchwegs den Richtlinien der Grobkeramik. Ein entsprechend hoher Feinanteil (Illit/Chlorit $> 20\%$) sowie eine ausreichende Menge an Magerungs- (feinverteilter Quarz) und Flußmittel (Karbonat, Feldspat) liegen auf alle Fälle innerhalb der festgelegten Toleranzgrenzen. Untersuchungen hinsichtlich der Korngrößenzusammensetzung ergeben im Ternären-System einen relativ großen Streubereich, d.h. die starken Schwankungen spiegeln den inhomogenen Aufbau dieser Gesteinsserien wieder und lassen darüber hinaus auf eine Qualitätsverminderung dieses Grobkeramikrohstoffs schließen.

In schwelennahen Bereichen sind vermehrt Grobschüttungskörper mit tonigen Sedimenten in ständiger Wechsellagerung. Erst gegen das Becken hin klingen die größeren Einschaltungen allmählich ab und tonig-siltige Lagen mit Tuffen und Laven werden vorherrschend. Diese Gebiete mit möglichst gleichbleibenden Sedimentationsabfolgen und verringerter vulkanischer Beeinflussung werden als die wahrscheinlichsten Rohstoffressourcen für die Grobkeramik in Aussicht gestellt.

1.4.2. Zementrohstoff

Wie aus den Richtlinien für Zementrohstoffe hervorgeht, erscheinen nur jene Lagerstätten wirtschaftlich interessant, welche möglichst geringen stofflichen Schwankungen unterliegen und der Zusammensetzung eines Naturzements nahekommen. Im gegebenen Fall sind diese Grundforschungen für eine wirtschaftliche Nutzung aber keinesfalls gegeben. Es ist auch nicht die Aufgabe dieser Untersuchungen, abbauwürdige Lagerstätten zu finden, sondern einfach die stofflichen Eigenschaften und die geologischen Verhältnisse darzulegen und einer objektiven Beurteilung zu unterziehen. Es wurden zwei Gebiete auskartiert, in denen neben reinen bis mergeligen Kalksteinen Tonschiefer vorkommen (siehe Detailprofil, Abb. 2). Die dazugehörigen Profile (Barmerberg und Stampfangergraben) sollen in erster Linie die wechselhaften lithologischen Verhältnisse deutlich machen.

LEGENDE






















GESTEINSBEZEICHNUNG :	MINERALBESTAND :
 Dolomit	 Calcit
 Kalk	 Dolomit
 Knollenkalk	 Quarz
 Kalk mit Hornstein	 Feldspat
 Kalk - rauhwackoid	 Montmorillonit
 Schiefertone	 Illit - Muskowit
 Schiefertone mit Kalk	 Chlorit
 Mergel	 Hornblende
 Tonschiefer	
 Porphyroidtuff	
 Schotter	
 Sandstein ; Sandlinse	
 Bänderton	

Abb. 1: Legende zu den Säulenprofilen und zum Mineralbestand

Profil STAMPFANGERGRABEN : Petrographie

Wildschönauer Schiefer

M=1:250

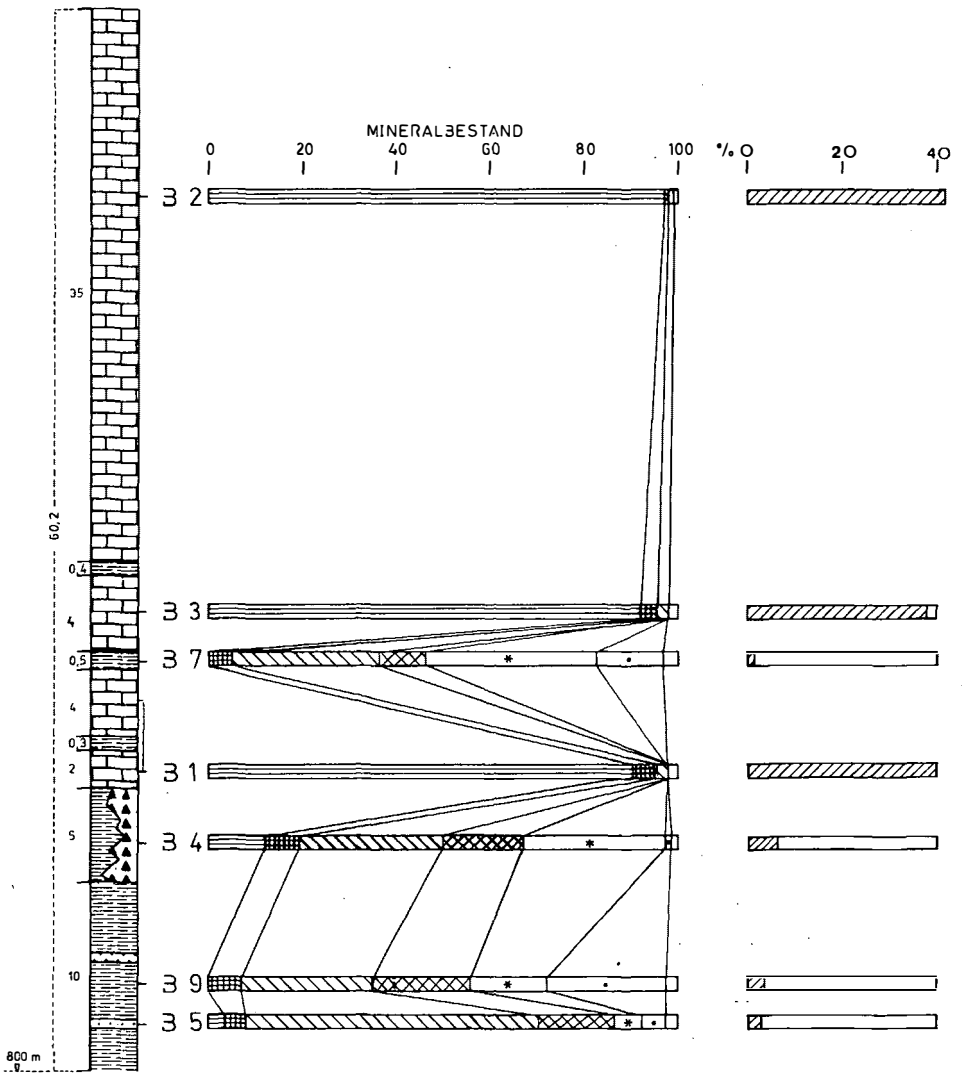


Abb. 2: Profil Wildschönauer Schiefer: Stampfangergraben. Säulenprofil und Mineralbestand

Grundsätzlich kann festgestellt werden, daß die stoffliche Eignung insofern nicht gegeben ist, da keine mergelige Zusammensetzung vorkommt, sondern kalkige und tonige Komponenten getrennt vorliegen.

Die daraus zu erwartenden abbau- und aufbereitungstechnischen Probleme sprechen jedoch gegen mögliche Hoffungsgebiete für die Zementindustrie. Abschließend ist noch darauf zu verweisen, daß der Trend in der Zementindustrie dahin geht, die Zementproduktion zu einem guten Teil aus umweltbelastenden Abfallstoffen wie z.B. Flugaschen abzudecken.

1.4.3. Blähtonrohstoff

Unter "Blähton" versteht man ganz allgemein ein leichtes, poröses Produkt, das durch Brennen geeigneter Rohstoffe unter bestimmten physiko-chemischen Bedingungen durch Aufblähen entsteht (H. SCHULZ, 1968). Die hier zu besprechenden Ausgangsstoffe für die Herstellung von Blähprodukten setzen sich in der Hauptsache aus den feinklastischen Gesteinen der Grauwackenzone zusammen.

Die Grundlage für eine Abschätzung der Tonschiefererien als Ausgangsmaterial für keramische Leichtzuschlagstoffe bildet zweifelsohne die genaue Kenntnis der geologisch-tektonischen Gegebenheiten.

Die untersuchten Gesteinsserien sind als eine etwa 1000 m mächtige Sedimentauffüllung innerhalb einer Taphrogeosynklinale (ursprünglich durch Zerrungstektonik herausgebildetes Grabensystem) anzusehen. Durch die verstärkt aufgetretenen Vertikalbewegungen kann es zu unterschiedlichen Ablagerungsbedingungen auf relativ engem Raum kommen. So treten im Übergang von Becken zu Schwellenbereichen, aber auch in Zwischenschwellenbereichen (z.B. durch vermehrte Grobschüttungen in diesen Bereichen), stärker differenzierte Sedimente auf, d.h. die dort angelagerten tonigen Sedimente sind relativ schlecht sortiert, nur wenig homogen und recht unterschiedlich in ihrer Korngrößenzusammensetzung. Die einigermaßen gut sortierten, laminierten, feinschichtigen Tonschieferablagerungen (Sericitschiefer) sind dagegen vorwiegend auf den tieferen Beckenbereich beschränkt. Die laminierte Ausbildung dieser Sedimente weist auf ein ruhiges Ablagerungsmilieu hin, was einen weiteren Hinweis auf Beckensedimentation gibt. Von A. AICHHORN (1978) wird aus dem Raum Zell am See das Vorherrschen von laminierten, feinschichtigen Sericitschiefern mit wenigen Subgrauwackenzwischenlagen beschrieben. Diese Sedimentabfolge und das häufigere Auftreten von Pillow-Laven-Komplexen deuten auf einen tieferen Beckenbereich in diesem Gebiet hin. A. AICHHORN weist in diesem Zusammenhang auch auf die lokal recht unterschiedlichen Mächtigkeiten der klastischen Sedimente hin. Dies könnte nach seiner Meinung auf stärkere Reliefschwankungen des Untergrundes zurückzuführen sein.

Sedimente des tieferen Beckenbereiches wären für die Bereitstellung von Blährohstoffen von ganz besonderem Interesse, da sie zum einen hohe Tongehalte und zum anderen wenig grobklastisches Material aufweisen. Für eine mögliche Auswahl von entsprechenden Blährohstoffvorkommen müßten in jedem Fall paläogeographische Gesichtspunkte mitberücksichtigt werden. Nur so ist man in der Lage, gezielt ausgelegte Geländeaufnahmen in dieser Richtung durchzuführen. Die tektonische Beanspruchung, die in dieser geologischen Einheit verstärkt stattgefunden hat, kann sich durch lokale, sehr intensive Verfaltungen auf den homogenen Aufbau eines Vorkommens negativ auswirken und zu Fehleinschätzungen Anlaß geben. Von stofflicher Seite her sind diesbezüglich keine ernstlichen Bedenken anzumelden. Ledig-

lich bei den an Tonschiefergranulaten durchgeführten Blähversuchen haben sich Aufspaltungserscheinungen entlang den Schieferungsflächen gezeigt. Schmelzmikroskopische Untersuchungen an Tonschiefergranulaten ergaben aber keine gravierende Verschlechterung der Bläheigenschaften aufgrund der intensiven Schieferung dieser Gesteine.

Abschließend kann also festgehalten werden, daß sich die Kenntnis über die paläogeographische Situation auf eine objektive Beurteilung von Blährohstoffvorkommen günstig auswirken kann. Ferner ist den tektonischen Einflüssen unter allen Umständen Rechnung zu tragen, da die Abschätzbarkeit sowohl hinsichtlich des Ausmaßes als auch des homogenen Aufbaus eines Vorkommens sehr erschwert ist.

2. DIE SCHIEFERTONE DER NÖRDLICHEN KALKALPEN (K. CZURDA & S. BERTHA)

2.1. Stratigraphie und Tektonik

Der kalkalpinen Schichtserie in Tirol sind neben Karbonaten und Sandsteinen immer wieder Schiefertone zwischengeschaltet. Die ev. für eine Rohstoffnutzung in Frage kommenden Schiefertonserien, Partnach-, Raibler, Kössener und Allgäuschichten wurden anhand zahlreicher Profile petrographisch und chemisch quantitativ analysiert und danach repräsentative Mittelwerte errechnet.

Die Schiefertonsabfolgen der Kreidezeit, also die Neokom- und Cenomanmergel wie auch die Mergel der Gosauschichten, wurden - wegen ihrer meist entlegenen Vorkommen, die wirtschaftlich im Zuge einer Rohstoffnutzung nicht zu vertreten sind - in die Untersuchung nicht miteinbezogen. Das Häringer Tertiär, das als inneralpine Molasse ja nicht den Kalkalpen zuzurechnen ist, wird im nachfolgenden Kapitel 3 behandelt.

Die erwähnten triassischen und jurassischen Schiefertone, die Gegenstand dieser Untersuchung sind, nehmen die bekannte stratigraphische Stellung ein, wonach die Partnachmergel dem Ladin, die drei Raibler Schiefertonschichten dem Karn, die Kössener Schichten dem Oberrhin bis Rhät (URLICHS, 1972) und die Allgäuschichten (= Liasfleckenmergel) dem Lias und Dogger (JACOBSHAGEN, 1965) zuzuordnen sind.

Die untersuchten Tonformationen gehören unterschiedlichen Deckeneinheiten innerhalb der oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen an. Die weit ausgedehnten Vorkommen von Allgäuschichten, Kern der sog. Allgäuer Hauptmulde, die das Lechtal beherrschen, sind der Lechtaldecke zuzuschreiben. Zur tieferen, südlicheren tektonischen Einheit, der Inntaldecke, muß man die analysierten Profile der Raibler Schichten bei Zirl und der Partnachmergel bei Thaur rechnen, während das Profil der Kössener Schichten entlang dem Weißloferbach bei Kössen der Staufen-Höllengebirgsdecke des Tirolikums angehört.

2.2. Geochemie und Petrographie

Von den Partnach-, Raibler und Kössener Schiefertonen und Mergeln wurden, ebenso wie für die Liasfleckenmergel (Allgäuschichten), an Stichproben der Pauschalchemismus und der semiquantitative Mineralbestand ermittelt.

Die Partnachschiechten sind Schiefertone bis Mergel der zeitgleichen Riffazies des Wettersteinkalkes. Die Feinklastika der Partnachschiechten sind das typische Beckensediment, wenn auch immer wieder Karbonatbänke eingeschaltet sind. Die Karbonatfolgen häufen sich gegen E, mit Annäherung an das Riff, bis sie eine kalkige Beckenfazies ausbilden. Das Riff wächst zunächst über seinen eigenen Schutt, dann über die kalkige und schließlich auch über die mergelige Beckenfazies im W. Die Gleichaltrigkeit von kalkiger und toniger Beckenfazies konnte mit Hilfe von Conodonten, Holothurienskleriten und Roveacriniden nachgewiesen werden (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974).

Die Partnachmergel wurden im Raum Thaur untersucht, wo sie verhältnismäßig tief ins Inntal herunterziehen und verkehrsmäßig leicht zugänglich sind - ein Aspekt, der bei einer Rohstoffbetrachtung sicher eine ausschlaggebende Rolle spielt. Ein Profil oberhalb von Thaur wird in Abb. 3 in Verbindung mit dem semiquantitativen Mineralbestand dargestellt. Der Gehalt an Tonmineralen - vornehmlich Illiten und Fe-Chloriten - geht in den Schiefertontypen bis zu 80%. Der Calcitanteil überwiegt meist den Dolomitanteil, jedoch kommen auch fast reine Dolomitbänke vor. Sie sind in gewissen Abschnitten konzentriert, was auch leicht evaporitische Bedingungen an Beckenrandlagen schließen läßt.

Mittelwerte aus den Raibler Schiefertönen und Raibler Dolomiten, die aus dem Profil Zirl I und Zirl II ermittelt wurden, zeigen, daß fazielle Übergänge zwischen der Karbonat- und der Schiefertonzonafazies bestehen. Die terrigenen Einflüsse, die für die Anlieferung der Tonkomponenten der drei Tonhorizonte verantwortlich sind, haben sich durch schnell anwachsende Anlieferung der Klastika und durch allmähliches Abklingen der Schüttung ausgezeichnet.

Chemismus %	Schieferton	Dolomit
SiO ₂	58.2	4.52
Al ₂ O ₃	17.6	1.64
FeO	3.4	0.52
MgO	3.1	12.09
CaO	0.6	38.07
Na ₂ O	0.59	0.07
K ₂ O	6.01	0.16
TiO ₂	0.79	0.09
MnO	0.09	0.14
P ₂ O ₅	0.08	0.03
Glühverlust	9.86	42.35
Gesamt	100.32	99.68

Tab. 1: Durchschnittswerte des Pauschalchemismus der Raibler Schichten von Zirl, aufgrund von Mikrosondenanalysen

Profil THAUR : Petrographie Partnachsichten

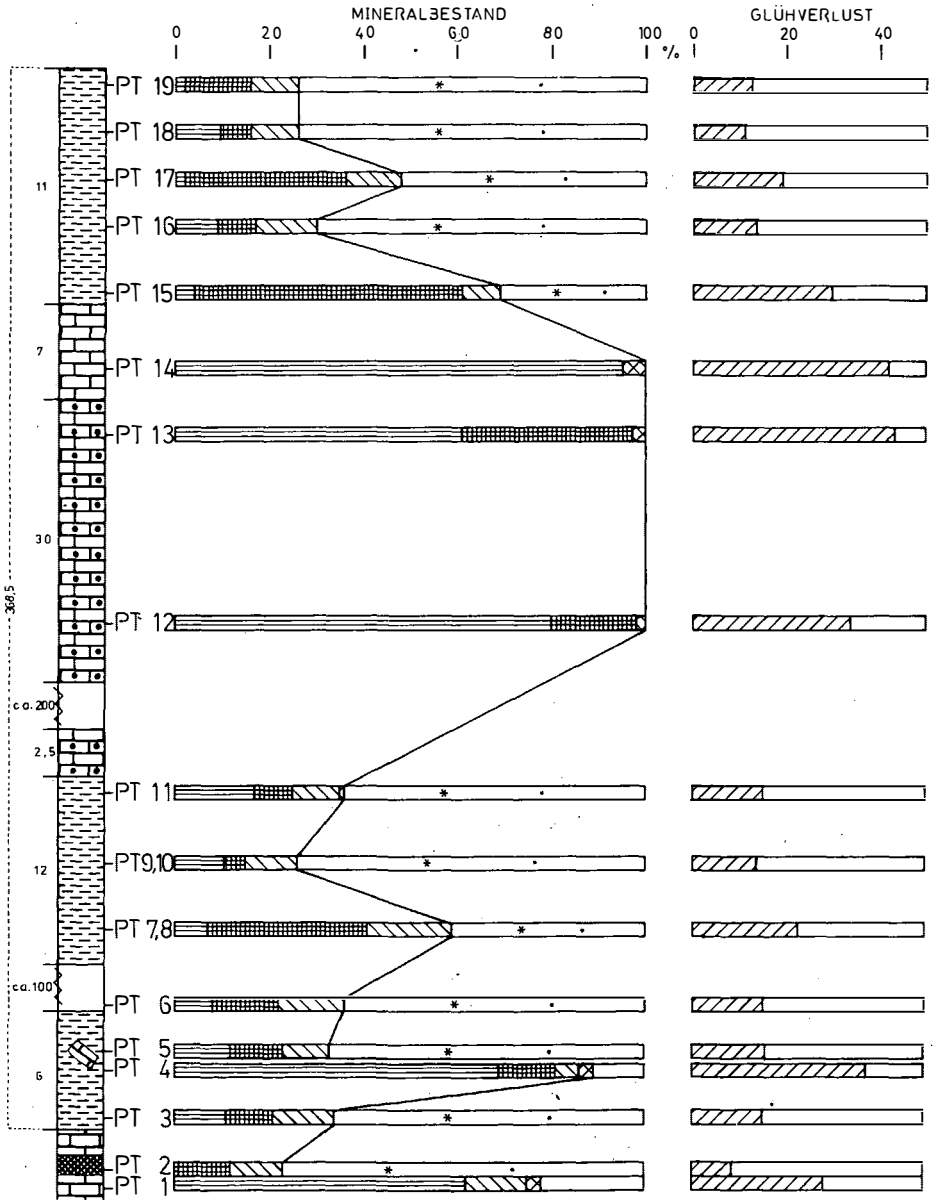


Abb. 3: Profil Partnachsichten: Thaur bei Innsbruck. Säulenprofil und Mineralbestand

Auch der Mineralbestand zeigt diese fazialen Übergänge an. Als Endglieder sind Schiefertone bzw. Dolomite anzusehen. In den drei bekannten Raibler Schiefertonehorizonten (Carditahorizonte) überwiegen natürlich die reinen Schiefertone mit durchschnittlich 81% Tonmineralgehalt, genauso wie in der mächtigkeitsmäßig überwiegenden Dolomitfazies die kalkigen Dolomite mit durchschnittlich 52% Dolomitgehalt vorherrschen. Als Ursache für die klastische Sedimentanlieferung ist ein vorübergehender Aufstieg der angrenzenden Festländer anzusehen. In der folgenden Tabelle sind für den Mineralbestand die Durchschnittswerte getrennt nach Karbonaten, Mergeln und Schiefertonen angegeben, wobei die Daten ebenfalls aus den Profilen Zirl I und II stammen.

Mineralbestand %	Schiefer-ton	Mergel	Karbonat
Dolomit	3	16.50	51.73
Calcit	11	28.88	62.82
Quarz	15.15	11.75	4.21
Feldspat	-	2.75	2.57
Tonminerale	81.-	44.25	8.--

Tab. 2: Durchschnittswerte des semiquantitativ ermittelten Mineralbestands der Raibler Schichten von Zirl I und II

Die Kössener Schichten, die sich überwiegend aus Schiefertonen und Mergeln zusammensetzen, breiten sich im untersuchten W-Abschnitt der Kalkalpen über die Hauptdolomit- bzw. Plattenkalkplattform aus. Eine erneute terrigene Beeinflussung und stärkere Absenkung des Meeresbodens bei nicht Schritt haltender Sedimentation, somit größeren Wassertiefen, sind faziesprägend für die Kössener Schichten. Die ersten Riffbildungen, die im Rhätoliaskalk zu einer Blüte heranreifen, sind zu beobachten. Korallenstöcke und Einzelkorallen sind häufig.

Die Schiefertone sind karbonatarm, enthalten aber immer etwas Dolomit. Die reinen Karbonatbänke bestehen fast nur aus Calcit mit etwas Feldspat. In den nachfolgenden Tabellen sind der Chemismus (Tab. 3) und der Mineralbestand (Tab. 4) als Durchschnittswerte anhand des detailliert beprobten Profils "Weißloferbach" bei Kössen dargestellt.

Chemismus %	Schiefer-ton	Mergel
SiO ₂	36.70	20.93
Al ₂ O ₃	12.85	6.83
FeO	4.74	2.75
MgO	3.88	1.95
CaO	17.36	35.47
Na ₂ O	0.17	0.16
K ₂ O	2.71	1.35
TiO ₂	0.52	0.33
MnO	0.07	0.07
P ₂ O ₅	0.15	0.13
Glühverlust	19.06	29.81
Gesamt	98.21	99.78

Tab. 3: Durchschnittswerte des Pauschalchemismus der Kössener Schichten (Klastika) vom Weißloferbach/Kössen aufgrund von Mikrosondenanalysen

Mineralbestand %	Schieferton	Mergel	Karbonat
Calcit	22.20	59.75	79.75
Dolomit	15.33	7.67	26.50
Quarz	11.60	8.75	-
Feldspat	1.75	3.25	4.--
Tonminerale	55.33	22.50	4.--

Tab. 4: Durchschnittswerte des semiquantitativ ermittelten Mineralbestands der Kössener Schichten vom Weißloferbach/Kössen

Die Allgäuschichten (Liasfleckenmergel) zeigen die schon im höheren Rhät angelegte paläogeographische Gliederung in Schwellen- und Beckenregionen an. Sie vertreten lateral die Unterlias-Rotkalke. Während die Rotkalke auf den unteren Lias beschränkt sind, nehmen die Allgäuschichten den gesamten Lias und Dogger ein. Sie treten in den Lechtaler Alpen felsbildend auf und sind i.a. mergelig mit zwischengeschalteten Karbonatbänken entwickelt. Die Karbonate sind meist dolomitische Kalke mit variierendem Tongehalt. Sie gehen kontinuierlich in Mergel über. Reine Schiefertone sind selten.

Die wohl mächtigste und für einen rohstoffmäßigen Abbau praktisch unbegrenzte Menge befindet sich im Lechtal. Der semiquantitative Mineralbestand in Durchschnittswerten, ebenso der Pauschalchemismus, sind in den folgenden Tabellen 5 und 6 enthalten (Profil Häselgehr).

Chemismus %	Karbonate	Mergel	Schiefertone
SiO ₂	22.59	32.46	42.31
Al ₂ O ₃	3.95	6.83	12.21
FeO	0.24	0.58	0.77
MgO	2.08	2.27	2.35
CaO	38.88	30.13	20.45
Na ₂ O	0.31	0.46	0.62
K ₂ O	0.35	0.95	2.56
TiO ₂	0.17	0.36	0.66
MnO	0.09	0.44	0.19
P ₂ O ₅	0.43	0.14	0.02
Glühverlust	31.80	25.37	17.53
Gesamt	99.89	99.99	99.67

Tab. 5: Durchschnittswerte des Pauschalchemismus der Allgäuschichten von Häselgehr/Lechtal aufgrund von Mikrosondenanalysen

Mineralbestand %	Karbonat	Mergel	Schieferton
Calcit	57.08	41.39	11.90
Dolomit	21.54	13.74	6.32
Quarz	8.96	14.94	16.86
Feldspat	2.83	2.19	1.50
Tonminerale	13.90	29.52	67.36

Tab. 6: Durchschnittswerte des semiquantitativ ermittelten Mineralbestands der Allgäuschichten von Häselgehr/Lechtal

2.3. Rohstoffeignung

Für alle Schiefertone und Mergel der kalkalpinen Schichtserie triassischen und jurassischen Alters kommt eine Verwendbarkeit in der Zementindustrie in Frage. Die Zementzuschlagseignung muß allerdings eingeschränkt werden, da hohe Mg-Gehalte und hohe Tonerdemoduli manche Vorkommen nur gemischt mit anderen Schiefertönen und Kalken verwendbar erscheinen lassen. Allerdings ist ein räumlich nahe gelegenes Kalkvorkommen im Kalkalpenbereich meist gegeben. Als am besten geeignet für die Zementindustrie können die Allgäuschichten, vorwiegend Mergel, eingestuft werden. Sie sind im Lechtal in großen Mengen vorhanden. Zum Großteil sind die Vorkommen fast mischungsfrei zu verwenden, da die Mg-Gehalte gering und ausreichend Kalkbänke zwischengelagert sind.

Für die Verwendung in der Grobkeramikindustrie sind die Schiefertone und Mergel kaum geeignet. Stets eignet sich für diesen Zweck der plastische Ton besser als der Schiefertone, der vor seiner weiteren Verarbeitung erst gemahlen werden müßte.

3. DIE TONE DES HÄRINGER TERTIÄRS (K. CZURDA & S. BERTHA)

Die Angerbergsschichten, als chattischer Anteil des Häringer Tertiärs, erstrecken sich als Oberangerberger Tertiär entlang des Inn von Rattenberg bis Breitenbach, und von dort bis etwa Angath als Unterangerberger Tertiär.

Im Bereich der Unterangerberger Schichten wurden bei Wörgl-Innfähre (tiefere Anteile) und bei Kleinsöll (höhere Anteile) entlang dem Inn Profile aufgenommen und beprobt. Das Säulenprofil mit semiquantitativer Petrographie für das Vorkommen Wörgl-Innfähre ist in Abb. 4 dargestellt und das bei Kleinsöll in Abb. 5).

Die relativ hohen Anteile an schwellbaren Tonmineralen (vorwiegend Montmorillonit, etwas mixed-layer-Phasen) sprechen für eher limnisches Ablagerungsmilieu. Es ist zu vermerken, daß der Feinanteil in den höheren, jüngeren Unterangerbergsschichten bei Kleinsöll im Durchschnitt gleich wie in den tieferen Abschnitten bei Wörgl-Innfähre (bei 40%) liegt, jedoch der Montmorillonitanteil zum Hangenden hin abnimmt. Die allmählich schon im

Profil FÄHRE BEI WÖRGL : Petrographie Unterangerbergsschichten

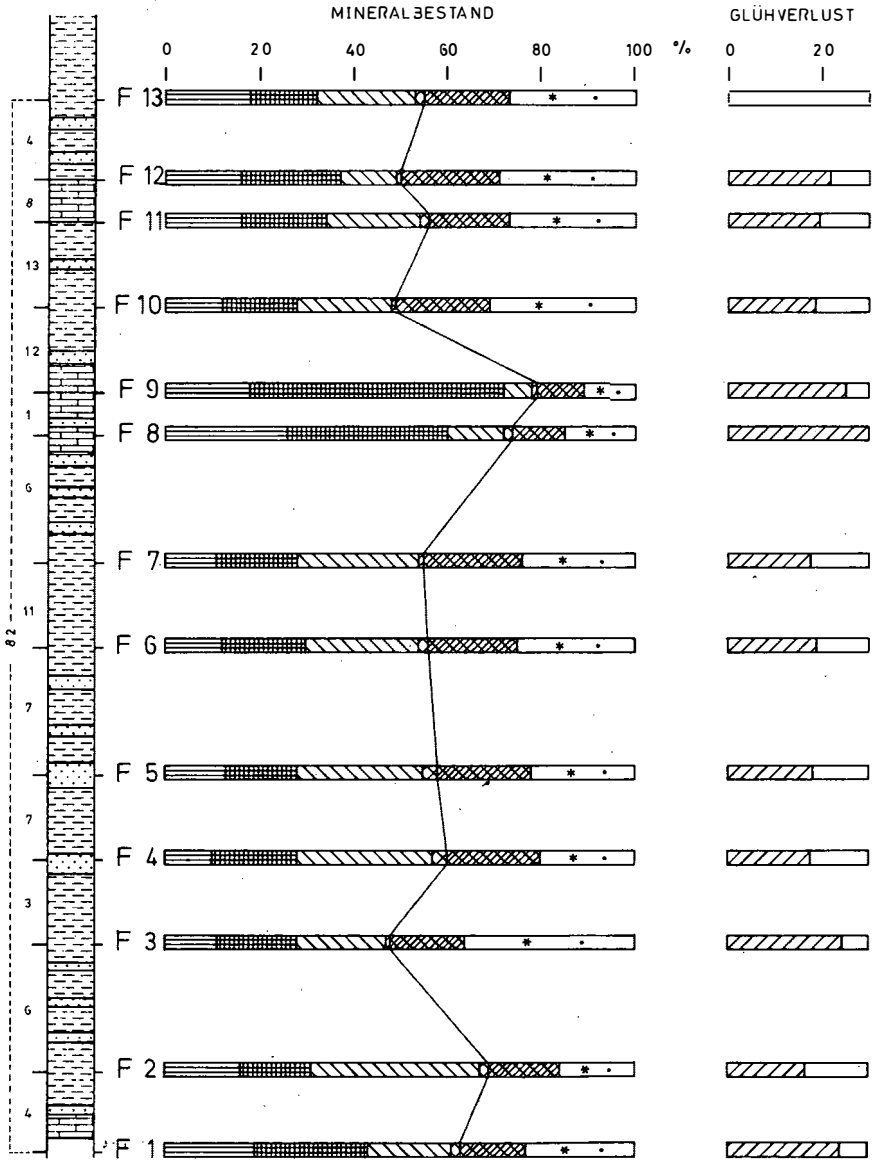


Abb. 4: Profil Unterangerbergsschichten: Innföhre bei Wörgl. Säulenprofil und Mineralbestand

Profil KLEIN SÖLL : Petrographie Unterangerbergsschichten

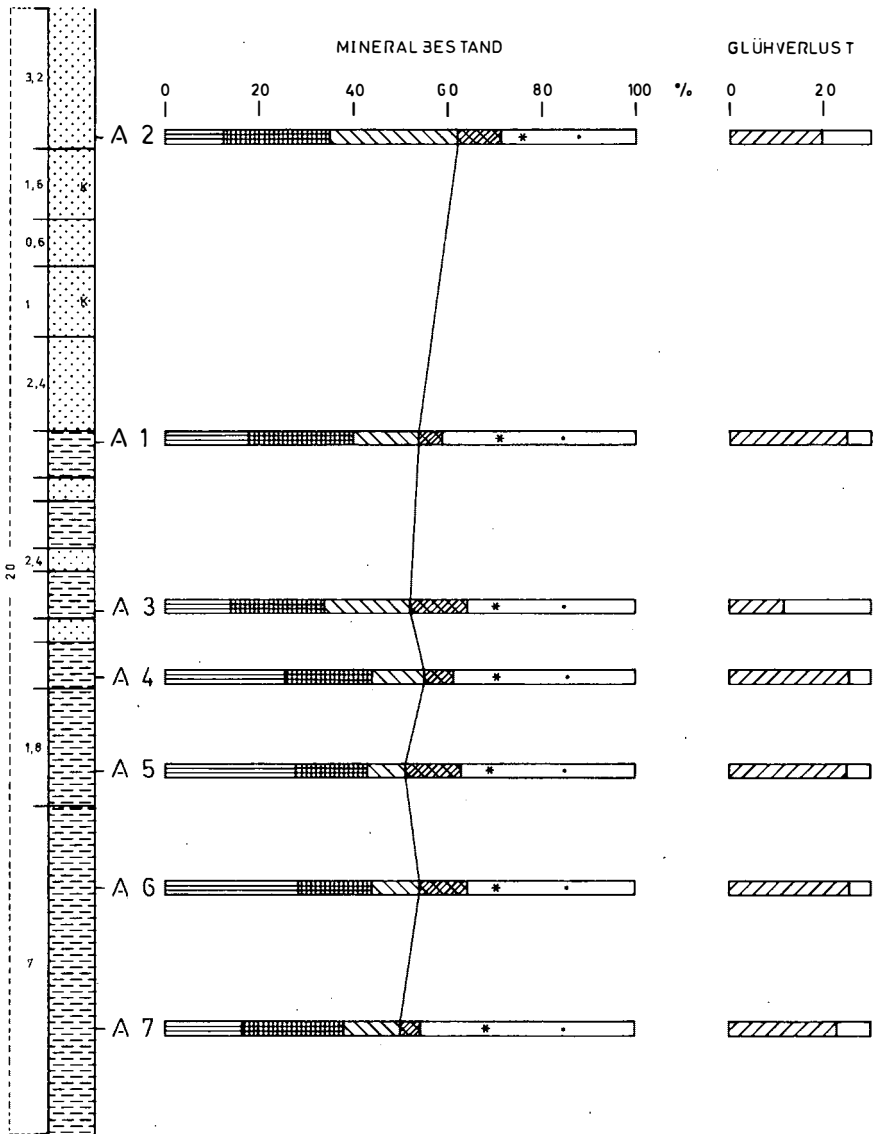


Abb. 5: Profil Unterangerbergsschichten: Kleinsöll. Säulenprofil und Mineralbestand

höheren Chatt einsetzende Schüttung von Grobklastika, die dann die Fazies der Oberangerbergschichten bestimmt, kündigt sich in den aufgenommenen Profilen noch nicht an.

Die Mergel werden i.a. mittel- bis hochplastisch, wenn sie der Verwitterung auch nur kurze Zeit ausgesetzt sind. Dies beruht auf der geringen karbonatischen Kornbindung und dem Gehalt an Montmorillonit. Die Tone bis Mergel eignen sich wahrscheinlich gut für die Grobkeramik- und die Zementindustrie. Erste Versuche hinsichtlich ihres Blähverhaltens scheinen auch die Eignung zu Blähtonaggregaten nahezulegen. Die Rohstoffeignung insgesamt bedarf jedoch noch eingehenderer Untersuchungen.

4. DIE QUARTÄREN BÄNDERTONE (J. HORVACKI)

4.1. Altersmäßige Einstufung

Die jüngeren Eiszeitablagerungen, die beiderseits des Inntals als Reste einer Talzuschüttung erhalten blieben (PENCK, 1882), wurden nach ihrer morphologischen Form als "Terrassensedimente" bezeichnet. Dabei handelt es sich um eine interglaziale Serie ("geschichteter Lehm", Sand und Schotter), die von einer älteren Moräne (? Riß) unterlagert und einer jüngeren (? Würm) überlagert wird (HEISSEL, 1954). Das unterste Glied dieser Formation bildet "geschichteter Lehm" - geläufig als Bänderton bezeichnet. Die untere, helle Lage eines Zyklus besteht aus Feinsand bis Silt und entspricht der Zeit der Schneeschmelze. Die dunkle, obere Schicht zeigt eine weniger starke Wasserzufuhr an und setzt sich ausschließlich aus Tonfraktion zusammen.

Die zeitliche Einstufung der Terrassensedimente wird durch ihre mangelnde Fossilführung und die schlechten Aufschlußverhältnisse der "älteren" Eiszeitablagerungen erschwert. Durch die wenigen Fossilfunde und die detaillierte Auswertung dieser sowie Warvenmessungen (Mächtigkeit), und vor allem mit Hilfe von C^{14} -Daten, konnte ein absolutes Alter für den Bänderton von Baumkirchen von ca. 28.000 a festgestellt werden (FLIRI et al., 1970). Es wäre demnach ein interstadial - Würm II-Würm III - entstandenes Sediment (Tab. 7). Ob dieses absolute Alter auch für die anderen Bändertonvorkommen im Inntalraum zutrifft, bleibt offen.

Viele Autoren (PENCK, 1980; ZOEKE, 1944; HEISSEL, 1954) sprachen sich für einen Inntalsee, andere wiederum (AMPFERER, 1908; PENCK, 1922; WEHRLI, 1928; MACHATSCHEK, 1934; BOBEK, 1935; KLEBELSBERG, 1935; PASCHINGER, 1957; MAYR, 1968) für mehrere voneinander getrennte Becken aus.

GLIEDERUNG ALPEN		C-14 10 ³ a	
HOLOZÄN			
		10	
PLEISTOZÄN	JUNG-PLEISTOZÄN	SPÄT-WÜRМ	30
		MITTEL-WÜRМ	
		FRÜH-WÜRМ	
	RISS / WÜRМ - Interglazial		72
	RISS - Vereisungen		115
	MITTEL- PLEIS.	MINDEL / RISS - Interglazial	
		MINDEL - Eiszeit	
		GÜNZ / MINDEL - Interglazial	
	ALT-PLEISTOZÄN	GÜNZ - Eiszeit	
		DONAU / GÜNZ - Warmzeit	
DONAU - Kaltzeit			
BIßER / DONAU - Warmzeit			
BIßER - Kaltzeit			

Tab. 7: Gliederung des Quartär in den Alpen mit absoluten Altersdaten

4.2. Petrographie und sedimentologische Analysen

Die Proben, stets aus mehreren Lagen homogenisiert, wurden auf ihre mineralogische und chemische Zusammensetzung röntgenographisch untersucht. Zur Ermittlung des Karbonatanteils wurde zusätzlich das SCHEIBLER-Verfahren angewandt. Für die Röntgenfluoreszenzspektralanalyse wurden Schmelzpillen vorbereitet. Die Korngrößenverteilung erfolgt nach BOYOUCOS-CASAGRANDE unter Anwendung des STOKESchen Gesetzes.

Die Karbonatverteilung (siehe Tab. 8) im ganzen Untersuchungsgebiet zeigt keine (unter großräumig auftretenden Bändertenvorkommen) Zu- bzw. Abnahme im Karbonatgehalt. Es lassen sich nur Vergleiche unter einigen der bearbeiteten Stellen ziehen. So fällt auf, daß die Vorkommen in kalkalpinen

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Imst	8	18.94	16.0	23.0	10.94	2.0	16.0	8.00	4.0	15.0	1:0.7
Telfs	6	41.00	12.0	68.0	9.83	0.0	21.0	31.17	12.0	47.0	1:3
Inzing	14	7.18	2.0	13.5	0.89	0.0	2.5	6.28	2.0	11.5	1:7
Ziegelstadel	7	19.14	15.0	25.0	3.07	2.0	4.0	16.07	12.0	23.0	1:5
Arzl	4	20.75	16.0	25.5	6.75	6.0	8.0	14.00	10.0	18.5	1:2
Baumkirchen	30	13.38	9.0	22.0	5.52	3.0	9.0	7.86	5.0	14.0	1:1.5
Kasbach	5	21.50	20.0	25.0	6.30	5.0	10.0	15.20	14.0	16.5	1:2.5
Schloßberg	7	78.93	70.5	89.0	18.71	1.5	36.5	60.21	37.5	87.5	1:3
Steinberg I	9	43.11	39.0	49.0	11.38	9.0	14.0	31.73	28.0	36.0	1:3
Steinberg II	5	45.10	40.5	50.0	8.80	6.0	12.0	36.30	32.0	41.5	1:4
Steinberg III	4	82.00	81.0	83.0	11.37	9.5	13.5	70.62	67.5	72.5	1:6.5
Brandenberg	9	47.83	27.5	65.0	16.27	11.0	22.5	31.55	16.5	46.5	1:2
Staudinger	14	50.03	44.0	55.0	12.07	6.5	17.5	37.96	30.5	46.5	1:3
Hopfgarten	6	5.50	4.0	9.0	1.33	1.0	2.0	4.16	2.0	8.0	1:3
Ellmau	4	21.00	18.0	23.0	7.00	6.0	8.0	14.00	11.0	16.0	1:2
Itter	4	21.75	20.0	23.0	5.25	4.0	6.5	16.50	14.5	18.5	1:3
Auffach	9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Matrei/Brenner	6	19.25	17.0	22.5	8.83	7.0	12.0	10.58	7.0	12.5	1:1

1: Anzahl der Proben

2: Gesamtkarbonatgehalt im Durchschnitt

3: Gesamtkarbonatgehalt min.

4: Gesamtkarbonatgehalt max.

5: Calcitgehalt im Durchschnitt

6: Calcitgehalt min.

7: Calcitgehalt max.

8: Dolomitgehalt im Durchschnitt

9: Dolomitgehalt min.

10: Dolomitgehalt max.

11: Calcit/Dolomitverhältnis

Tab. 8: Karbonatgehalt und -verteilung der Bändertonevorkommen

Seitentälern: Schloßberg, Steinberg, Brandenburg und Staudingerbach, die höchsten Gehalte, sowohl an Gesamtkarbonat als auch an Calcit (Cc) und Dolomit (Do) aufweisen. Dagegen ist der Bändertone von Auffach, zentralalpiner Bereich, karbonatfrei. Die Vorkommen im Haupttal - Imst, Telfs, Inzing, Ziegelstadel, Arzl, Baumkirchen, Kasbach - zeigen in keiner Weise eine progressive noch eine regressive Entwicklung sowohl des Gesamtkarbonat- als auch des Cc- und Do-Gehalts. Imst, Ziegelstadel, Arzl und Kasbach enthalten annähernd gleich viel Karbonat, aber das Cc-/Do-Verhältnis ändert sich gewaltig. So weist Imst im Durchschnitt als einziges Vorkommen höhere Cc- als Do-Werte auf.

Gut die Hälfte der Vorkommen enthält einen Quarzgehalt (siehe Tab. 8) zwischen 10% und 12%. Die restlichen Stellen weisen einen extrem niedrigen (z.B. Schloßberg, 3%), oder einen hohen (z.B. Itter, 18%; Auffach und Staudingerbach, 17%) durchschnittlichen Quarzgehalt auf. Bei den Proben der im Inntal gelegenen Vorkommen ist keine richtungsabhängige Veränderung entlang dem Tal zu bemerken.

Eine kontinuierliche Zu- bzw. Abnahme des Feldspatanteils (siehe Tab.8) der Vorkommen ist nicht nachzuweisen. Im Haupttal ist einerseits die hohe Konzentration in Proben von Arzl, andererseits die Armut bei Proben von Imst und Kasbach zu bemerken.

Von den Tonmineralen (TM) (siehe Tab. 8) konnten nur Illit/Muskovit (Ill/Mu)- und Chloritgruppe (Chl) nachgewiesen werden. Das Verhältnis dieser beiden TM-Gruppen zueinander ergab jedoch größere Differenzen unter den untersuchten Proben und Vorkommen. Mit Ausnahme von Kasbach sind die Bändertone im Inntal durch das Vorherrschen der Ill/Mu-Gruppe gekennzeichnet. Die Chloritgruppe tritt nur bei Auffach stark hervor. In den restlichen Profilen herrscht eher Gleichgewicht in der TM-Gruppenverteilung.

Von den übrigen Mineralgruppen wurde lediglich der Hornblendereflex identifiziert. Dieser Reflex tritt sehr unterschiedlich bei verschiedenen Proben bzw. Vorkommen auf, da es sich um geringe Anteile (Spur) handelt. Auffallend ist das Auftreten des Hornblendereflexes bei allen Proben von Inzing und Ziegelstadel (Einzugsgebiet Ötztal - Stubai-er Altkristallin). Bis auf wenige Ausnahmen fehlt bei Baumkirchen, Schloßberg, Brandenburg, Kasbach und Auffach fast völlig jeder röntgenographisch nachweisbare Hornblendeanteil.

Die graphische Darstellung der Korngrößenverteilung in Form gemittelter Kornsummenkurven aus Streubereichen (Abb. 6) aller untersuchten Proben der Vorkommen im Inntal verdeutlicht die größeren Differenzen in der Lage der einzelnen Streubereiche im Kornsummendigramm. Die erschlossenen Bändertone von Imst, Inzing und Kasbach, dann Ziegelstadel und Baumkirchen, und letztlich Arzl und Telfs, lassen sich zu deutlich voneinander getrennten Kornverteilungsgruppen zusammenfassen. Dabei unterscheiden sich diese drei Gruppen in den am Kornaufbau beteiligten Sand-, Silt- und Tonmengen. So ist die erste Gruppe (Imst, Inzing, Kasbach) durch einen höchsten Tonanteil (bis 35%) und einen niedrigsten (unter 18%) Sandanteil gekennzeichnet. Die zweite Gruppe (Ziegelstadel, Baumkirchen) ist in den Ton-, Silt-, Sandmengen völlig identisch. Der Tonanteil variiert bei beiden Vorkommen zwischen 10% und 25%, der Sandanteil bleibt unter 20%. Die Vorkommen Arzl und Telfs zeigen die höchsten Sand- und die niedrigsten Tonwerte. Die übrigen Bändertonevorkommen zeigen ebenfalls unterschiedliche Massenanteile der einzelnen Kornklassen (siehe auch Tab. 8).

Die sedimentologisch-statistischen Parameter, Sortierung und Schiefe zeigen auch innerhalb der Proben ein- und desselben Profils bzw. einer

Lokalität oft größere Abweichungen voneinander. Auffallend gute Sortierung (niedrige Werte) weisen die Vorkommen Auffach und Itter, dagegen Brandenberg und Telfs die größte Streuung auf. Bei den Vorkommen in der Reihenfolge Hopfgarten, Matrei, Ziegelstadel, Baumkirchen, Inzing, Steinberg, Ellmau, Staudingerbach, Schloßberg, Kasbach werden die durchschnittlichen Sortierungskoeffizienten höher. Die asymmetrischen Kornverteilungskurven (Schiefekoeffizient) zeigen Itter, Telfs, Staudingerbach und Steinberg, wobei die Werte stets ein positives Vorzeichen, d.h. mehr Kornklassen in den feineren Korngrößen haben.

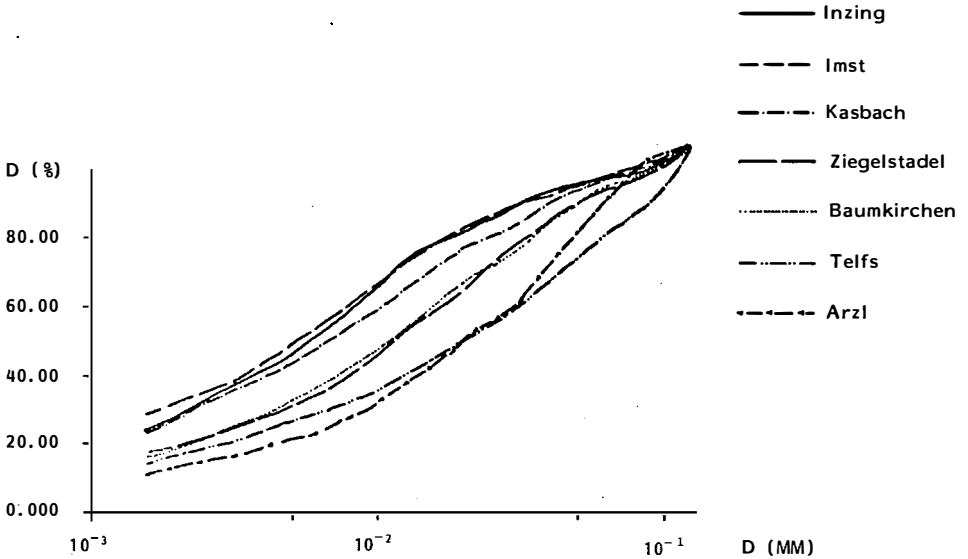


Abb. 6: Korngrößenverteilungskurven der untersuchten Bändertonvorkommen im Inntal.

4.3. Paläogeographie

Im vorangegangenen Kapitel (4.2.) wurden der Mineralbestand und die Kornzusammensetzung als Kriterien zur Unterscheidung der einzelnen Bändertonvorkommen herangezogen.

Zur Erstellung eines paläogeographischen Modells sollen außerdem weitere Parameter, welche zuletzt HORVACKI (1982) beobachtet und beschrieben hat, dienen:

- a) Unterschiedliche Warvenmächtigkeit
- b) Geographische Lage und die verschiedenen hohen Obergrenzen der Vorkommen
- c) Art der Überlagerung der Bändertone
- d) Auftreten bestimmter Sedimentstrukturen
- e) Zusammensetzung der Schotter im Hangenden der Bändertone
- f) Lebensspuren und Holzreste

Der unterschiedliche Mineralbestand der Bändertone deutet auf zwei Einzugsgebiete hin. Einerseits handelt es sich um die kalkalpine, andererseits um die zentralalpine, kristallin- und schiefer-tonreiche Komponente. In den Vorkommen der nördlichen Seitentäler kommt das kalkalpine (Nördliche Kalkalpen) Liefergebiet deutlich zum Ausdruck. Im Gegensatz dazu deutet der Mineralbestand (Karbonatarmut) des Vorkommens Auffach auf den ausschließlich zentralalpinen Bereich hin. Der Bändertone von Matrei, ebenfalls im zentralalpinen Bereich liegend, wurde sicherlich aus dem Brennermesozoikum mit Karbonat beliefert. Die lokalen Einzugsgebiete spiegeln sich im Mineralbestand auch bei den Vorkommen im Inntal, z.B. Inzing-Ziegelstadel, wider. Im allgemeinen erhalten die verschiedenen Bändertonevorkommen auch völlig ortsfremde Mineralgruppen. Diese dürften aus älterem Moränenmaterial, aber auch aus durch Gletscherschmelzwasser verfrachtetem Material stammen. Daß der Mineralbestand nicht nur vom Liefergebiet, sondern auch von der Kornzusammensetzung der Sedimente abhängig ist, wird durch die Trennung zweier Lagen einer Probe von Hopfgarten bestätigt. Die feine Lage ist nahezu quarz-, dolomit- und calcitfrei, dagegen steigt aber in der groben Schicht der Anteil dieser Minerale und gleichzeitig wird Tonmineralverlust bemerkbar.

Weiters ist eine Abhängigkeit zwischen der Streuung und der Korngröße zu verzeichnen. Eine Sortierung des Sedimentmaterials erfolgte nur in den feineren, die größeren Kornklassen blieben nahezu unsortiert. Die Differenzen in der Korngrößenzusammensetzung und Sortierung der einzelnen Proben desselben Profils variieren bei manchen Vorkommen gering, bei anderen wiederum markant. Diese Schwankungen sind vor allem auf veränderliche klimatische bzw. Sedimentationsbedingungen zurückzuführen.

Die Bändertone weisen sehr unterschiedliche Warvenmächtigkeiten auf (z.B. Ziegelstadel kaum-gering; Inzing gut, mit kaum sichtbaren dunklen Lagen). Manche Vorkommen sind durch typische Sedimenterscheinungen charakterisiert (z.B. Arzl - "Boudinage"-Struktur). Im Inntal liegen die Bändertone in unmittelbarer Nähe eines größeren Zuflusses bzw. an Seitentalausgängen. Schloßberg und Steinberg liegen in glazial übertieften Senken, welche u.U. eine Seebildung begünstigt haben.

Der Bändertone vom Ziegelstadel wird als einziges Vorkommen im Inntal direkt durch Moränen überlagert.

Die Zusammensetzung der Schotter im Hangenden zeigt, daß diese in den Seitentälern durch lokale Einzugsgebiete beeinflußt wurden. Die örtlichen Komponenten sind in der Regel schlechter gerundet und in ihrem Anteil den "ortsfremden" Geröllen weit unterlegen. Sofern eine Überlagerung der Bändertone im Inntal durch Schotter in den aufgenommenen Profilen vorhanden ist, zeigen diese das gleiche Komponentenspektrum. Sie werden kaum von den lokalen Verhältnissen beeinflußt.

Im Bändertone von Baumkirchen konnten Lebensspuren beobachtet und Ästchenreste (Pinusart) gefunden werden. Das fossile Material war schlecht erhalten und somit nicht näher zu bestimmen.

Wenn man diese Beobachtungen einordnen will, so stellt sich zwingend die Frage, ob es überhaupt möglich ist, daß die Bändertonevorkommen - wegen der beträchtlichen petrographischen Differenzen - in einem großen Inntalsee abgelagert wurden.

Die verschiedenen Parameter lassen sich nicht voneinander trennen, da sie einander beeinflussen und miteinander verknüpft sind. Man kann sicherlich nicht von einem See sprechen, wenn sich die einzelnen, insbesondere die geographisch benachbarten, Bänder-tonlager in einigen Punkten so markant unterscheiden. Die Feststellung, daß der Mineralbestand in beträchtlicher Weise von lokalen Einzugsgebieten geprägt wurde, stimmt mit der weiteren Beobachtung, daß die Suspension über längere Zeit in Schwebelage bleibt, nicht überein, weil es dadurch zur Mischung dieser, infolge der uferparallelen Strömungen in Glazialseen, kommen müßte (COLLINSON, 1981). Daß es zu keiner Mischung gekommen ist, kann, was eher unwahrscheinlich ist, durch unterschiedliche Dichte der Suspension erklärt werden. Wenn man in diese Betrachtung einen weiteren Parameter, nämlich die Korngrößenverteilung, einbezieht, so müßte mit sehr unterschiedlichen Verhältnissen im Inntalsee gerechnet werden. Demnach würde der Bänder-ton von Inzing in einem ruhigen (? Bucht) und zugleich nur von einem Zufluß mit lokalem Sediment belieferten Ablagerungsmilieu zum Absatz gekommen sein. Das letztere ist ebenfalls eher unwahrscheinlich, aber möglich. Warum sollten die Karbonate des benachbarten Liefergebietes des Bänder-ton vom Ziegelstadel nie Inzing erreicht haben, wobei die ersteren stärkere Wasserbewegung anzeigen? Die Korngrößenverteilung und Anhäufung der Karbonate in größeren Kornklassen sind m.E. nicht zufriedenstellend, genauso wie die Karbonatfällung, zu welcher es kommen kann, wenn kalkiges Material in Lösung herantransportiert wird (KELTS & HSU, in: LERMAN (Ed.), 1978). Die Obergrenze des Bänder-tonvorkommens vom Ziegelstadel liegt um 100 m tiefer als bei Inzing. Ob es bloß eine Auswirkung der Erosion ist? Demnach sind die mächtigen Terrassenschotter vom Ziegelstadel, angenommen, daß sie einheitlich im Inntal dem letzten Gletschervorstoß zuzuschreiben sind (FLIRI et al., 1970), einer stärkeren Erosionsphase ausgesetzt gewesen. Wahrscheinlicher als die unterschiedlich heftige erosive Entfernung des Hangenden ist jedoch die verschiedenzeitliche Ablagerung der Bänder-tonvorkommen.

Aus bisherigen Untersuchungen wird angenommen, daß der Schotter dem letzten (Würm III) Gletschervorstoß (Vorstoßschotter) und die Moräne der letzten Vergletscherung (Würm III) (FLIRI et al., 1970), im Hangenden der Bänder-tone, zuzuordnen sind. Die Bänder-tone müssen also älter als diese sein. Wenn man von der Annahme, wonach die kleineren Gletscher rascher, größere langsamer und ganz große oft mit Verspätung auf den Klimaumschwung reagieren, ausgeht, ist die Vorstellung von einem Interstadialalter der Bänder-tone wohl berechtigt. Auf die Erwärmungsperiode - Interstadial - (zwischen Würm II und III) hat der mächtige Inntal-gletscher sehr träge, die seitlichen (Seitentäl-) Gletscher dagegen aber viel schneller reagiert. Dieses Ereignis hat somit in den Seitentälern früher zu einer Eisfreiheit geführt als im Inntal selbst. Aufgrund der Nomenklatur von METZ (1977) könnte es zu Eisrandstausee-bildung gekommen sein.

Das Gletschereis hat die großen Wassermengen (Abschmelzung) der seitlichen Täler abgedämmt und somit zur Bildung eines Eisrandsees geführt (Abb. 7). Mit dem langsamen Zurückweichen (Abschmelzen) des Inntaleises vergrößerte sich der See.

Die Seebildung und die Abdämmung der seitlichen Täler erfolgte sicherlich nicht gleichzeitig, da auch die Seitentäler nicht gleich groß bzw. nicht gleichzeitig eisfrei wurden. Der Bänder-ton von Imst ist möglicherweise jünger als der im Inntal. Der See könnte durch den Riegel von Karres abgedämmt worden sein, in der Zeit, in der das Gurgltal bereits eisfrei gewesen ist. Für verschiedenzeitliche Ablagerung der Bänder-tone spricht auch der Bänder-ton vom Ziegelstadel durch seine fehlende Schotterüberlagerung.

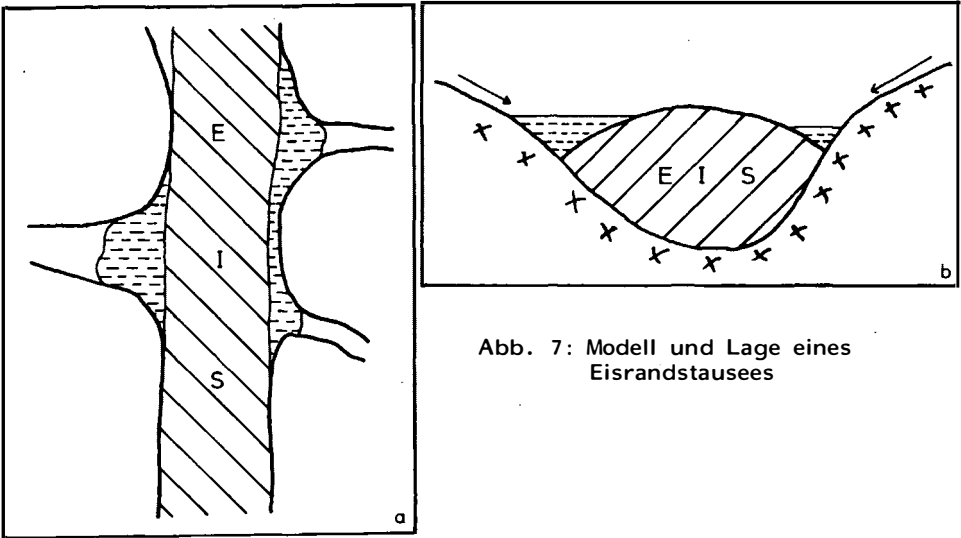


Abb. 7: Modell und Lage eines Eisrandstausees

Durch die erosive Wirkung des heranwachsenden Gletschers (auch die der seitlichen Gletscher) wurden während der letzten (Würm III) Vergletscherung die Bändertone größtenteils entfernt. Sie sind heute, an den Talflanken, als Reste früherer Lager erhalten.

4.4. Rohstoffeignung

Wie der Mineralbestand der Bändertone zeigt, ist dieses Sediment prinzipiell als grobkeramischer Rohstoff geeignet. Es treten einige Differenzen im Quantum der einzelnen Mineralgruppen, vor allem zwischen den im Inntal und den in den kalkalpinen Seitentälern erschlossenen Vorkommen auf.

So sind die Vorkommen Schloßberg, Steinberg, Brandenburg und Staudingerbach durch einen niedrigen TM-Gehalt, dagegen aber einen hohen, stets unter dem Richtwert ($< 30\%$) liegenden Calcitgehalt gekennzeichnet. Der Verlust an TM-Gehalt stellt jedoch die Bändertone von Schloßberg (durchschnittlich 15%), Steinberg (durchschnittlich 22%) und Staudingerbach (durchschnittlich 17%) als potentiellen grobkeramischen Rohstoff eher in Frage. Die restlichen Vorkommen erreichen die erforderlichen Anteile, sowohl an TM als auch an Feldspat und Quarz. Calcit bleibt deutlich unter den erlaubten 30% . Da die Bändertone nur Illit und Chlorit von den Tonmineralen enthalten, ist es sicherlich notwendig, sie durch die entsprechenden Zusätze (z.B. Kaolinit, Montmorillonit) als wenig mageren Rohstoff zu verbessern. Der Fe- und Ti-Gehalt der Proben läßt abschätzen, daß die Erzeugnisse stets farbig sein werden (Tab. 9).

	Imst	Inzing	Ziegelstadel	Arzi	Baumkirchen	Kasbach	Steinberg	Brandenberg	Hopfgarten	Ellmau	Staudingerbach	Matrei	Schloßberg
xx	4	15	6	1	30	5	16	12	4	1	14	6	3
CaO	7.56	4.05	9.14	7.09	3.83	9.44	14.85	17.83	1.76	9.25	18.06	10.34	30.76
Al ₂ O ₃	17.07	17.22	13.47	16.55	23.06	16.46	9.35	10.67	21.34	16.14	7.08	17.43	4.81
FeO*	5.68	6.90	4.46	5.26	8.42	6.61	3.03	3.40	7.60	5.54	2.39	6.34	0.85
MnO	0.10	0.09	0.12	0.10	0.09	0.08	0.09	0.06	0.11	0.15	0.07	0.22	0.05
K ₂ O	3.55	3.48	2.71	4.04	5.24	2.74	2.92	2.32	4.75	3.36	1.66	2.92	0.73
P ₂ O ₅	0.23	0.17	0.24	0.17	0.14	n.b.	0.16	0.16	0.05	0.27	0.15	n.b.	0.03
TiO ₂	0.70	0.92	0.68	0.85	0.87	0.69	0.38	0.42	1.07	0.69	0.25	0.67	0.18
SiO ₂	44.25	54.25	47.40	47.08	48.37	43.74	36.27	35.62	52.06	44.60	34.29	44.20	16.87
MgO	6.00	4.13	6.09	5.41	3.60	2.70	7.86	7.34	3.39	5.35	8.38	2.99	9.28
Na ₂ O	1.49	2.77	2.30	2.35	0.96	n.b.	1.22	0.85	1.57	1.27	0.73	n.b.	0.31
SO ₃	n.b.	n.b.	n.b.	0.06	0.09	n.b.	0.06	0.05	n.b.	n.b.	0.08	n.b.	n.b.
GV	12.93	5.93	12.83	10.94	8.04	12.70	23.63	20.89	6.28	13.26	25.78	13.45	35.67
Summe	99.56	99.91	99.44	99.90	102.71	95.16	99.82	99.61	99.98	99.88	98.92	98.56	99.54
Sil.-M.	1.95	2.25	2.64	2.16	1.54	1.90	2.93	2.53	1.80	2.06	3.62	1.86	2.98
Tonerde-M.	3.01	2.50	3.02	3.15	2.74	2.49	3.09	3.14	2.81	2.91	2.96	2.75	5.66

*FeO als Gesamteisen

xx Zahl der analysierten Proben

Tab. 9: Pauschalchemismus der Bändertone

Die Korngrößenverteilung (Tab. 8) zeigt deutlich, daß Bändertone ohne Zusätze an bestimmten Korngrößenbereichen nur zur Herstellung von minderwertigen Produkten geeignet sind. Etwas bessere Kornzusammensetzung weisen Inzing (ausgeglichen), Imst (hoher $< 2 \mu\text{m}$ -Anteil), Kasbach, Ellmau und Hopfgarten auf. Durch die entsprechenden Beimischungen der Fraktion $< 0.002 \text{ mm}$ und vielleicht von Kaolinit wären diese Vorkommen als guter Rohstoff zur Herstellung von Hohlziegeln geeignet.

Trotz relativ guter Qualität (Mineralbestand und Kornverteilung) reichen die geschätzten Kubaturen einiger Vorkommen für einen wirtschaftlich sinnvollen Abbau nicht aus.

Als ein geeigneter und in ausreichender Menge über Jahre hinaus vorhandener Rohstoff bieten sich auf jeden Fall die Vorkommen Imst, Ziegelstadel, Baumkirchen und Hopfgarten an.

Wie aus den chemischen Analysen einiger Proben (Tab. 9) hervorgeht, sind die Bändertone als Zementzuschlagstoff wenig geeignet. Obwohl die Silikat- und Tonerdemodule, mit Ausnahme von Schloßberg, stets im erlaubten, genormten Bereich schwanken, übersteigen die Alkalien in den untersuchten Proben die Grenzwerte von 1%, und somit scheiden sie als möglicher Zementrohstoff aus. Nicht nur, daß die Proben alkalireich sind, sondern auch ihre Mg-Anteile sind höher als erlaubt. Lediglich in allen Proben von Baumkirchen, Inzing, Kasbach, Hopfgarten, Auffach und Matrei bleiben sie unter 5%.

LITERATUR

- AICHHORN, A. (1978): Geologische Untersuchungen im Raum Viehhofen/Zell am See. - Unveröff. Diss., Universität Innsbruck.
- AMPFERER, O. (1908): Über die Entstehung der Inntalterrassen. - Verh. Geol. R.-A., 87-97, Wien.
- BECHSTADT, T. & h. MOSTLER (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, 5/6, 1-74, Innsbruck.
- BOBEK, H. (1935): Die jüngere Geschichte der Inntalterrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal. - Jb. Geol. B.-A., 85, 135-189, Wien.
- BROWN, G. (1972): The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. - Mineral. Soc., London.
- COLLINSON, J.D. (1981): Lakes. - In: READING, H.G. (Ed.): Sedimentary Environments and Facies, 61-80, Blackwell Scientific Publications.
- FLIRI, F.; BORTENSCHLAGER, S.; FELBER, H.; HEISSEL, W.; HILSCHER, H. & W. RESCH (1970): Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). Eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Würm-Vereisung der Alpen. - Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, 6, 5-35.
- FLÖRL, W. (1982): Zur Geologie des Hartkasergebietes unter Berücksichtigung rohstoffkundlicher Aspekte. - Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck.
- HEISSEL, W. (1954): Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales. - Jb. Geol. B.-A., 97, 251-322, Wien.
- HORVACKI, J. (1982): Ablagerungsmodell der Tiroler Bändertone aufgrund sedimentpetrographischer Analysen mit rohstoffkundlicher Bewertung. - Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck.

- JACOBESHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. - JB. Geol. B.-A., 108, 1-115, Wien.
- KELTS, K. & K.J. HSU (1978): Freshwater carbonate sedimentation. - In: LERMAN, D. (Ed.): Lakes, Chemistry, Geology, Physics, 295-323, Springer-Verlag.
- KLEBELSBERG, R.v. (1935): Geologie von Tirol. - Borntraeger, 872 S., Berlin.
- MACHATSCHEK, F. (1934): Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. - Mitt. Geogr. Ges. Wien, 77, 217-244.
- MAYR, F. (1968): Über den Beginn der Würmeiszeit im Inntal bei Innsbruck. - Z. f. Geomorph., 3, 256-296.
- METZ, B. (1977): Geomorphologische Untersuchungen zur Unterscheidung zwischen Eisrand- und Moränenstauseen. - Ber. Naturforsch. Ges. zu Freiburg/Br., 67, 203-216.
- MOSTLER, H. (1970): Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). - Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck,
- MOSTLER, H. (1972): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raum zwischen Wörgl und Hochfilzen. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, Wien, 155-162.
- PASCHINGER, H. (1957): Klimamorphologische Studien im Quartär des alpinen Inntals. - Z. f. Geomorph., N.F. 1, 237-270.
- PENCK, A. (1882): Die Vergletscherung der deutschen Alpen, ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluß auf die Bodengestaltung. - 483 S., Leipzig.
- PENCK, A. (1890): Die Glazialschotter in den Ostalpen. - Mitt. Dtsch. u. Österr. AV, 289-292.
- PENCK, A. (1920): Die Höttinger Breccie und die Inntalterrasse nördlich Innsbruck. - Abh. Preuß. Akad. Wiss., Phys.-math. Kl., 2, 136.
- PENCK, A. (1922): Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den Nördlichen Kalkalpen. - Sitzber. Preuß. Akad. Wiss., Phys.-math. Kl., 20, 214-251.
- PLATTNER, A. (1973): Phasenumbildung bzw. -neubildungen beim Brennen der Wildschönauer Schiefer unter besonderer Berücksichtigung ihrer Bläheigenschaften. - Forsch.-Ber. Inst. f. Baustofflehre u. Materialprüfung, Univ. Innsbruck.
- SCHULZ, H. (1969): Geologische und verfahrenstechnische Voraussetzungen für die Prognose und Suche von natürlichen Rohstoffen zur Herstellung von Blähton und Blähschiefer. - Z. angew. Geol., 15, 4.
- TURNER, F.J. (1968): Metamorphic petrology. - McGraw-Hill.
- URLICHS, M. (1972): Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 661-709, Innsbruck.
- WEHRLI, H. (Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. - Jb. Geol. B.-A., 78, 357-498, Wien.
- ZOEKE, M.E. (1944): Tiroler Bändertone. - Diss., Univ. Göttingen.

SEDIMENTPETROGRAPHISCHE HINWEISE AUF GLEICHZEITIGE THERMISCHE
BEEINFLUSSUNG DES MITTEL- UND OBEROSTALPINEN ANIS-LADIN DER
KALKKÖGELGRUPPE (TIROL, REPUBLIK ÖSTERREICH)

von H. Krumm und G. Schneider*)

mit 11 Abb. und 2 Tab.

Zusammenfassung

Anis-Ladin-Profile aus dem Bergstock der Kalkkögel südwestlich von Innsbruck wurden unter Berücksichtigung von Vergleichsproben aus dem gesamten Brennermesozoikum auf Tonmineralzusammensetzung, Illitkristallinität und das Calcium/Magnesium-Verhältnis in den Karbonaten untersucht. Die bearbeiteten Proben wurden hinsichtlich ihrer tektonischen Einordnung in Ober-, Mittel- und Unterostalpin gesondert betrachtet.

Das Anis-Ladin aus dem Oberostalpin und dem Mittelostalpin weist im Bereich der Kalkkögel ähnliche Illitkristallinität auf. Innerhalb enger Grenzen ist eine Zunahme der Ordnung von Norden nach Süden und auch vom Hangenden zum Liegenden angedeutet.

Bei den untersuchten Karbonatgesteinsproben aus dem Oberostalpin handelt es sich ausschließlich um Kalke, bei den Karbonaten aus dem Mittelostalpin dagegen ausschließlich um Dolomite. Diese unterschiedlichen Bildungen werden syngenetisch gedeutet.

Zusammenfassung der Diplomarbeit von Gabriele Ochs: "Sedimentpetrographische Hinweise auf eine regionale thermische Beeinflussung im Anis-Ladin der Kalkkögelgruppe (Tirol, Republik Österreich)"
Institut für Geochemie der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt am Main, 1980

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. Hans Krumm und Dipl.-Min. Gabriele Schneider, Institut für Geochemie, J.-W.-Goethe-Universität, Senckenberganlage 28, D-6000 Frankfurt am Main.

Summary

Anisian-Ladinian profiles from the Kalkkögel mountains southwest of Innsbruck were investigated on their clay mineral content, their illite crystallinity and the calcium/magnesium ratio in the carbonate rocks, with consideration of comparison samples from the whole Brenner-Mesozoic.

The samples were treated separately according to their tectonic affiliation to Upper, Middle and Lower Austroalpine.

The Anisian-Ladinian rocks from the Upper Austroalpine and the Middle Austroalpine of the Kalkkögel region show similar illite crystallinity. Within a small range there is an increase of this illite crystallinity from north to south and from the hanging wall to the footwall.

The investigated carbonate samples from the Upper Austroalpine consist entirely of lime and those from the Middle Austroalpine entirely of dolomite. This difference is believed to be syngenetic.

EINLEITUNG

Aus der tektonischen Abfolge der oberostalpinen Decken über den mittelostalpinen (im Sinne TOLLMANNs, 1963, 1977) geht hervor, daß bei der alpinen Orogenese die tektonisch liegenden Einheiten stärkeren allseitigen Druck- und Temperatureinflüssen ausgesetzt waren als die höheren Einheiten. Im Bereich von äußerlich noch "unmetamorph" aussehenden oder nur sehr schwach beeinflussten Sedimentserien (z.B. der alpinen Trias) erschien es daher lohnend, die postsedimentäre Veränderung der Ordnungsgüte der Illite (die sog. "Illitkristallinität") für beide tektonischen Niveaus vergleichend zu untersuchen.

Das Brennermesozoikum bot sich hierfür wegen seines Aufbaus aus ober- über mittelostalpinen Baueinheiten, auflagernd auf Ötztalkristallin, besonders an. Durch seine Lage am Westende des Tauernfensters stand zudem auch unterostalpinen Vergleichsmaterial aus räumlich geringer Entfernung zur Verfügung. Als Untersuchungsobjekte wurden anisich-ladinische Gesteine, bevorzugt in Profilaufnahmen, ausgewählt, weil für diese stratigraphische Abfolge ein reiches Vergleichsmaterial an Ergebnissen eigener Untersuchungen aus der kalkalpinen Trias nördlich des Inns zwischen Arlberg und Achensee zur Verfügung steht.

Der mesozoische Bergstock der Kalkkögel weist nach J. GEYSSANT (1973) Gesteine der mittelostalpinen und der oberostalpinen Fazies auf. Diese sind dem Ötztalkristallin direkt aufgelagert. Getrennt werden die beiden Faziesbereiche nach J. GEYSSANT durch eine tektonische Grenze, wobei das Mittelostalpin dem Oberostalpin aufgelagert ist. J. GEYSSANT deutet den oberostalpinen Span in Übereinstimmung mit TOLLMANN (1963) als eine Spurscholle, die die oberostalpinen nördlichen Kalkalpen beim Überqueren des mittelostalpinen Kristallins zurückgelassen haben, und die anschließend gemeinsam mit dem Mittelostalpin in einer Sekundärbewegung eingewickelt wurde. Durch Bestimmung der Illitkristallinität sowie die Ermittlung des Calcium/Magnesium-Verhältnisses in den Karbonaten sollte versucht werden, ob ein Unterschied zwischen der höher metamorphen mittelostalpinen und der niedriger metamorphen oberostalpinen Einheit festgestellt werden kann. Aus Vergleichsgründen wurden außer im Hauptprofil an der Pfremieswand (1) noch

Proben am Hoadlsattel (2), am Halsl (3), am Wanderweg nördlich Fulpmes in Richtung Halsl (4) und an der Bergstation des Fronebenliftes (5) entnommen. Ebenfalls zu Vergleichszwecken wurden noch Proben aus dem gesamten Brennermesozoikum und der näheren Umgebung untersucht. Sie stammen von der Kesselspitze (6, Mittelostalpin), vom unteren Trunabach im Gschnitztal (7, Mittelostalpin), vom Pflerschtal bei Amichen (8, Mittelostalpin), vom Martinsbühl östlich Zirl (10, Oberostalpin), vom Bachaufschluß oberhalb Thaur (11, Oberostalpin), vom Gnadenfall und vom Nesselgraben in den Radstädter Tauern (Unterostalpin) und von der Mölser Scharte auf dem Gelände des Truppenübungsplatzes Wattener Lizum in den Tarntaler Bergen (9, Unterostalpin). Einen Überblick gibt Abb. 1.

PROBENNAHME

Bei der Aufnahme des Profils an der Pfiemeswand sowie der Vergleichsproben vom Hoadlsattel, vom Halsl und vom Wanderweg nördlich Fulpmes wurde darauf geachtet, jeweils quer zu den von J. GEYSSANT (1973) kartierten Grenzen zwischen Oberostalpin und Mittelostalpin zu beproben, um ein breites Gesteinsspektrum aus beiden Einheiten zu erhalten. Im direkten Bereich der Auflagerung wurde die Probendichte erhöht. Bei den Vergleichsproben wurden keine Profile aufgenommen, jedoch wurde auch hier versucht, möglichst viele Formen der faziell unterschiedlichen Gesteine zu erfassen. Die Proben stammen ausschließlich aus Übertageaufschlüssen. Es wurde darauf geachtet, möglichst unverwittertes Material zu nehmen, um den Einfluß der Verwitterung auf die Halbhöhenbreite (vgl. u.a. WEBER, 1972; HIERONYMI, 1978; TRILLER, 1980) klein zu halten.

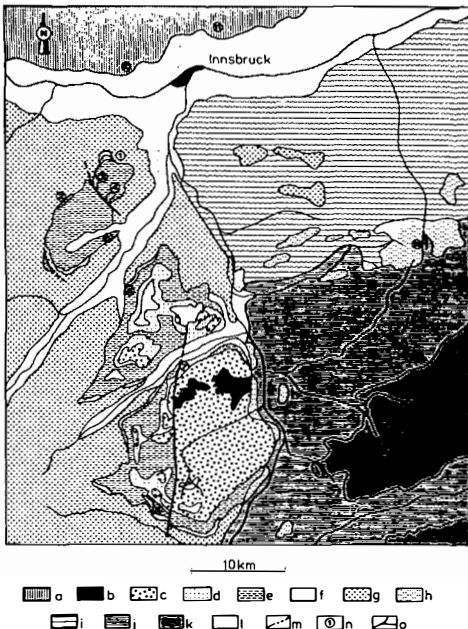


Abb. 1:
Geologische Karte des Unter-
suchungsgebietes nach
J. GEYSSANT (1971)

Oberostalpin :

- a = Mesozoikum
- b = Karbon
- c = Paläozoikum

Mittelostalpin :

- d = Serien jünger als Trias
- e = Trias
- f = Permoskyth
- g = Ötztalkristallin

Unterostalpin :

- h = Mesozoikum
- i = Paläozoikum

Penninikum :

- j = Schieferhülle
- k = Zentralgneis

- l = Quartär, m = Störung,
- n = Probenentnahmestelle,
- o = Flüsse

	Karbonate	Mergel	Sonstiges
Oberostalpin :			
Pfriemeswand	16	11	
Hoadlsattel	3		
Halsl	4		
Fulpmes	6		
Martinsbühel	3	1	
Thaur		8	
Mittelostalpin :			
Pfriemeswand	11		
Hoadlsattel	4	2	
Halsl	4		
Fulpmes	1		
Fronebenlift	5		
Pinnistal	6		3
Gschnitztal	2		
Pflerschtal	3		
Unterstalpin :			
Tarntaler Berge	1	10	3
Radtsädter Tauern	1	2	
Summe	70	34	6

Tab. 1: Probenverteilung

PRÄPARATION

Die gereinigten Proben wurden im Backenbrecher vorgebrochen und anschließend mit der Kreuzschlagmühle gemahlen, der Staubanteil wurde abgesiebt. Erfahrungsgemäß kann hiermit auch der letzte Rest von Verwitterungsbinden eliminiert werden. Von jeder Probe wurden dann 20 g mit 100 ml 20%iger Ameisensäure versetzt. Versuche zeigten, daß durch die Behandlung mit Ameisensäure der Karbonatanteil in den Proben vollständig entfernt wird, ohne jedoch, wie das etwa bei Monochloressigsäure und bei Essigsäure der Fall ist, die Tonminerale anzugreifen und damit deren Kristallinität zu beeinflussen (HIERONYMI, 1978). Die Reaktion der Ameisensäure mit der Probe wurde als abgeschlossen angesehen, wenn der pH-Wert der über der Probe stehenden Lösung kleiner als 4.5 blieb. Bevor die so gewonnene Tonmineralanreicherung weiterverarbeitet wurde, war ein etwa zwölfmaliges Auswaschen mit destilliertem Wasser notwendig, um die bei der Reaktion mit der Ameisensäure entstandenen Calcium-Formiate zu entfernen, da diese Salze bei der Röntgenaufnahme stören können. Der anschließend bestimmte Salzgehalt in der Probe durfte nicht größer als 0.05 mg/ml sein. Um eine bessere Dispergierung zu erreichen, wurden alle Proben im folgenden 15 Minuten lang mit Ultraschall behandelt, bevor die Fraktion < 2 µm nach dem Atterberg-Verfahren abgetrennt wurde. Eine sehr viel aufwendigere Abtrennung der Fraktion 2-6 µm, wie sie WEBER (1972) für die Bestimmung der Illitkristallinität vorschlägt, erwies sich als nicht zweckmäßig, da HIERONYMI (1978) zeigen

konnte, daß innerhalb der gleichen Proben kein Unterschied im Ordnungsgrad des Illits für diese beiden Fraktionen besteht.

Zur Herstellung des Röntgentexturpräparats wurde eine Suspension des Probenmaterials in Wasser in einem Messingzylinder auf Objektträger aus PVC aufsedimentiert. Zu beachten war hierbei, daß die Belegungsichte, d.h. die Menge des auf den Objektträger aufgebrauchten Materials, die Messung der Halbhöhenbreite beeinflusst. Durch Bestimmung des Feststoffgehaltes der Suspension konnte die Flüssigkeitsmenge, die einer bestimmten Belegdichte entspricht, errechnet und vor dem Füllen der Messingzylinder abpipetiert werden. Als konstante Belegungsichte wird bei allen Untersuchungen unserer Arbeitsgruppe 1 mg Substanz auf 1 cm² Präparatfläche verwendet.

RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE

Nach der Sedimentation und dem Eintrocknen des Wassers wurden die Röntgenaufnahmen mit einem Diffraktometer unter folgenden Bedingungen durchgeführt:

Röhre und Art der Strahlung	Cu-Röhre/K-Alpha-Strahlung
Generator	Philips PW 1320
Anregungsspannung und Stromstärke der Röhre	40 kV/20 mA
Filter im Strahlengang	Ni-Filter
Blendensatz	1°/0.2°/1°
Zählrohr	Proportionalzähler 1700 U _B
Goniometervortrieb	1/2°/Min
Papiervorschub	600 mm/h

Es wurden Aufnahmen der hergestellten Texturpräparate und der unbehandelten Pulverpräparate angefertigt. Anschließend wurden alle Texturpräparate routinemäßig 72 Std. in einer gesättigten Monoethylenglycol-(Ethandiol)-Atmosphäre bei 60°C aufbewahrt und anschließend sofort geröntgt, um bei eventuellen Wechsellagerungen des Illits mit quellfähigen Tonmineralen die Form des eigentlichen Illitreflexes zu rekonstruieren.

BESTIMMUNG DER ILLITKRISTALLINITÄT

Die Kristallinität eines Stoffes wird bestimmt durch die räumliche Ausdehnung von homogenen kohärenten Gitterbereichen sowie die Anzahl der in diesen Bereichen auftretenden Gitterfehlstellen. Bei dem unterschiedlichen Wärmefluß der verschiedenen Metamorphosegrade kann davon ausgegangen werden, daß mit steigender Temperatur der Illit mehr Möglichkeit hat, Gitterteilbereiche gleichzurichten und Gitterfehlstellen auszuheilen. Aus diesem Grund kann man die Illitkristallinität als ein Maß für geringe Metamorphosehöhen verwenden.

Auf die Form des Röntgendiagramms wirkt sich eine schlechte Kristallinität durch Verbreiterung der Reflexe bei verminderter Intensität aus. Eine Messung der Breite des Beugungsmaximums auf der halben Höhe abzüglich des Untergrunds ist daher ein Maß für die Kristallinität dieser Glimmerminerale (Halbhöhenbreite, gemessen in mm, vgl. auch KUBLER, 1966, 1968).

Beim Illit wird hierzu das 002-Beugungsmaximum benutzt, es entspricht einer Gitterkonstanten von ca. 10 Å.

Die ausschließliche Verwendung der Fraktion < 2 µm gewährleistete eine Untersuchung ausschließlich der neugebildeten Illite, eine Verfälschung durch detritische Illite mit besserer Kristallinität konnte ausgeschlossen werden.

BESTIMMUNG DES Ca/Mg-VERHÄLTNISSES IN DEN KARBONATMINERALEN

Entsprechend dem Ca/Mg-Verhältnis in den Mineralen Calcit-Dolomit-Magnesit unterscheiden sich die Reflexlagen derselben im Röntgendiagramm. Der Hauptreflex eines stöchiometrischen Dolomits entspricht einem d-Wert von 2.886 Å, bei einem Einbau von Ca⁺⁺ anstelle von Mg⁺⁺ weitet sich das Gitter auf, bedingt durch den größeren Ionenradius des Calciums, der Reflex verschiebt sich in Richtung des Hauptreflexes von Calcit, der einem d-Wert von 3.035 Å entspricht. Nach D.K. RICHTER (1974) hat diese Verschiebung einen linearen Charakter und eignet sich daher direkt zur Bestimmung des Ca/Mg-Verhältnisses in den Proben.

DAS PROFIL AN DER PFRIEMESWAND

Die Pfriemeswand ist eine 2103 m NN hohe Erhebung, die zum Bergstock der Kalkkögel südwestlich Innsbruck gehört. Der untere Anfang des Profils befindet sich oberhalb Mutters, am Weg von der Mutterer Alm zur Birgitzkopfhütte, direkt oberhalb der Auflagerung auf das Ötztalkristallin. Nach J. GEYSSANT (1973) ist unterhalb der Pfriemeswand, die aus Gesteinen der mittelostalpinen Triasserie besteht, ein Span von Oberostalpin eingeschoben. Es handelt sich hierbei um Muschelkalk und Partnachsichten. Morphologisch läßt sich das Einsetzen der weicheren, weniger verwitterungsresistenten Schichten durch eine leichte Verebnung gut erkennen. Bereits F. FRECH (1905) beschäftigte sich mit dem Profil und deutete die Mergel und Tonschiefer als Raibler Schichten, denen Hauptdolomit auflagert. Die darauf erneut folgenden Ton- und Kalkschiefer bezeichnet er als Pyritschiefer und ordnet sie stratigraphisch nicht ein. Darauf läßt er erneut Hauptdolomit folgen. SANDER (1915) bezeichnet die weicheren Gesteine, die er als Pyritmergelschiefer und schwarze, breccienbildende Kalke anspricht, als Basalgesteine und ordnet sie in das Ladin ein und damit dem Bereich der Partnachsichten zu. SPITZ (1918) stellt die dem Ötztalkristallin direkt auflagernden Gesteine in das Anis und spricht sie deshalb als Muschelkalk an. Darauf folgen die schon bei SANDER (1915) beschriebenen Partnachsichten und schließlich Wettersteindolomit, gefolgt von Raibler Schichten und Hauptdolomit, was mit der Deutung von J. GEYSSANT (1973) übereinstimmt. Das für diese Arbeit aufgenommene und beprobte Profil erfaßt oberhalb der Auflagerung auf das Ötztalkristallin die oberostalpinen Gesteine in ihrer Gesamtmächtigkeit, quert nach J. GEYSSANT (1973) die Störung zu den überlagernden mittelostalpinen Gesteinen und endet direkt am Fuß der Pfriemeswand im Wettersteindolomit (vgl. Abb. 2).

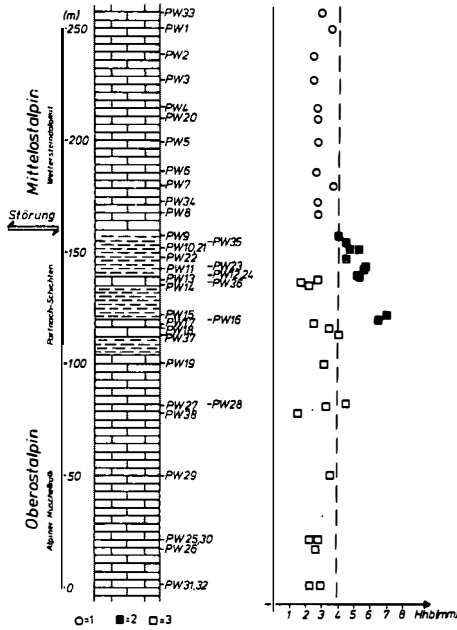


Abb. 2:
 Werte für die Halbhöhenbreite des 10-Å-Illit-Reflexes in Abhängigkeit zur Lage im Profil an der Pfriemswand (gestrichelte Gerade = Regressionsgerade).
 1 = mittelostalpine Karbonatgesteine
 2 = oberostalpine Mergel
 3 = oberostalpine Karbonatgesteine

ILLITKRISTALLINITÄT IM PROFIL AN DER PFRIEMSWAND

Die Halbhöhenbreite des 10-Å-Reflexes wurde in Abb. 2 in Abhängigkeit zur Lage im Profil aufgetragen. Sie schwankt in einem Bereich zwischen maximal 7.5 mm und minimal 2.0 mm, wobei die Werte für die oberostalpinen Partnachmergel zwischen 4.0 mm und 7.5 mm liegen, und damit deutlich höher sind als die Werte der Kalke und Dolomite. Eine Berechnung des Mittelwertes ergibt für den oberostalpinen Teil des Profils einen Wert von 3.92 mm. Im Gegensatz dazu liegt der Mittelwert der mittelostalpinen Proben bei 3.05 mm. Der geringe Unterschied der Mittelwerte für das Anis-Ladin in den beiden tektonischen Einheiten zeigt nicht signifikante Unterschiede in der Metamorphosehöhe an, sondern ist vielmehr das Ergebnis unterschiedlicher Probenbeschaffenheit (Oberostalpin: 16 Kalke und 11 Mergel, Mittelostalpin: 11 Kalke). Hierbei fällt auch auf, daß die Variationsbreite der Werte in den Karbonat-

gesteinen des Mittelostalpins deutlich geringer ist als im Oberostalpin. In beiden Einheiten liegen die Meßergebnisse mit Werten unter 4.0 mm Halbhöhenbreite nach KUBLER (1966, 1968) bereits im epimetamorphen Bereich.

ILLITKRISTALLINITÄT IN DEN VERGLEICHSPROBEN AUS DEM GEBIET DER KALKKÖGEL

Analog zur Kristallinität des Illits in den beiden tektonisch unterschiedlichen Einheiten im Profil an der Pfiemeswand zeigen auch die gemessenen Halbhöhenbreiten der Vergleichsproben vom Hoadlsattel, vom Halsl, vom Wanderweg nördlich Fulpmes und von der Bergstation des Fronebenlifts keinen signifikanten Unterschied zwischen den von J. GEYSSANT (1973) als Mittelostalpin bzw. Oberostalpin bezeichneten Kartiereinheiten. Der Mittelwert der oberostalpinen Proben liegt bei 2.94 mm, der der oberostalpinen bei 3.31 mm. Auch hier läßt sich also allenfalls ein geringer metamorphosebedingter Unterschied feststellen. In Abb. 3 sind die Werte für die Halbhöhenbreite der Vergleichsproben dargestellt.

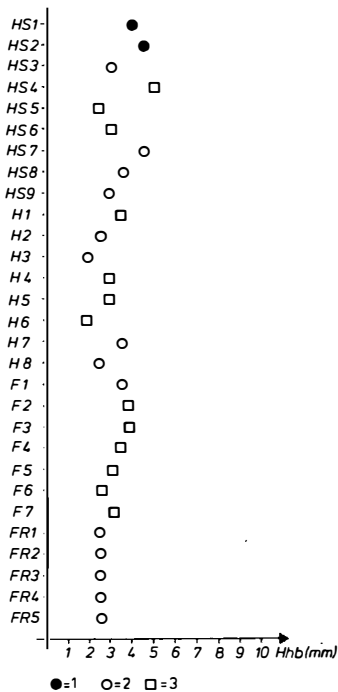


Abb. 3: Halbhöhenbreite des 10-Å-Illit-Reflexes in den Vergleichsproben aus der Kalkkögelgruppe.

- 1 = mittelostalpine Mergel
- 2 = mittelostalpine Karbonatgesteine
- 3 = oberostalpine Karbonatgesteine

ILLITKRISTALLINITÄT IN DEN VERGLEICHSPROBEN PINNISTAL, GSCHNITZTAL, PFLERSCHTAL, TARNTALER BERGE, RADSTÄDTER TAUERN, MARTINSBÜHEL UND THAUR

Diese Proben, die ihrer Herkunft nach nicht in die direkte Nachbarschaft des Profils an der Pfrimeswand und damit nicht zur Kalkkögelgruppe gehören, zeigen, entsprechend ihrer Zugehörigkeit zum Unterostalpin, Mittelostalpin bzw. Oberostalpin einen markanten Unterschied in den Werten für die Halbhöhenbreite des Illitreflexes. Unterostalpin und Mittelostalpin des zentral-alpinen Gebietes bilden eine Gruppe mit gut geordneten Illiten, die den oberostalpinen Proben nördlich der Inntallinie gegenüberstehen. Die Illitkristallinität der mittelostalpinen Proben dieser Probengruppe (Brennermesozoikum) unterscheidet sich nicht von derjenigen aus dem Bereich der Kalkkögelgruppe.

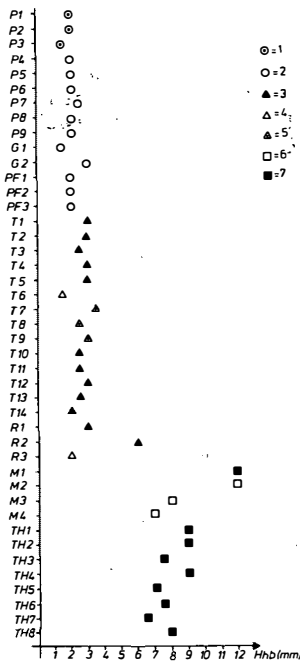


Abb. 4: Halbhöhenbreite des 10-Å-Illit-Reflexes in den Vergleichsproben Pinnistal, Gschnitztal, Pflerschtal, Tarntaler Berge, Radstädter Tauern, Martinsbühel und Thaur.

- 1 = mittelostalpine Klastite
- 2 = mittelostalpine Karbonatgesteine
- 3 = unterostalpine Mergel
- 4 = unterostalpine Karbonatgesteine
- 5 = unterostalpine Klastite
- 6 = oberostalpine Karbonatgesteine
- 7 = oberostalpine Mergel

Der Mittelwert der unterostalpinen Proben aus den Tarntaler Bergen und den Radstädter Tauern beträgt 2.85 mm, für die mittelostalpinen Proben beläuft er sich auf 2.04 mm. Im Gegensatz dazu liegt der Mittelwert der oberostalpinen Proben aus den Südhängen des Karwendels bei 8.42 mm. In Abb. 4 sind die Werte für die Halbhöhenbreite dieser Vergleichsproben dargestellt.

Ca/Mg-VERHÄLTNISS DER KARBONATE IM PROFIL AN DER PFRIEMESWAND

Eine Bestimmung des Ca/Mg-Verhältnisses in den Karbonaten liefert für das Profil an der Pfriemeswand eine klare Unterteilung der Gesteine in zwei Gruppen. Zum einen handelt es sich um stöchiometrisch fast reine Dolomite, während die zweite Gruppe mit 93% bis 100% Calcium aus nahezu reinen Kalken besteht. Auffällig ist hierbei, daß diese beiden Gruppen exakt durch die von J. GEYS-SANT (1973) kartierte Störung zwischen Oberostalpin und Mittelostalpin getrennt werden. Oberhalb der Störung in den mittelostalpinen Gesteinen wurde ausschließlich Dolomit festgestellt, während unterhalb der Störung im oberostalpinen Teil des Profils mit Ausnahme zweier Proben nur Kalké vorhanden sind. Abb. 5 zeigt das Ca/Mg-Verhältnis der Proben in Abhängigkeit zur Lage im Profil.

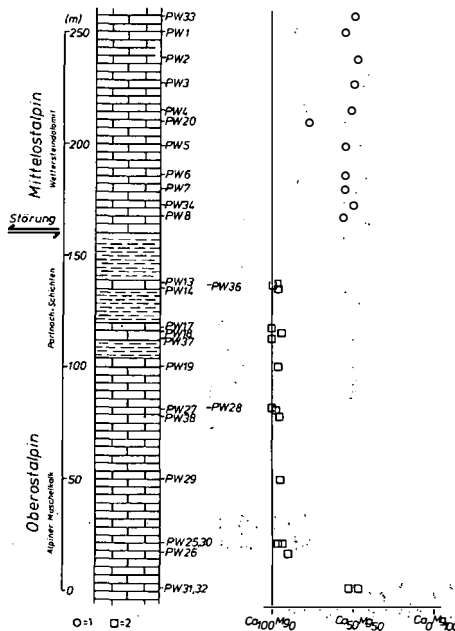


Abb. 5:
Ca/Mg-Verhältnis der Karbonate im Profil an der Pfriemeswand
1 = Mittelostalpin
2 = Oberostalpin

Ca/Mg-VERHÄLTNIS IN DEN VERGLEICHSPROBEN AUS DEM KALKKÜGELGEBIET

Eine Untersuchung der anderen Proben aus dem Gebiet der Kalkkögel ergab das gleiche Ergebnis. Wiederum wurden im Mittelostalpin nur Gesteine dolomitischer Zusammensetzung mit einem Ca-Gehalt zwischen 50% und 60% angetroffen, im Oberostalpin dagegen nur Kalke mit 90% bis 100% Calcium. Die auftretenden Werte sind in Abb. 6 zusammengestellt.

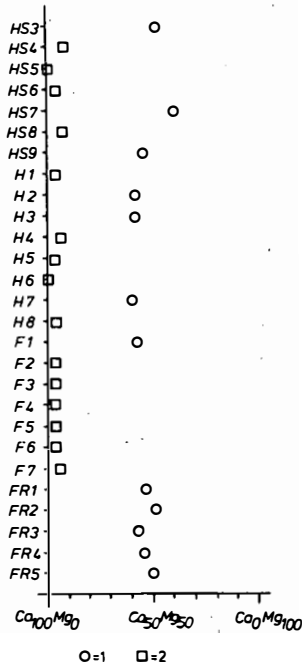


Abb. 6:
Ca/Mg-Verhältnis der Karbonate in den Vergleichsproben aus der Kalkkögelgruppe
1 = Mittelostalpin
2 = Oberostalpin

**Ca/Mg-VERHÄLTNIS DER KARBONATE IN DEN VERGLEICHSPROBEN
PINNISTAL, GSCHNITZTAL, PFLERSCHTAL, TARNTALER BERGE,
RADSTÄDTER TAUERN, MARTINSBÜHEL UND THAUR**

Das zum größten Teil mittelostalpine Material hat analog zu den anderen Proben einen Ca-Gehalt von 45% bis 62%. Die drei Proben aus dem Pflerschtal weisen einen noch höheren Mg-Gehalt von 80% auf. Auch hier unterscheiden sich jedoch wieder die oberostalpinen Proben mit einem Ca-Gehalt von 96% bis 100% von dem anderen Material, so daß die bei den anderen Proben vorgenommene Unterteilung in oberostalpine Kalke und mittelostalpine Dolomite bestätigt wird. Die entsprechenden Werte sind in Abb. 7 zusammengestellt, die beiden unterostalpinen Proben wurden nur der Vollständigkeit wegen mit dargestellt. Auf sie trifft die im vorstehenden erläuterte Unterscheidbarkeit nicht mehr zu.

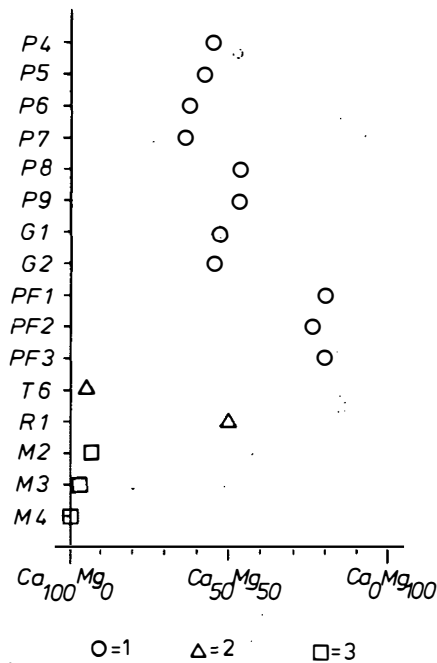


Abb. 7:
Ca/Mg-Verhältnis der Karbonate in den Vergleichsproben Pinnistal, Gschnitztal, Tarntaler Berge, Radstädter Tauern, Martinsbühel und Thaur.
1 = Mittelostalpin
2 = Unterostalpin
3 = Oberostalpin

DISKUSSION DER ERGEBNISSE

a) Betrachtung der Illitkristallinität

Abb. 8 zeigt die unterschiedlichen Werte für die Illitkristallinität im Profil an der Pfriemeswand und an den verschiedenen Vergleichsprobenpunkten, aufgliedert nach oberostalpinen, mittelostalpinen und unterostalpinen Zuordnung.

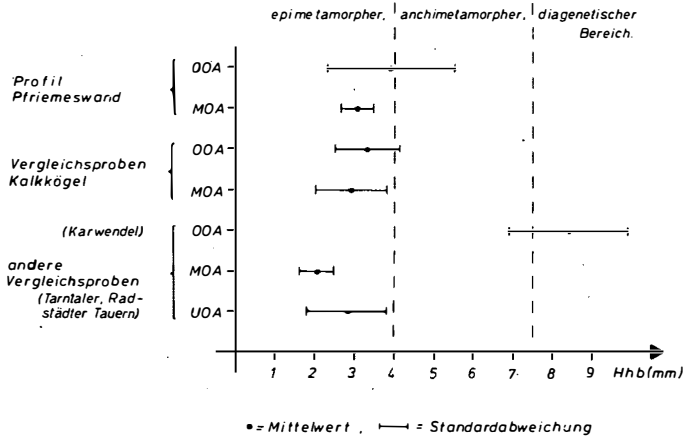


Abb. 8: Zusammenstellung der Werte der Halbhöhenbreite des 10-Å-Illit-Reflexes nach Zugehörigkeit zu den tektonischen Einheiten

Während fast alle Werte im Bereich zwischen 1.5 mm und 6.0 mm liegen, fallen die oberostalpinen Gesteine aus dem Bereich der Nördlichen Kalkalpen (Martinsbühel und Thaur) mit Werten größer als 7.0 mm deutlich heraus. Sie liegen mit ihrem Mittelwert und dem wesentlichen Teil der Variationsbreite noch im (nach KUBLER, 1966, 1968) diagenetischen Bereich, während die südlich der Inntallinie gelegenen unter-, mittel- und oberostalpinen Vorkommen mit einer engen Häufung zwischen 2.0 mm und 4.0 mm bereits dem epimetamorphen Bereich zuzuordnen sind. Weiterhin deutet sich innerhalb dieses Bereiches tektonisch von oben nach unten (ober-/mittelostalpin) und geographisch von Norden nach Süden (Pfriemeswand, Kalkkögel, sonstige Vorkommen im Brennermesozoikum) eine Zunahme des Ordnungsgrades an. Im heutigen Aufschlußbild trennt die Inntallinie Gesteine des Anis-Ladin in nordalpinen Fazies, die dem diagenetischen Bereich angehören, auf wenige km Entfernung von faziell und in der Altersstellung gleichen Gesteinen in epimetamorphem Zustand (vgl. Abb. 8). Das vollständige Fehlen des dazwischen zu erwartenden anchimetamorphen Bereiches weist darauf hin, daß jüngere tektonische Vorgänge diese Teile der ehemaligen Gesteinsabfolge unterdrückt haben müssen.

Geht man davon aus, daß grundsätzlich die oberostalpine Einheit geringerer Metamorphosebeeinflussung unterlegen war als die mittelostalpine, so ist bemerkenswert, daß die Illite in den Gesteinen oberhalb und unterhalb der von J. GEYSSANT (1973) im Gebiet der Kalkkögel angenommenen Störung einen nur geringfügig unterschiedlichen Ordnungsgrad aufweisen.

J. GEYSSANT (1973) begründet seine Einteilung der Gesteine am Nordrand der Kalkkögelgruppe vor allem durch fazielle Beobachtungen und Vergleiche. Diesen faziellen Betrachtungen stellt er tektonische Erwägungen gegenüber. Die faziell eigenständig ausgebildeten Gesteine der oberen (mittelostalpinen) Einheit können am Südrand der Kalkkögelgruppe als dem mittelostalpinen Kristallin ungestört auflagernd bezeichnet werden. Da dieser ungestörte Verband von Trias in zentralalpiner Fazies auf Ötztalkristallin jedoch am Nordrand des Kalkkögelmassivs durch die Gesteine in nordalpiner Fazies unterbrochen wird, muß mit einer anomalen Lagerung gerechnet werden. Die beiden faziell unterschiedlichen Gesteinsgruppen lassen sich also nicht einer ostalpinen tektonischen Einheit zuordnen. Eine Erklärung für den nur geringen Unterschied in der Illitkristallinität ist in der thermischen Geschichte der betrachteten Einheiten zu suchen und in der Ausbreitung von Temperaturerhöhungen in vertikaler Richtung durch bereits bestehende Deckenstapel hindurch.

HOERNES & FRIEDRICHSEN (1978) weisen in der permoskythischen Unterlage des Brennermesozoikums für die frühalpidische Metamorphose Temperaturen von ungefähr 500°C nach. PURTSCHELLER (1971) beschreibt für dieses Gebiet p-T-Bedingungen, die der Grünschieferfazies entsprechen. Aus den Raibler Schichten des Brennermesozoikums ist seit längerem (MILLER et al., 1967) ein an Biotit gemessenes Rb/Sr-Alter von ca. 77 Mio. Jahren bekannt, dem jüngst ein K/Ar-Alter an Hellglimmern derselben Serie von 83 ± 5 Mio. Jahren an die Seite gestellt worden ist (THÖNI, 1982). Sie werden als alpidische Abkühlungsalter interpretiert.

Die in Abb.8 aufgezeigte leichte Staffelung der Ordnungsgrade der Illite anisich-ladinischer Gesteine vom Mittel- zum Oberostalpin legt die Schlußfolgerung nahe, daß zum Zeitpunkt des zugrundeliegenden thermischen Ereignisses die Deckenstapelung bereits erfolgt war. Die Aufbereitung weiterer Proben zur Verfolgung dieser Frage ist in Arbeit.

Als thermisches Ereignis würde die Subduktion des Penninikums unter das Ostalpin in gutem zeitlichen Zusammenhang mit den genannten Altersangaben stehen (W. FRISCH, 1979).

Aus eigenen vorläufigen Untersuchungen ist zu schließen, daß Werte für die Halbhöhenbreite des $10^{\text{Å}}$ -Illit-Reflexes zwischen 2.0 mm und bis zu 4.0 mm unter experimentellen Bedingungen weitgehend unabhängig vom Druck (Untersuchungsbereich in der Gasdruckapparatur zwischen 0.25 kb und 2.5 kb) bei Temperaturen zwischen etwa 300°C bis 400°C eingestellt werden.

Diese Glimmer-Abkühlungsalter aus dem Brennermesozoikum selber, wie auch die Temperaturangaben, machen die geschilderte Deutung sehr wahrscheinlich. Der mögliche Einfluß jüngerer alpidischer Temperaturerhöhungen einschließlich der Tauernkristallisation für diesen regionalen Bereich nahe dem Tauernfenster kann jedoch erst durch radiometrische Altersdaten der die Halbhöhenbreiten liefernden neugebildeten Glimmerminerale ausgeschlossen werden.

b) Betrachtung des Ca/Mg-Verhältnisses in den Karbonaten

Alle untersuchten oberostalpinen, anis-ladinischen Karbonatgesteinsproben setzen sich aus nahezu reinem Calcit zusammen, während in den entsprechenden mittelostalpinen Gesteinen der Trend zu Dolomit hingeht. In Abb. 9 ist die statistische Verteilung des Ca/Mg-Verhältnisses unter Berücksichtigung der tektonischen Zuordnung dargestellt.

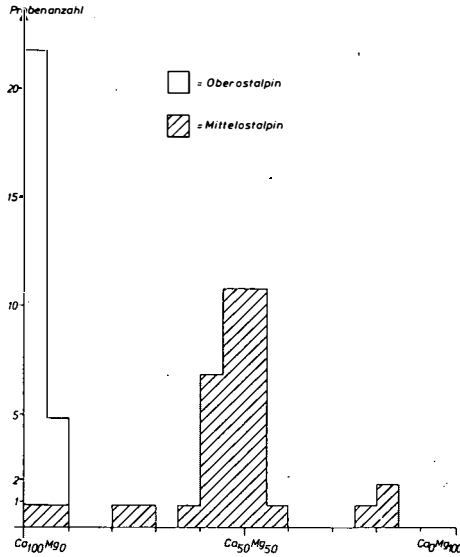


Abb. 9:
Ca/Mg-Verhältnis der Karbonatgesteine in Abhängigkeit zur tektonischen Stellung

Da der Unterschied nicht nur im Profil an der Pfriemeswand auffällt, sondern auch bei sämtlichen Vergleichsproben, muß geklärt werden, ob es sich um eine primäre Eigenschaft oder um eine spätere Beeinflussung handelt.

Zwar wäre eine posttektonische Dolomitisierung im Profil an der Pfriemeswand durchaus so denkbar, daß die unterhalb der Störung eingeschalteten Mergel diese Dolomitisierung gestoppt, d.h. die magnesiumführenden Lösungen nicht durchgelassen hätten, und somit eine partielle Dolomitisierung nur in den oberen Bereichen des Profils erfolgt wäre. Jedoch ist damit noch keine Erklärung für die Unterschiede an den anderen Probeentnahmestellen gegeben. Hinzu kommt, daß im Profil an der Pfriemeswand der oberostalpine Teil derjenige ist, der direkt dem Ötztalkristallin und seiner permoskythischen Bedeckung aufliegt, während der mittelostalpine Teil durch eben jene oberostalpinen Gesteine vom Ötztalkristallin getrennt ist. Somit erhebt sich

die Frage, warum der dem Kristallin näher liegende Teil von einer Dolomitierung verschont geblieben sein soll, während der weiter entfernte Teil des Profils davon betroffen wurde. Durch mikroskopische Untersuchungen des Karbonatgefüges wird bestätigt: Gut erkennbare Sedimentstrukturen und fast fehlende Rekristallisierungserscheinungen deuten auf primär sedimentäre bzw. frühdiagenetische Dolomitbildung, nicht aber auf epigenetische, mit Gefügeveränderungen verbundene Vorgänge hin. Die nur leicht zunehmenden Rekristallisierungserscheinungen in Richtung auf die Störung zu verlangen die Annahme, daß der Stoffbestand in seiner jetzigen Form bereits vor der tektonischen Bewegung, die diese Überschiebung hervorgerufen hat, vorgelegen haben muß, da außer dieser geringen Zunahme der Rekristallisation als Folge der Überschiebung in ihrem Nahbereich keine weitgehenden metamorphen Überprägungen des Dolomitgefüges vorliegen.

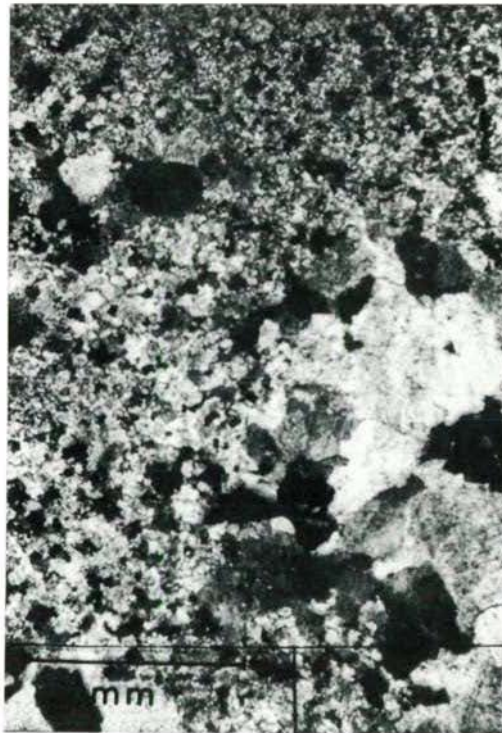


Abb. 10:
Dünnschliffbild der Probe PW 6 (mittelostalpiner Dolomit), + Nicols

Unterhalb der Störung beginnt abrupt der Wechsel zu fast reinen Kal-
ken. Hier nehmen die Rekristallisierungserscheinungen des Calcits in Rich-
tung auf das unterlagernde Ötztal-kristallin stark zu. Im untersten Teil kann
man bereits größere Körner in einer feinen Grundmasse von Calcit beobachten.

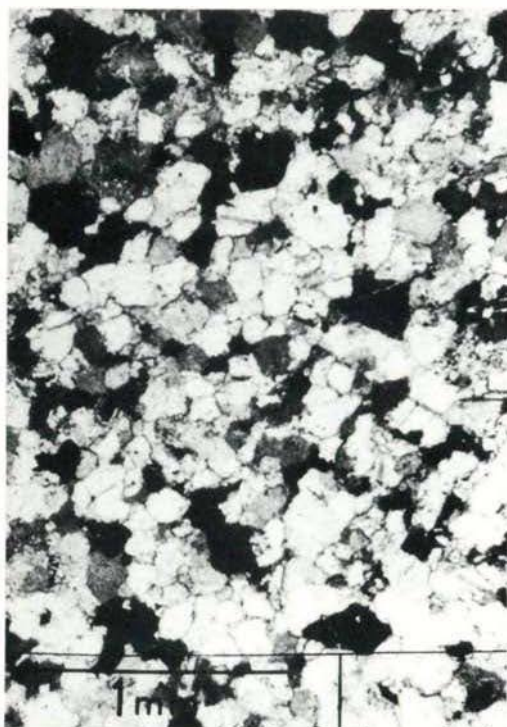


Abb. 11:
Dünnschliffbild der Probe PW 28 (oberostalpiner Kalk), + Nicols

Bei dieser gegen das Liegende zunehmenden Rekristallisierung handelt es sich um einen nach unten zunehmenden Temperatureffekt, bedingt durch die Annäherung an das Öztalkristallin. Die nach oben abnehmenden Rekristallisierungserscheinungen in den hangenden Dolomiten zeigen analog den Ergebnissen der Illitkristallinitätsbestimmungen, daß ein frühalpiner Temperatureffekt das Profil an der Pfriemeswand in seiner gesamten Länge erfaßt hat.

Es kann also davon ausgegangen werden, daß die Dolomite prätektonisch vorlagen und nicht später gebildet wurden. Eine Unterscheidung der mittelostalpinen und der oberostalpinen Proben in Kalke und Dolomite ist daher schlüssig und bestätigt die vorhergehenden Untersuchungen.

ANHANG

Pr.-Nr.	Hhb	Pr.-Nr.	Hhb	Pr.-Nr.	Hhb	Pr.-Nr.	Hhb
PW 1	3.8	PW 29	3.5	F 2	4.0	T 4	3.0
PW 2	2.5	PW 30	2.0	F 3	4.0	T 5	3.0
PW 3	2.5	PW 31	2.3	F 4	3.5	T 6	1.5
PW 4	3.0	PW 32	2.8	F 5	3.0	T 7	3.5
PW 5	3.0	PW 33	3.0	F 6	3.0	T 8	2.5
PW 6	3.0	PW 34	3.0	F 7	3.5	T 9	3.0
PW 7	3.8	PW 35	4.5	FR 1	2.5	T 10	2.5
PW 8	3.0	PW 36	2.0	FR 2	2.0	T 11	2.5
PW 9	4.0	PW 37	4.0	FR 3	2.0	T 12	3.0
PW 10	5.0	PW 38	1.5	FR 4	2.0	T 13	2.5
PW 11	6.0	HS 1	4.0	FR 5	2.0	T 14	2.0
PW 12	5.5	HS 2	4.5	P 1	2.0	R 1	3.0
PW 13	3.0	HS 3	3.0	P 2	2.0	R 2	6.0
PW 14	2.5	HS 4	5.0	P 3	1.5	R 3	2.0
PW 15	7.5	HS 5	2.5	P 4	2.0	M 1	12.0
PW 16	6.5	HS 6	3.0	P 5	2.0	M 2	12.0
PW 17	2.5	HS 7	4.5	P 6	2.0	M 3	8.0
PW 18	3.5	HS 8	3.5	P 7	2.5	M 4	7.0
PW 19	2.9	HS 9	3.0	P 8	2.0	TH 1	9.0
PW 20	3.0	H 1	3.5	P 9	2.0	TH 2	9.0
PW 21	5.5	H 2	2.5	G 1	1.5	TH 3	7.5
PW 22	4.5	H 3	2.0	G 2	3.0	TH 4	9.0
PW 23	6.0	H 4	3.0	PF 1	2.0	TH 5	7.0
PW 24	6.0	H 5	3.0	PF 2	2.0	TH 6	7.5
PW 25	2.5	H 6	2.0	PF 3	2.0	TH 7	6.5
PW 26	2.5	H 7	3.5	T 1	3.0	TH 8	8.0
PW 27	3.0	H 8	2.5	T 2	3.0		
PW 28	4.5	F 1	3.5	T 3	2.5		

Tab. 2: Werte für die Halbhöhenbreite in mm der Aufnahmen der glycolierten Proben (PW = Pfiemeswand, HS = Hoadlsattel, H = Halsl, F = Fulpmes, FR = Fron-
 ebenlift, P = Pinnistal, G = Gschnitztal, PF = Pflerschtal, T = Tarntaler
 Berge, R = Radstädter Tauern, M = Martinsbühel, TH = Thaur)

LITERATUR

- FRECH, F. (1905): Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. - *Wiss. Erg.-Hefte D. u. Ö. AV*, II. Bd., Innsbruck.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. - *Tectonophysics*, 60, 121-139, Amsterdam.
- GEYSSANT, J. (1971): Tectoniques tangentielles successives dans les Alpes de Stubai au Tyrol. - *Rév. de Géogr. Phys. et Géol. Dynamique*, Vol. XIII, fasc. 4, 351-358.
- GEYSSANT, J. (1973): Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. - *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1973, 3, 377-396, Wien.
- HIERONYMI, C. (1978): Untersuchungen zu Sedimentpetrographie und Metamorphoseeinflüssen im Anis-Ladin zwischen Imst und Füssen. - *Unveröff. Dipl.-Arb.*, Frankfurt.
- HOERNES, S. & H. FRIEDRICHSEN (1978): Oxygen and hydrogen isotope study of the polymetamorphic area of the northern Ötztal-Stubai Alps (Tyrol). - *Contrib. Min. Petr.* 67, 305-315.
- KUBLER, B. (1966): La cristallinité de l'illite dans les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. - *Colloque sur les étages tectoniques de la Bacconnière*, 105-122, Neuchâtel.
- KUBLER, B. (1986): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. - *Etat des progrès réalisés ces dernières années*, *Bull. Centr. Rech. PAU, S.N.P.A.*, 2, 385-397, Pau.
- MILLER, D.S.; JÄGER, E. & K. SCHMIDT (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner-Mesozoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). - *Eclog. Geol. Helv.*, 60, 537-541, Basel.
- PURTSCHELLER, F. (1971): Ötztaler und Stubai Alpen. - *Sammlung geol. Führer 53*, Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- RICHTER, D.K. (1974): Entstehung der devonischen und permotriassischen Dolomite der Eifel. - *Contrib. to Sedimentol.*, Stuttgart.
- SANDER, B. (1915): Über das Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen, I: Kalkkögel. - *Verh. Geol. R.-A.*, 140-148, Wien.
- SPITZ, A. (1918): Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. - *Jb. Geol. R.-A.*, 68, 171-204, Wien.
- THÖNI, M. (1982): Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 28, 17-34, Wien.
- TRILLER, E. (1980): Sedimentpetrographische Untersuchungen zu Vulkanismus, Diagenese und Anchimetamorphose in den Partnach-Schichten des Arlberg-Gebietes (Vorarlberg und Tirol). - *Unveröff. Dipl.-Arb.*, Frankfurt.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpen-Synthese. - 256 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. 1. - Deuticke, Wien.
- WEBER, K. (1972): Notes on the determination of illite crystallinity. - *N. Jb. Min. Mh.*, 267-276, Stuttgart.

ZUR GEOLOGIE DES MIEMINGER GEBIRGES

von M. Becke*)

mit 9 Abbildungen und 3 Beilagen

Zusammenfassung

Das Hauptgewicht lag auf der Untersuchung des tektonischen Aufbaus des zentralen und westlichen Mieminger Gebirges (Nördliche Kalkalpen, westlich von Innsbruck, Tirol, Österreich) und der zeitlichen Abfolge der tektonischen Ereignisse.

Das Mieminger Gebirge wird zum größten Teil der Inntaldecke (Tirolikum) zugeordnet. Nördlich davon ist die liegende Lechtaldecke (Hochbajuvarikum). Während der Deckenüberschiebung kam es zur Bildung von mehreren Grenzblättern und zur Zerlegung in einzelne Schollen, die verschieden gefaltet und verschuppt wurden, und anschließend einer Deckenfaltung (Mieminger Gewölbe) unterworfen wurden. Verallgemeinernd kann gesagt werden, daß die älteren tektonischen Akte zu den deckeninternen Strukturen (vorgosauisch) gehören, während die jüngeren tektonischen Ereignisse diejenigen sind, die den gesamten Deckenstapel betreffen (nachgosauisch, Deckenfaltung) und auch im Untergrund noch sichtbar sind.

Summary

The investigations were primarily concentrated on the tectonics of the Mieming Mts. (Northern Calcareous Alps, west of Innsbruck, Tirol, Austria), and on the temporal sequence of tectonic events. The major part of the Mieming Mts. belongs to the Inntal nappe (Tirolikum). The subjacent Lechtal nappe (Hochbajuvarikum) outcrops in the northern part of this area.

The older tectonic events are mainly nappe-internal structures as folds of different size, tear faults and upthrow faults. They are thought to be pregosauic. Younger tectonic events mainly concern the whole pile of nappes as nappe folding.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Max Becke, Institut für Geophysik, Montanuniversität, A-8700 Leoben, Austria

1. EINLEITUNG

Die vorliegende Arbeit ist ein Teil der Dissertation mit dem Thema "Geologisch-tektonische und paläomagnetische Untersuchungen im Mieminger Gebirge". An dieser Stelle wird vorwiegend der tektonische Bau der Mieminger und der zeitliche Ablauf der tektonischen Ereignisse dem Leser vorgestellt. Das Kapitel Paläomagnetik wird nach Einarbeitung neuer Ergebnisse demnächst an anderer Stelle veröffentlicht.

Das Mieminger Gebirge liegt westlich von Innsbruck zwischen der Seefelder Senke im Osten und dem Fernpaß im Westen. Im Süden wird das Arbeitsgebiet vom Mieminger Plateau mit seinen mächtigen glazialen und interglazialen Ablagerungen, im Norden vom Ehrwalder Becken und dem Gaisal begrenzt (Abb. 1).

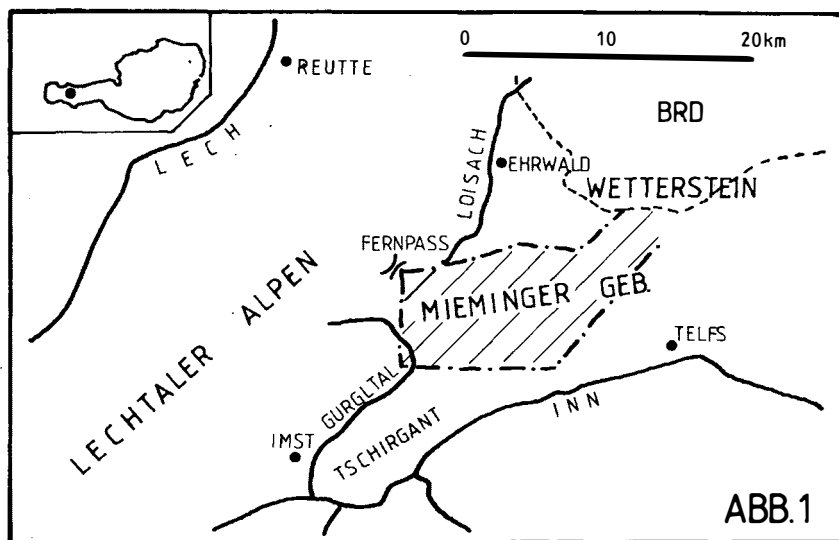


Abb. 1: Lageplan des Arbeitsgebietes

Die erste Bearbeitung der Mieminger wurde von AMPFERER zu Beginn des Jahrhunderts durchgeführt: AMPFERER (1902, 1905 a, b) charakterisiert dieses Gebirge als großes Gewölbe, dessen Scheitelzone, die sich nach Westen keilförmig verbreitert, eingesunken ist. Auch zählt AMPFERER (1912) die Mieminger bereits der Inntaldecke zu, jedoch das Wettersteingebirge, das ja nur im Westen aus dem Verband mit seiner Decke gelöst ist, während es im Osten bei Mittenwald mit dieser unzweifelhaft zusammenhängt, der tektonisch liegenden Lechtaldecke. An dieser Zuordnung des Wettersteingebirges entfachte sich ein lebhafter Streit, auf dessen Seite AMPFERER (1912, 1914) und auf dessen anderer SCHLAGINTWEIT (1912 a, 1912 b), MYLIUS (1914, 1915, 1916) und LOESCH (1915) standen.

Einen mehr oder weniger ungestörten Übergang von der Inntaldecke (Vorbergzug) zur Lechtaldecke (Puitentalzone) sahen KRAUS (1956) und ZITZLSPERGER (1960), wobei ein primäres Fehlen von Hauptdolomit zwischen Raibler Schichten und Jungschichten in Erwägung gezogen wurde.

Eine neue Bearbeitungsperiode zu Beginn der Sechzigerjahre ging von den Münchner Instituten aus. Hier ist als erster H. MILLER (1962, 1963 a, 1963 b, 1965) zu nennen, der das Mieminger Gebirge und das Wettersteingebirge in stratigraphischer sowie tektonischer Hinsicht neu überarbeitete und die tektonischen Beziehungen zwischen den beiden Gebieten untersuchte. Weitere Arbeiten wurden von BÖGEL (1958), BOCK (1965), GERMANN (1963) und ZITZLSPERGER (1960) angefertigt, die aber meist kleinere Areale und speziellere Fragestellungen bearbeiteten. Die jüngsten Arbeiten waren stratigraphisch-fazieller Natur (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1976; ENDERS, 1974).

In den weiten Nordkaren der Mieminger lassen sich die einzelnen post-Würm-Vereisungsstadien fast lehrbuchhaft verfolgen; sie wurden von W.v. SENARCLENS-GRANCY (1938) aufgenommen.

Da im Rahmen dieser Arbeit stratigraphische Untersuchungen vorwiegend dazu dienten, Unklarheiten bei der Kartierung in tektonisch heißen Zonen zu beseitigen, wird auch an dieser Stelle nicht näher auf die allgemein bekannte Stratigraphie der Nördlichen Kalkalpen (TOLLMANN, 1976 b) eingegangen. Nur auf zwei Punkte möchte der Autor kurz hinweisen:

a) Der Begriff des Alpenen Muschelkalks ist eigentlich ein Sammelbegriff für verschiedene Schichtglieder mit teilweise sogar stark voneinander abweichender Fazies. Auch der stratigraphische Umfang wurde von etlichen Autoren verschieden angesetzt. Daher besteht die Tendenz, diesen Begriff zu streichen (G.v. ARTHABER, 1906, S. 261; O. KÜHN, 1962, S. 305; TOLLMANN, 1976 b, S. 65 ff). Aus kartierungstechnischen Gründen ist es jedoch oft unmöglich, den Alpenen Muschelkalk wegen der Geringmächtigkeit mancher Teilerien in der geologischen Karte oder den Profilen zu untergliedern. Daher wird auch in dieser Arbeit der Begriff des Alpenen Muschelkalks für die in diesem Gebiet vorkommenden drei Schichtglieder als Sammelbegriff gebraucht (untere Gesteinsserie: Virgloriakalk oder Wurstel- und Bankkalkserie; mittlere Gesteinsserie: Steinalmkalk oder Massenkalkserie; obere Gesteinsserie: Reiflinger Knollen- und Bankkalk).

b) Radiolarit: In der Puitentalzone südlich vom Hohen Kamm konnten in den direkt hangenden bunten Aptychenschichten erstmals Laevaptychen gefunden werden, die von Herrn Doz. Dr. RESCH (Innsbruck) bestimmt wurden.

Laevaptychus tenuilongus TRAUTH var. *cincta* TRAUTH (1931): die einzigen bei TRAUTH (1931, S. 53) erwähnten Exemplare stammen aus dem Malm γ und δ von SW-Deutschland.

Laevaptychus cf. *flamandi* (THURMANN & ETALLON) em. TRAUTH var. *zonophora* TRAUTH (1931): das einzige bei TRAUTH (1931) erwähnte Exemplar ist aus dem Malm ϵ des Berner Jura.

Laevaptychus latissimus TRAUTH (1931): Alter: gesamter Malm.

Vor allem durch die ersten beiden angeführten Formen ergibt sich eine obere Grenze des Radiolarits bereits im unteren Kimmeridge.

Die Meinung einer Gleichzeitigkeit der Radiolaritbildung im gesamten Alpenraum (TOLLMANN, 1976 b, S. 342) scheint dadurch widerlegt zu werden, zumindest was die Obergrenze betrifft.

So liegt diese in der Langbathzone (OO) im Untertithon (mündl. Mitt. von Prof. MOSTLER über neue Radiolarienbestimmungen), in der Puitentalzone jedoch um eine ganze Stufe tiefer, im unteren Kimmeridge.

2. TEKTONIK

Im folgenden werden die einzelnen tektonischen Elemente des bearbeiteten Gebietes eingehend beschrieben. Zwei tektonische Karten und eine Profilsérie (Beilagen 1-3) sollen dem Leser den Aufbau graphisch darstellen.

Im großen gesehen zerfällt das Gebiet in die liegende Lechtaldecke, die im Untersuchungsgebiet nur einen schmalen Teil im Norden einnimmt, und die hangende Inntaldecke, die den größten Teil des kartierten Gebietes umfaßt.

2.1. Lechtaldecke

Im Arbeitsgebiet wird der Nordsockel des Wannigstocks, bestehend aus einem Hauptdolomitsattel und einer isoklinal gefalteten Jungschichtenzone und dem Wettersteingebirge mit einer südlich vorgelagerten Jungschichtenzone, die in der Literatur auch als Puitentalzone bekannt ist, der Lechtaldecke zugeordnet.

2.1.1. Hauptdolomitbereich im nördlichen Wannigstock

Der Hauptdolomit baut den nördlichen Sockel des Wannigstockes von der Tal-
furché des Fernpasses bis hinauf zur Verebnung im Bereich der Nassereither
Alm auf. Er bildet eigentlich nur einen kleinen Ausläufer des südlich an die
Lermooser-Holzgauer Synklinale anschließenden Antiklinoriums.

Der Hauptdolomit bildet einen Sattel (Abb. 8 a, Beilage 3), der beson-
ders gut im Einschnitt des Brantweintales zu erkennen ist. Der Sattelnern
ist durch mehrere b-c-Klüfte gestört und an diesen auch deutlich versetzt.
Die Antiklinale wird nach Westen zu spitzwinkelig von der Fernpaßfurché
abgeschnitten. Im Detailbau weist der Südflügel des Sattels generelles E-W-
Streichen, aber stark verschiedenes Südfallen auf. Dies wird durch eine
Kleinfaltung (Abb. 8 b) im Zehnmeterbereich bedingt.

Ganz im Westen des Südflügels, direkt an der Bundesstraße, findet man
ein Gipsvorkommen. Der Gips ist diapirisch in den Hauptdolomit eingedrungen
und verursacht in diesem Gebiet chaotische Lagerungsbedingungen.

Getrennt durch das Brantweintal ist weiter im Osten im Bremstattkopf,
nördlich des Marienbergjoches, nochmals Hauptdolomit aufgeschlossen.
Er bildet ebenfalls einen Sattel, dessen Scheitel jedoch eine kleine Mulde auf-
weist, in der noch Kössener Schichten erhalten sind. Diese Mulde taucht mit
etwa 25° nach Osten in die große Schutthalde, die von den Marienbergspitzen
herabzieht, ein.

Am Rücken, der vom Bremstattkopf zum Marienbergjoch hinaufzieht, ist
eine Verschuppung obertriadischer Gesteine (Hauptdolomit, Plattenkalk und
Kössener Schichten) mit geringen Anteilen von Allgäuschichten auskartierbar
(Abb. 2).

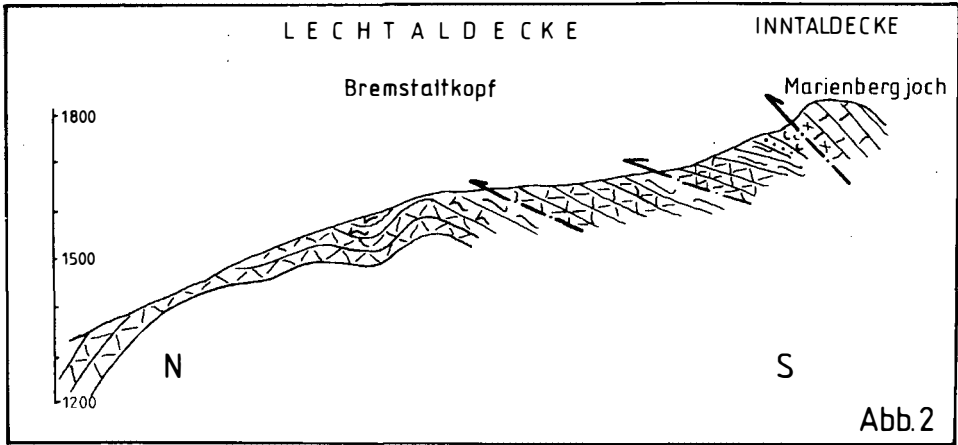


Abb. 2: Detailprofil im nördlichen Wannigzug. Verschuppung der Lechtaldecke im Bereich Marienbergjoch an der Deckenbahn (Legende in Beilage 3)

2.1.2. Jungschichtenzone im nördlichen Wannigstock

Bedingt durch die Inkompetenz und die leichte Erodierbarkeit der Jungschichtenzone tritt diese auch morphologisch durch die Verebnung im Bereich der Muthenau-Alm (= Nassereither Alm) deutlich hervor.

Sie bildet ein isoklinal gefaltetes Schichtpaket und umfaßt Allgäuschichten bis grüne Aptychenschichten. In den westlichen Ausläufern der Muthenau-Alm sieht man besonders deutlich am Radiolarit als Leithorizont eine doppelte Mulde, deren verbindender Sattel durchgeschert ist. Die Richtung der Faltenachse ist ungefähr parallel zum Deckennordrand der Inntaldecke und taucht mit ca. 5° nach ENE ein. Auffallendes tektonisches Merkmal ist ein enggepreßter, isoklinaler, nordvergenter Faltenbau, in dem nur Längsstörungen größere Bedeutung zukommt. Es ist ein sehr ähnliches Bild, wie es etwas später auch von der Puitentalzone gezeigt wird.

Doch plötzlich zeigt sich nördlich des Wanniggipfels ein gänzlich veränderter Bauplan. Dieser Bereich wurde von BOCK (1965) bereits in einer Sonderkartierung im Maßstab 1:3 300 eingehend aufgenommen. BOCK interpretiert diesen Bereich als Abfolge von vier Mulden mit jeweils bestörten Sätteln. Betrachtet man das Kartenbild dieses Gebietes, fällt vor allem das dieses Areal beherrschende System von in etwa N-S verlaufenden Störungen auf. Eine Richtung also, die weder aus der hangenden tektonischen Einheit der Inntaldecke, noch aus dem Hauptdolomit der Lechtaldecke bekannt ist. Weiters erscheint auch eine abrupte Verdoppelung der Faltenzahl unter gleichen, sehr starken Einengungsbedingungen unwahrscheinlich. Durch das Fehlen von tief einschneidenden Erosionsrinnen ist es leider nicht möglich, ein sicheres dreidimensionales Bild dieser auffälligen Struktur zu entwerfen.

Da die von BOCK (1965) oben erwähnte Lösung nicht unbedingt befriedigend erscheint, wurden auch noch andere Möglichkeiten der Deutung in Erwägung gezogen. Betrachtet man das erwähnte Gebiet von der anderen Talseite, mag es von der Ferne an einen großen, bereits abgefahrenen Hangrutsch erinnern. Begeht man jedoch den Hang eingehend, müßte man zumindest im oberen Teil die Allgäuschichten und den Radiolarit durchverfolgen können. Doch ist das morphologisch höchste Vorkommen von Radiolarit nicht tiefer, wie man es bei einer Rutschung erwartet, sondern bedeutend höher. Somit scheidet (sub-) rezente Hangtektonik für die Erklärung des abweichenden Bauplanes sicher aus.

So möchte der Autor die hier auftretenden Phänomene mit synsedimentärer Tektonik lösen, die im folgenden genauer erläutert werden soll.

- a) Die bereits erwähnten N-S-Störungen können weder mit der hangenden noch mit der liegenden Einheit in Einklang gebracht werden. Sie müssen daher einer präorogenen Phase zugeordnet werden.
- b) Die tektonischen Hauptelemente in der Nähe einer Deckengrenze sind meist (sub-) parallel dazu angeordnet. Es handelt sich dabei meist um Störungen, die Falten durchschneiden. Hier jedoch sind eine Menge sehr spitzwinklig verlaufender Störungen ungefähr in N-S-Richtung vorherrschend.
- c) Dieser für eine Jungschichtenzone fremde Bauplan hat nur eine Längserstreckung von ca. 1 km.
- d) Es gibt ferner bereits genügend Hinweise, daß es im Oberjura Bodenunruhen gab, die zu Breccienbildung und Slumpings Anlaß gaben. So sind hier z.B. die Schwarzbergklambreccie, die Tauglbodenbreccie, die Rofanbreccie oder die Hinterrißschichten zu nennen, aber auch Schichtwiederholungen infolge von synsedimentären Rutschungen sind bestens bekannt (PLÖCHINGER, 1975).

2.1.3. Wettersteingebirge und Jungschichtenzone (Puitentalzone)

Die Jungschichtenzone wird im Norden vom mächtigen Gebirgsstock des Wettersteins begrenzt. Das Wettersteingebirge bildet eine flache Mulde, die im Westteil weit herausgehoben wurde, bei Mittenwald jedoch eindeutig mit der Lechtaldecke zusammenhängt. Der gesamte West- und Südfuß ist von Jungschichten eingerahmt. Interessant ist vor allem die Tatsache, daß am Nordrand eine nordvergente, am Südrand eine südvergente Überschiebung anzutreffen ist. Ein Westschub der gesamten Wettersteinmasse, wie er früher von einigen Autoren wie BODEN (1930) oder auch LEUCHS (1930) angenommen worden ist, wurde bereits von MILLER (1963 a, S. 311 ff) widerlegt.

Ein viel größerer Streit entstand aber an der Zuordnung des Wettersteingebirges entweder zur Lechtaldecke oder zur Innaldecke. Auf der einen Seite standen AMPFERER (1912, 1914, 1931), REIS (1911) und REIS & PFAFF (1911), die das Wettersteingebirge zur Lechtaldecke zählten, sowie in späterer Folge HEISSEL (1958), TOLLMANN (1976 a) und der Autor selbst. Dieser Auffassung entgegen standen LOESCH (1915), MYLIUS (1915, 1916) und SCHLAGINTWEIT (1912 a, b). In späterer Zeit sahen KRAUS (1956) und ZITZELSPERGER (1960) einen mehr oder weniger ungestörten Übergang von der Innaldecke (Vorbergzug) zur Lechtaldecke (Puitentalzone), wobei ein primäres Fehlen von Hauptdolomit zwischen Raibler Schichten und Jungschichtenzone in Erwägung gezogen wurde.

Die Jungschichtenzone beginnt im Osten nördlich von Leutasch im sogenannten Puitental und zieht zwischen Wettersteinsgebirge und Vorbergzug bis ins Ehrwalder Becken. Sie ist durchwegs sehr eng, teilweise sogar isoklinal gefaltet, wie wir es auch schon als typischen Baustil im Wannigstock kennengelernt haben. MILLER (1963 a) erkannte den antivergenten Bau, der am deutlichsten am Westende bei Ehrwald ausgeprägt ist. Der Nordrand der Puitentalzone ist eindeutig südvergent und deutet auf eine Rücküberschiebung des Wettersteingebirges hin. Der Südrand hingegen ist meist mehr oder weniger deutlich nordvergent, was durch die nordgerichtete Deckenüberschiebung des Mieminger Gebirges hervorgerufen wurde.

Dominierend ist eine große Mulde, deren Kern mit grünen Aptychenschichten gefüllt ist. Im Süden anschließend ist des öfteren eine Reihe von kleinen, meist isoklinalen Falten aufgeschlossen, die dann direkt an den Vorbergzug grenzen. Sehr deutlich ist dies am Verbindungsgrat vom Hochwannigkopf zum Hohen Kamm zu sehen (Abb. 3). Zusätzlich ist die Puitentalzone durch eine Reihe von E-W verlaufenden Längsstörungen zerschert.

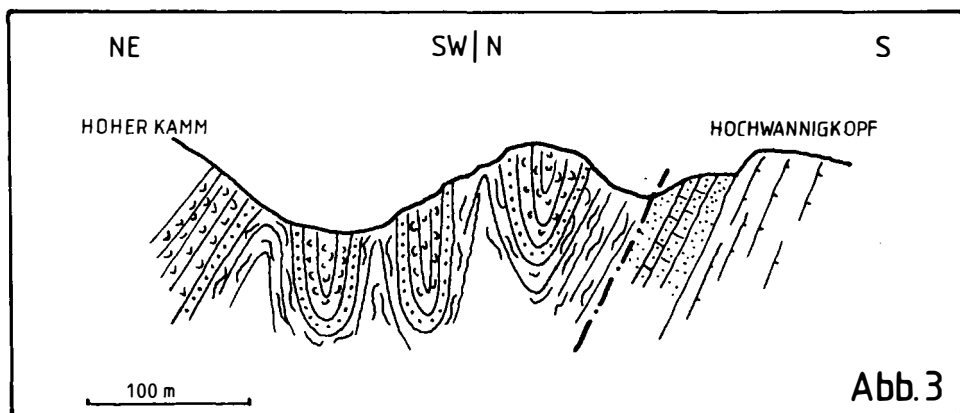


Abb. 3: Intensive Verfallung der Jungschichten im Südteil der Puitentalzone zwischen Wettersteingebirge und Vorbergzug (Legende in Beilage 3)

Außerdem gibt es noch eine Reihe isolierter Jungschichtenaufschlüsse. An der Basis der Überschiebung des Issentalkopfes sind vor allem an seiner Westseite, aber auch östlich davon bei der Hochfeldernalm Jura- und Neokongesteine aufgeschlossen. Sie lassen deutlich eine annähernd horizontale Überschiebung erkennen.

Auch zwischen dem Vorbergzug im Süden und der Nordscholle der zentralen Mieminger sind noch einige Aufschlüsse von Jungschichten perlchnurartig aufgereiht. Diese dürften zwischen den beiden Wettersteinkalkmassen hochgequetscht worden sein.

2.2. Inntaldecke

Der größte Teil des Arbeitsgebietes wird von der Inntaldecke eingenommen. Die Nordbegrenzung bildet die soeben beschriebene Jungschichtenzone. Die Deckengrenze ist im Wannigstock, genauso wie in der westlichen Fortsetzung zur Heiterwand (NIEDERBACHER, 1980) steilgestellt. Vom Marienbergjoch stößt die Inntaldecke einige Kilometer weit nach Norden vor, bis zum Rauhen Kopf und den Seebenwänden, die die Südeinrahmung der Ehrwalder Alm bilden. Die Nordgrenze des Hauptkörpers der Inntaldecke ist am unteren Nordhang des Gaistales meist von Schutt bedeckt. Zwischen den im Norden anschließenden Vorbergzug, der ebenfalls der Inntaldecke zuzuordnen ist, schiebt sich noch halbfensterartig ein Keil von Jungschichten.

2.2.1. Vorbergzug mit Issentalkopf

Der Vorbergzug beginnt im Westen mit dem Issentalkopf und bildet, durch die Gatterlstörung nach Norden versetzt, die Gipfelserie vom Hochwannigkopf bis zur Gehrenspitze bei Leutasch.

Der Issentalkopf bildet den östlichen Talabschluß der Ehrwalder Alm. Er ist eine vom übrigen Vorbergzug isolierte Scholle. An seiner Westseite kann man sehr gut die annähernd söhlig liegende Überschiebungsfläche verfolgen. Zieht man noch den bereits erwähnten Aufschluß von Jungschichten 200 m östlich der Hochfeldernalm in Betracht, ergibt sich eine wenige Grade nach Westen geneigte Fläche.

Nur der Süden der Issentalkopfscholle ist durch mehrere Brüche zerhackt, wodurch sich eine Wiederholung von Wettersteinkalk und Raibler Schichten ergibt. Diese Ost-West verlaufenden Brüche dürften wohl jünger als die Überschiebungsbahn sein.

Nach einer fast einen Kilometer langen Aufschlußlücke, in der der Vorbergzug vermutlich erosiv entfernt wurde und nur riesige Schutthalden über den Jungschichten liegen, beginnt der eigentliche Vorbergzug mit einem mächtigen Paket von Wettersteinkalk und Raibler Schichten. Der gut gebankte Wettersteinkalk fällt mit 70-80° nach NNE ein. Die Raibler Schichten im Hangenden, die direkt an die Jungschichten anschließen, sind noch erstaunlich gut erhalten.

Typisch für den Vorbergzug ist ein ausgeprägtes SW-NE-Störungssystem. An diesen Versetzungen wird der östliche Teil immer nach Norden vorgeschoben, so daß sich - großräumig gesehen im Widerspruch zum NW-SE-Schichtstreichen - ein E-W-Streichen des gesamten Körpers des Vorbergzuges ergibt.

Dieses Störungssystem gehört einem jungen Diagonalstörungssystem (Mohrsches Spannungssystem) an, wobei in diesem Gebiet nur eine Richtung ausgebildet ist. SCHMIDT-THOME (1954) ordnete diese Richtung dem "Loisachsystem" zu, die NW-SE-Richtung dem "Ammerssystem".

2.2.2. Das zentrale Mieminger Gebirge

Dieser Bereich wird im Westen und Norden von der Deckengrenze, im Süden von der Südrandstörung begrenzt. Dieses Gebiet ist gekennzeichnet durch eine südvergente und mehrere nordvergente Über- und Aufschiebungen.

Besonders hervorzuheben sind noch zwei ungefähr senkrecht zur Überschiebungsbahn stehende Störungen, deren beide Seiten einen stark voneinander abweichenden Aufbau zeigen. Dieses recht kompliziert gestaltete Gebiet wurde nachträglich noch durch vertikale E-W verlaufende Brüche zerstückelt.

In den folgenden Unterkapiteln werden die einzelnen Bauelemente, von Nord nach Süd fortschreitend, eingehend beschrieben.

Nordscholle

Dieser Begriff der Nordscholle wurde bereits von MILLER (1963 a) geprägt und wird in dieser Arbeit im gleichen Sinn verwendet. Sie wird vorwiegend durch ein Plateau, das den Gipfeln der Sonnenspitze und des Vorderen Tajakopfes im Norden vorgelagert ist, und dann nach Osten hin ins breite Gaistal überleitet, gebildet; ferner baut sie den Hauptgipfel der Sonnenspitze auf und einen Teil der Nordflanken von Taja-, Igels- und Breitenkopf. Die Südbegrenzung ist durch eine nordvergente Überschiebung, die MILLER (1963 a) "C"-Störung nannte, gegeben. Nach Osten hin hängt dieser Bereich vermutlich ohne bedeutende Störung mit dem Hauptkörper der Inntaldecke direkt zusammen.

Der nördlichste Teil bei der Pestkapelle ist durch einen jungen, vertikalen Bruch etwas abgesenkt. Er bildet einen 100 m breiten Streifen von knapp 1 km Länge, auf dem noch Raibler Schichten erhalten sind. Es dürfte sich hierbei um das gleiche E-W verlaufende Bruchsystem handeln, das bereits bei der Besprechung des Issentalkopfes erwähnt wurde.

Der Hauptteil, der die plateauartige Verflachung bildet und dann ins Gaistal übergeht, ist im Ostteil durch die Überdeckung von Moränen, Hangschutt und kleinen Felsstürzen nur spärlich aufgeschlossen. Kennzeichnend ist eine meist flache Lagerung, die durch einige Falten im 100-m-Bereich unterbrochen ist. Die konstruierten Faltenachsen fallen mit 10° bis 25° nach Westen ein (Abb. 8 c, d). Dieses Westtauchen der Achsenrichtungen ist nicht ident mit dem großräumigen Osttauchen des gesamten Bereiches. Diese verhältnismäßig kleinräumigen Falten scheinen somit einem eher frühen Verfaltungsakt anzugehören.

Viele Autoren (z.B. SCHLAGINTWEIT, 1912 a; MYLIUS, 1914; LEUCHS, 1924, 1927; HEISSEL, 1958; BÖGEL, 1958) sprechen hier von einer Gaistalmulde, was MILLER jedoch ablehnt. Dem Gegenargument von MILLER (1963 a, S. 302), daß der Vorbergzug kein Muldenordflügel sein kann, ist sicher beizupflichten. Doch sollte man nicht unerwähnt lassen, daß über den gesamten Bereich des Gaistales sich der Nordflügel des Mieminger Gebirges verflacht und an einigen Stellen auch Südfallen feststellbar ist. MILLERs Nördliche Teilmulde ist somit die Westfortsetzung der Gaistalmulde.

In der Sonnenspitze baut sich eine Antiklinale auf. MILLER (1963 a) bezeichnet diese als Nördlichen Teilsattel. Der Kern der Antiklinale ist zwar durch nordvergente Aufschiebungen gestört, doch ist die Sattelstruktur an der Ostflanke der Sonnenspitze noch sehr gut erkennbar (Beilage 3, Abb. 8 e).

Durch die im Kessel des Seebensees weit nach Norden vordringende "C"-Störung wird die in der Sonnenspitze noch so mächtige Antiklinale fast völlig überfahren. Nur ein kleiner Rest von Muschelkalk am NW-Fuß des Vorderen Tajakopfes zeugt noch von dieser Struktur.

Am Fuß der Westwand der Sonnenspitze liegt noch eine kleine Scholle, die vorwiegend aus Reichenhaller Dolomiten, Muschelkalk und etwas Wettersteinkalk besteht. Sie muß bereits früh durch einen Bruch vom übrigen Teil abgetrennt worden sein, da man in ihr die eben beschriebene Antiklinale nicht erkennen kann (Grenzblatt?).

Tajakopfschuppe

Sie wird im Norden von der schon erwähnten "C"-Störung begrenzt und im Süden von der einzigen südvergente Aufschiebung, der "B"-Störung (MILLER, 1963 a). Ihre Längserstreckung von der Biberwierer Scharte bis zum Igelskopf beträgt ca. 4 km. Der Aufbau ist sehr einfach. Sie besteht aus einem steil nach Nord einfallenden Schichtpaket aus Reichenhaller Schichten, Muschelkalk und Wettersteinkalk. Nach unten hin tritt eine leichte Verflachung der Lagerung ein, so daß hier eine ursprüngliche Synklinale, die durch die "C"-Störung abgesichert wurde, vermutet werden darf.

Diese Ansicht spiegelt sich auch in der Bezeichnung der Tajakopfschuppe als Mittlere Teilmulde (MILLER, 1963 a) wider. Um das gleiche Maß, um das die Sonnspezantiklinale im Tajakopf eingeeignet wird, entfaltet sich die Tajakopfschuppe ebenshier zu ihrer größten Breite. Weiter nach Osten nimmt sie rasch an Mächtigkeit ab, da sich die beiden begrenzenden Störungen bereits wenig östlich der Igelscharte spitzwinkelig treffen.

Schuppen und Bruchzone rund um die Coburger Hütte

Der südlich anschließende Bereich ist nicht nur durch eine alte Verfallung und jüngere Auf- und Überschiebungen gekennzeichnet, sondern noch zusätzlich durch Bruchstrukturen, die annähernd senkrecht zur Einengungsrichtung verlaufen und spätestens zu Beginn der ersten Großfaltung entstanden sein müssen. Beide Seiten sind stark abweichend voneinander gefaltet. Diese oben angeführten Eigenschaften können am besten mit dem Begriff Grenzblatt umschrieben werden (TOLLMANN, 1973, S. 349 ff).

Drachenkopfgrenzblatt

Das Drachenkopfgrenzblatt beginnt im Süden am Ostgrat des Grünsteines und zieht durch die sogenannte "Schneerinne" in das westlichste Drachenkar hinab, trennt den Ostteil des Vorderen Drachenkopfes vom Hauptgipfel ab - hier ist die unterschiedliche Faltung am besten zu erkennen - und verschwindet dann im Schutt des Seebenseekessels. Hier scheint das Drachenkopfgrenzblatt auch noch den Verlauf der Tajakopfschuppe etwas zu beeinflussen, was auf eine spätere Nachbewegung deutet.

Scholle westlich des Drachenkopfgrenzblattes

Sie umfaßt die Gipfelaufbaue rund um das Schwärzenkar (Schartenkopf, Wamparter Schrofen, Marienbergspitzen, Grünstein und die Drachenköpfe). Der Hauptteil dieser Scholle wird durch eine enggepreßte, im Kern durchgescherte Mulde gebildet, die von MILLER (1963 a) als Südliche Teilmulde bezeichnet wird.

Ein allmähliches Umbiegen der Schichten, wie es MILLER (1963 a, Taf. 33, Profil 9) zeichnet, konnte nirgends nachgewiesen werden. Außerdem muß, wie sich aus der Untersuchung von Geopetalgefügen ergab, der Nordflügel der Mulde noch weiter nach Süden reichen. Seine Südbegrenzung beginnt im Westen mit einer Störung, die die Partnachsichten im Norden abschneidet, und zieht über den Nordgrat des Wamperten Schrofens nach Osten in die Scharte zwischen Vorderem und Hinterem Drachenkopf. Der Südflügel der Mulde wurde im Vergleich zum Nordflügel vertikal nach oben versetzt. Anzeichen dazu sind am westlichen Wandfuß des Wamperten Schrofens in Form von Harnischflächen mit Riefung gegeben.

Der Südflügel, der ein generelles Einfallen von 50°-60° nach Nord zeigt, ist im Gegensatz zum Nordteil nicht nur aus Wettersteinkalk aufgebaut, sondern führt noch mächtige Partnachsichten, die teilweise mit Muschelkalk verzahnen und an der Basis Reichenhaller Schichten aufweisen.

Durch eine steile Aufschiebung ist die Grünsteinschuppe von der oben besprochenen Synklinale getrennt. Blickt man von den Marienbergspitzen in die Nordwand des Grünsteins, erkennt man im Muschelkalk einen überkippten Sattel. Dieser wurde von MILLER (1963 a) als Südlicher Teilsattel bezeichnet. Eine Aussage, inwieweit der überkippte Sattel auf eine primäre Faltung zurückgeht oder auf eine Schleppung während der Aufschiebung, läßt sich nicht treffen (siehe Abb. 4).

Zusätzlich wurde dieser Bereich um den Grünstein und die Marienbergspitzen noch von etlichen, vertikalen E-W-Brüchen nachträglich zerteilt.

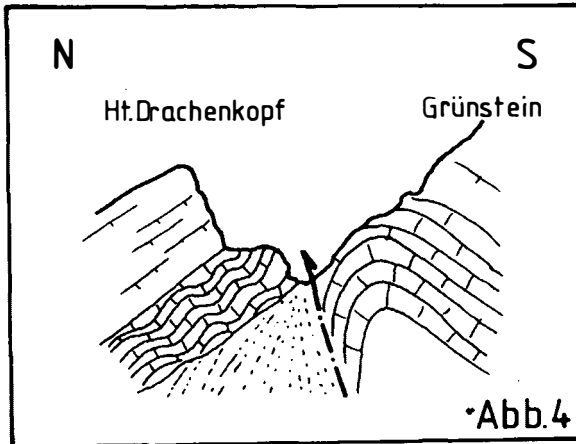


Abb. 4: Aufschlußskizze südlich Schwärzenkar. Die Aufschiebung ist die Grenze zwischen Grünsteinschuppe im Süden und "Südl. Teilmulde" im Norden. Die Entstehung der Falte durch Schleppung oder eine frühere Verfaltung ist nicht eindeutig (Legende in Beilage 3)

Scholle östlich des Drachenkopfgrenzblattes

Das nördliche Gebiet dieser Scholle rund um den Drachensee wird von der schönen Form der Drachenseeantiklinale beherrscht. Sie bildet eine nordvergente Faltenstruktur, deren Nordschenkel annähernd saiger steht (Abb. 5).

Aus dem Wettersteinkalk, der die Stufe zwischen Drachensee und Seebensee bildet, wurden einige orientierte Handstücke entnommen, um an ihnen Geopetalgefüge zu untersuchen. Es ergab sich eine eindeutige Zugehörigkeit zum Nordschenkel der Drachenseeantiklinale. Somit kann man die Südliche Teilmulde nicht wie MILLER (1963 a) auf der Ostseite des Drachenkopfgrenzblattes fortsetzen.

Der Südflügel zieht ziemlich flach, nur leicht verfaltet und durch kleinere Brüche verstellt, bis unter die Nordabbrüche des langen Grünstein-Ostgrates.

An den Westhängen des Hinteren Tajakopfes ist die Drachenseeantiklinale nicht mehr eindeutig erkennbar. Sie scheint durch mehrere vertikale, annähernd N-S verlaufende Versetzungen gleich östlich des Drachensees nach unten, etwas östlicher nach oben versetzt worden zu sein.

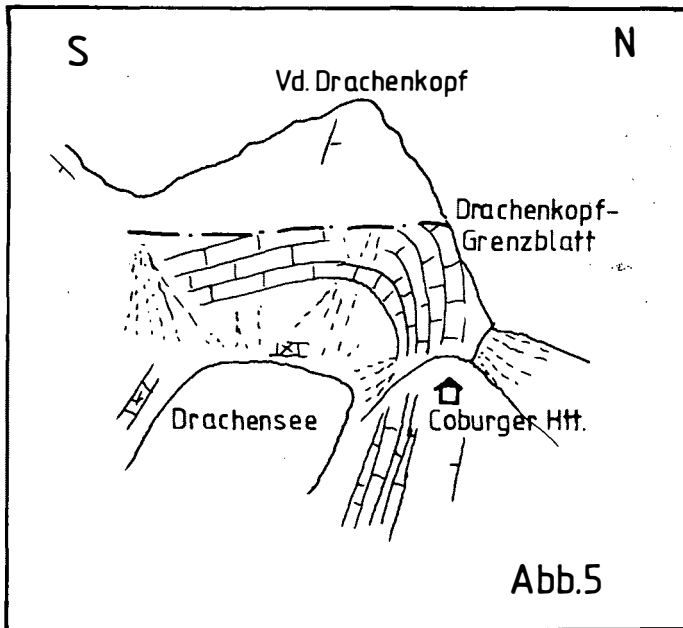


Abb. 5: Ostseite des vorderen Drachenkopfes mit Drachenseeantiklinale, die nach Westen durch das Drachenkopfgrenzblatt abgeschnitten wird

Der Wettersteinkalk ist hier sehr massig, so daß eine genaue Feststellung der Schichtung unmöglich ist.

Südlich anschließend bildet der Ostgrat des Grünsteins eine eigene Schuppe - die Grünsteinostgratschuppe. Sie ist nur bedingt mit der Grünsteinschuppe vergleichbar. Die Aufschiebungsbahn der Grünsteinostgratschuppe ist wohl parallel, aber um einige hundert Meter im Vergleich mit der Grünsteinschuppe nach Norden versetzt.

Grünsteinschartengrenzblatt

Die Richtung dieses Grenzblatts ist NNE-SSW. Es beginnt im Süden in der "Hölle", verläuft über die Grünsteinscharte in das südöstliche Drachenkar, und teilt schließlich den Gipfel des Hinteren Tajakopfes. Es scheint im Gegensatz zum Drachenkopfgrenzblatt die Tajakopfschuppe nicht mehr zu beeinflussen.

Gebiet westlich des Grünsteinschartengrenzblatts

Bis zur Grünsteinscharte reicht das bereits unter "Scholle östlich des Drachenkopfgrenzblatts" beschriebene Gebiet. Nach Süden anschließend kommt die Grünstein-Süd-Schuppe. Sie beginnt westlich der Marienbergalm als schmaler Streifen aus Wettersteinkalk und verbreitert sich zusehends im Grünsteinmassiv. An ihrer Aufschiebung findet das Drachenkopfgrenzblatt seine Südbegrenzung. In den Felswänden, die zur Hölle hin abbrechen, ist eine bis jetzt unbekannte Antiklinale erkennbar (Abb. 6). Dieser Sattel wird schräg nach Westen hin durch die eigene Aufschiebung abgeschnitten.

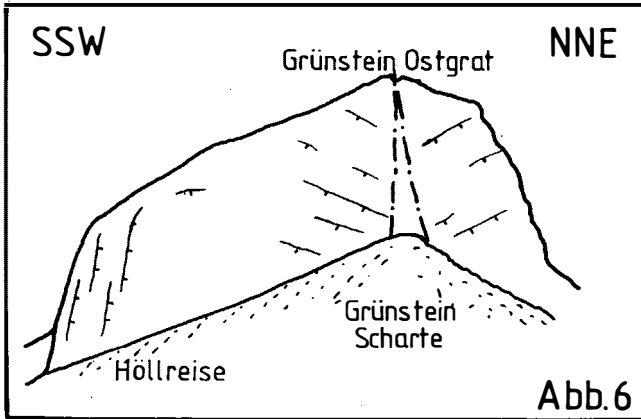


Abb. 6: Sattel im Wettersteinkalk der Grünstein-Süd-Schuppe

Gebiet östlich des Grünsteinschartengrenzblatts

Betrachten wir die Ostseite wieder von Norden beginnend, müssen wir uns zuerst mit dem Wettersteinkalk des Hinteren Tajakopfes beschäftigen. Dieser ist an seiner Nordseite durch die bereits erwähnte "B"-Störung begrenzt und im Süden durch nordvergente Aufschiebungen. Er verschwindet unter den weiten Schutt- und Moränenmassen des Brendelkars, ohne weiter im Osten am Grat der Igelsköpfe noch einmal einen Aufschluß zu bilden. Die wenigen deutlichen Schichtflächen weisen auf eine steiles NE-Fallen hin.

Nach Süden anschließend folgt eine Schuppenzone, die vorwiegend aus Gesteinen der Reichenhaller Schichten und des Muschelkalkes aufgebaut sind. Da diese Schuppenzone den Nordrand des Mieminger Hauptkammes bildet, wird diese Zone im weiteren als "Nordrandschuppenzone" bezeichnet. Die drei Grate, die der Hauptkamm nach Norden hin zum Tajakopf, Igelskopf und Breitenkopf aussendet, bieten jeweils eine Menge von Information über die Nordrandschuppen, doch in dem breiten, schuttbedeckten Igels- und Brendelkar ist es kaum möglich, die Längserstreckung der einzelnen Schuppen zu eruieren.

So wie die Tajakopschuppe, die Sonnenspitzantiklinale und der Wettersteinkalk des Hinteren Tajakopfes nimmt auch die Nordrandschuppenzone gegen Osten hin in ihrer Breite, bedingt durch die spitzwinkelig zulaufenden Überschiebungsflächen, ab, um an der Ostseite des Breitenkopfes einen nur wenige Zehnermeter mächtigen Aufschluß von Muschelkalk zu zeigen.

Nach Süden hin erhebt sich der mächtige Hauptkamm mit der höchsten Erhebung in den Griesspitzen. Er besteht zum überwiegenden Teil aus Wettersteinkalk, der steil nach Süden einfällt und über seine ganze Erstreckung gleichmäßig E-W streicht. Im Liegenden, an der Nordseite also, steht er noch mit Teilen des Muschelkalkes in Verbindung, von der Grünsteinscharte bis zum Tajatörl sogar noch etwas mit Reichenhaller Schichten. Im Süden sind ab dem Südfuß der Mitterspitzen nach E hin Raibler Schichten und in zunehmender Mächtigkeit Hauptdolomit am Aufbau des Hauptkammes beteiligt.

Zwischen Östlicher und Westlicher Griesspitze macht sich eine scheinbare, plötzliche Mächtigkeitszunahme des Wettersteinkalkes im Kartenblatt bemerkbar. Diese Erscheinung kann jedoch durch eine Verflachung des Einfallens im Gipfelbereich der Östlichen Griesspitze im Vergleich zur Westlichen Griesspitze erklärt werden.

2.2.3. Südrandstörung

Der Verlauf der Südrandstörung beginnt bei der Deckengrenze beim Marienbergjoch und zieht weiter übers Hölltörl und das Stöttltörl hinab ins Stöttl. Wahrscheinlich streicht die Südrandstörung in der gleichen Richtung nach Osten weiter, indem sie den Hauptdolomit der Judenköpfe zweiteilt. Ihr Einfallen scheint parallel mit dem des Hauptkamm-Wettersteinkalkes zu sein, somit 75° - 80° südfallend.

Die Bedeutung der Südrandstörung kommt erst voll zur Geltung, nachdem man sich auch mit dem Wannigstock und den südlichen Hauptdolomitvorbergen beschäftigt hat.

Die Südrandstörung trennt zwei Gebiete mit völlig verschiedenem Baustil. Ein Grund, warum man annehmen darf, daß sie die gesamte Inntaldecke durchschneidet, ist die stark voneinander abweichende Streichrichtung der großen tektonischen Bauelemente. Bis jetzt haben wir aus den westlichen Miemingern einen Baustil kennengelernt, der stark durch Bruchstrukturen beeinflusst war, ein eigentlich eher ungewöhnliches Bild in den Nördlichen Kalkalpen. Im nächsten Kapitel werden wir wieder mit einem Gebiet konfrontiert, das durch großräumige Faltung und kleinere Aufschuppungen charakterisiert ist.

2.2.4. Der Wannigstock und die südlichen Hauptdolomitvorberge

Wenn es auf den ersten Blick den Leser zwar etwas befremden mag, den Wannigzug mit den südlichen Hauptdolomitvorbergen zusammenzufassen und nicht mit dem Mieminger Hauptkamm, so wurden die Hauptgründe dafür bereits bei der Beschreibung der Südrandstörung gegeben.

Deckennordrand

Die steilgestellte Deckenbahn fällt über den gesamten Bereich des Wannigzuges mit ca. 70° nach SSE ein.

Wenn auch die Überschiebungsbahn selbst fast nie direkt aufgeschlossen ist, kann trotzdem aufgrund der Aufschlüsse ihre Lage ziemlich genau eingezeichnet werden.

Als unterstes tektonisches Element der Inntaldecke ist eine kleine Schuppe bemerkenswert. Im Nordgrat des Wannigs ist sie sogar als überkippter Sattel ausgebildet. Nach Westen hin kann diese Schuppe noch bis in den Einschnitt der Fernpaßfurche verfolgt werden, doch ist bald nur noch der Südfügel der kleinen Antiklinale vorhanden. Weiter nach Osten ist diese Schuppe wegen des großen Kars am Fuß der Handschuhspitzen nicht mehr verfolgbar. Beim Marienbergjoch kann festgestellt werden, daß sie hier sicher nicht mehr vorhanden ist, da die Liegendaufschlüsse der Inntaldecke und die höchsten Vorkommen der Jungschichtenzone bereits so knapp aneinander zu liegen kommen, daß hier kein Platz für eine Verdoppelung der untertriadischen Gesteinsserien gegeben sein kann.

Auffallend ist auch ein diagonales Störungssystem, dessen Auswirkungen am besten an der Grenze Muschelkalk/Wettersteinkalk zu sehen sind. Dieses

Störungssystem muß bereits noch während der deckentektonisch wirksamen Phase entstanden sein, da zwar einerseits die Verschuppung am Nordrand bereits ausgebildet war, andererseits noch soviel Zeit vorhanden gewesen sein muß, daß die bis 100 m großen Versetzungsbeträge durch die fortlaufende Überschiebung an der Deckengrenze wieder abgeschliffen werden konnten.

Wannighauptkamm

Hauptgesteinsbildner des Wannigs ist der Wettersteinkalk. Auffallend ist das NE-SW-Streichen, das für größere Gebiete in den Nördlichen Kalkalpen eher ungewöhnlich ist. Erwähnung finden sollten auch die beträchtlichen Mächtigkeitsunterschiede des Wettersteinkalkes. Die Zunahme in Richtung Westen vom Marienbergjoch, wo der Wettersteinkalk kaum 300 m mächtig ist, ist wohl vorwiegend sedimentärbedingt, doch mag auch die Verschuppung am Südhang des Kammes eine Rolle spielen, die nur dann eindeutig erkennbar ist, wenn zwischen zwei Schuppen aus Wettersteinkalk andere Gesteine - im gegenständlichen Fall sind es Raibler Schichten - zu liegen kommen.

Weitere Aufschiebungen sind besonders gut im Pleisengraben zu beobachten. Wenn auch bei einem Wettersteinkalkaufschluß in 1400 m Höhe ein Umbiegen der Schichtung zu beobachten ist, scheint dies dem Verfasser eher auf Schleppestrukturen hinzuweisen als auch einen enggefalteten Wettersteinkalk, wie dies BOCK (1965) in seinen Profilen zeichnet. Es dürfte eher unwahrscheinlich sein, daß der ohne Zweifel sehr kompetente Wettersteinkalk so eng verfallt ist.

Im Bereich der Handschuhspitzen biegen die Schichtflächen sogar annähernd in die N-S-Richtung um. Trägt man alle Schichtflächen des gebankten Wettersteinkalkes in ein Diagramm ein, sind diese recht gut auf einem Großkreis angeordnet und es läßt sich eine Achse mit 145/60SE konstruieren (Abb. 8 f).

Da diese Achse aber weder im liegenden Muschelkalk noch in den hangenden Raibler Schichten nachzuweisen ist, läßt diese Struktur vorerst keine weitere Zuordnung und Deutung zu, ob sie tektonischer oder synsedimentärer Art ist.

Südliche Hauptdolomitvorberge

Verfolgen wir die Profile (Beilage 3) weiter nach Süden bzw. Südosten, gelangen wir nach diesen Komplikationen im oberen Wettersteinkalk und in den Raibler Schichten in ein großes Hauptdolomitareal. Kennzeichnend für die beiden südlichen Vorbergmassive Höllkopf-Arzberg und Wankspitze-Nisskogel ist die Nisskogelsynklinale. In ihrem Kern ist sie isoklinal gefaltet und nach Norden überkippt.

Die Achsenrichtung ist hier ebenfalls annähernd NE-SW und horizontal (Abb. 8 g). Der inverse Hangendschenkel kann auf zweifache Weise belegt werden. Erstens erkennt man ihn sehr gut in den paläomagnetischen Ergebnissen. Da im gesamten Nor sicher kein inverses Erdmagnetfeld vorhanden war, kann eine negative Inklination nur auf eine inverse Lagerung zurückgeführt werden.

Zweitens ergeben sich am Nisskogel zwei Maxima von Kleinfaltenachsen. Ordnet man das Richtungsmaximum 1 dem inversen Schenkel der isoklinalen Nisskogelsynklinale zu und 2 dem normalen Schenkel, lassen sich die beiden Maxima bei einer Drehung in die gleiche Ebene (Drehung um 180°) zur Dekkung bringen (Abb. 8 h). Dies bedeutet, daß diese Kleinfaltung älter als die Großfaltung ist.

Die Entstehung der Form der Nisskogelsynklinale läßt sich nicht durch einen einzigen Faltungsakt erklären, sondern ist mehraktig. Abgesehen von der oben erwähnten Kleinfaltung wurde der Hauptdolomit zuerst einer Großfaltung (Kap. 3, Altersfolge der tektonischen Ereignisse) unterworfen und später einer weiteren großräumigen Faltung (Deckenfaltung?). Aufgrund der divergierenden Faltenebenen kann man auf ein Synklinorium rückschließen (Abb. 7).

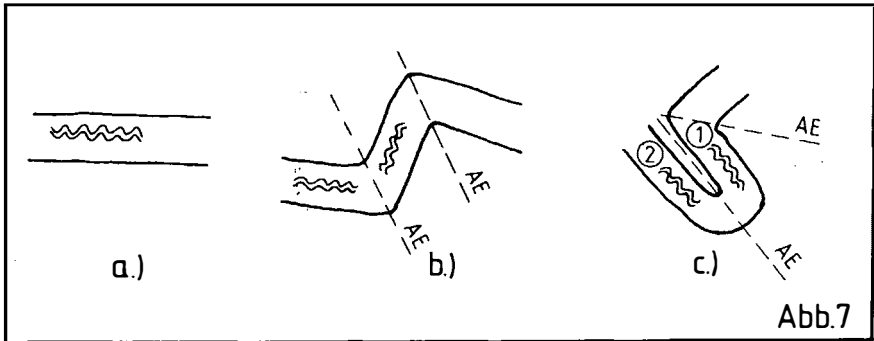


Abb. 7: Entwicklung der Nisskogelsynklinale
a) Kleinfaltung, b) Großfaltung, c) Deckenfaltung

Nassereither Grenzblatt

Bei einem Vergleich der beiden Talflanken der Fernpaßfurche nördlich Nassereith fällt auf, daß diese verschieden aufgebaut sind. Die Jungschichtenzone nördlich des Wannigs ist bedeutend mächtiger als ihre Fortsetzung im Tegestal. Besonders auffallend ist der Unterschied der beiden Synklinalstrukturen in der Inntaldecke. So findet die Mutteköpfgosau-Sinnesbrunnmulde (NIEDERBACHER, 1981) keine direkte Fortsetzung östlich des Grenzblattes. Umgekehrt findet auch die Nisskogelsynklinale in den südlichen Miemingern keine Fortsetzung westlich des Nassereither Grenzblattes. Der weitere Verlauf nach SE ist durch die quartäre Bedeckung des Mieminger Plateaus verschleiert, doch dürfte es bei Mötzt den Deckensüdrand erreichen.

Schachtkopf

Der 1642 m hohe Schachtkopf liegt südlich von Biberwier und ist vor allem durch seinen historischen Bergbau auf Bleiglanz und Zinkblende bekannt. So wie der bekannte Fernpaßbergsturz ist auch der Schachtkopf nacheiszeitlich abgeglitten. Er löste sich aus der Ecke, die jetzt von der Westflanke des Wamperten Schrofens und der Nordwand der Marienbergspitze gebildet wird, und hatte auf den Partnachschichten einen sehr guten Gleithorizont. Der Annahme von K. GERMANN (1963) einer prä-würmeiszeitlichen Abgleitung möchte der Autor hier widersprechen. Als Gegenargument soll vor allem die Form des Gipfelaufbaus des Schachtkopfes ins Treffen geführt werden, die ja trotz der starken Zertrümmerung und Auflockerung des Wettersteinkalkes ein viel zu wenig ausgeglichenes Erscheinungsbild zeigt, als daß sie vom

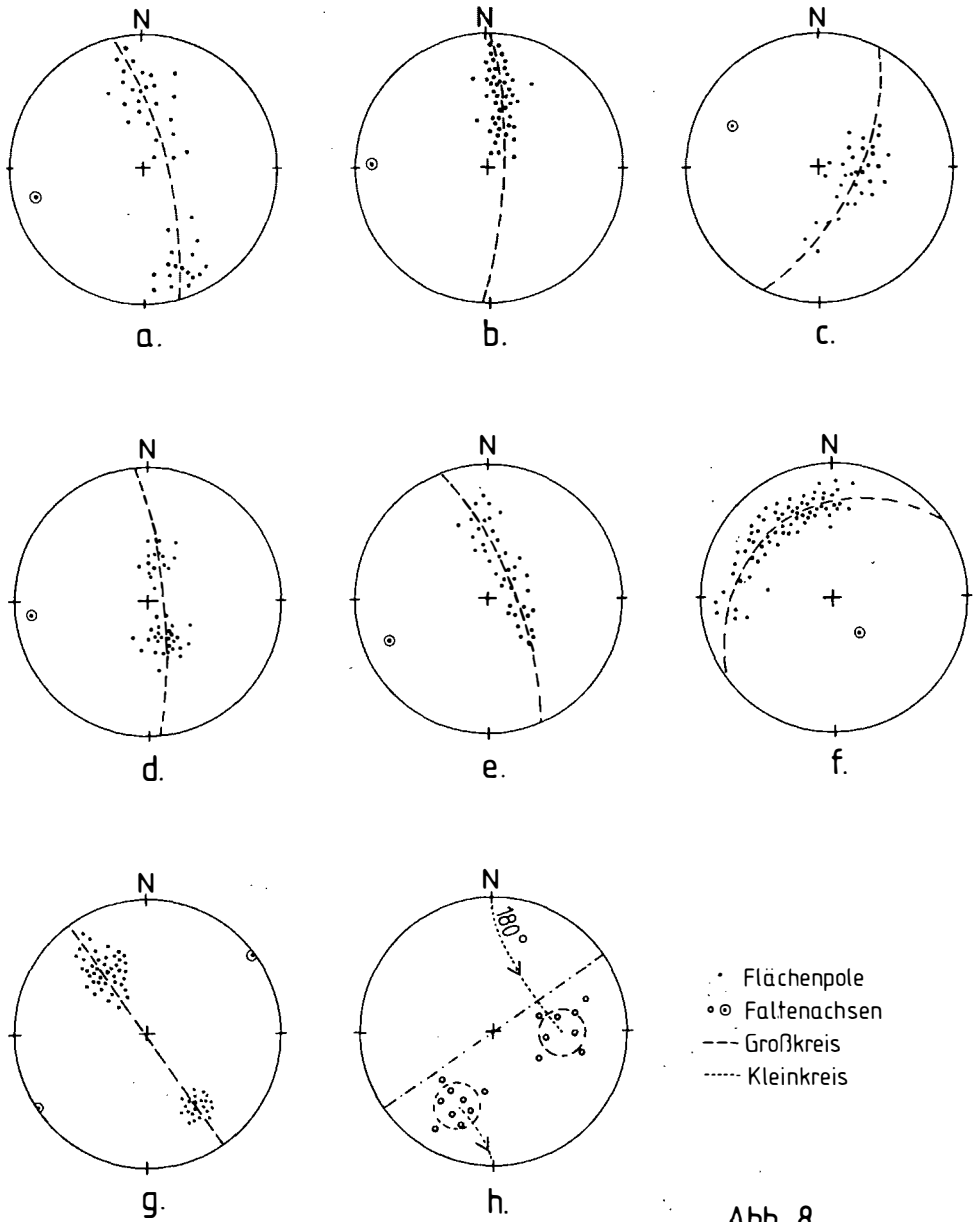


Abb. 8

Abb. 8: Schichtflächenmessungen und Faltenachsenkonstruktionen aus den verschiedenen Arealen (Beschreibung im Text)

Gletscher hätte geformt werden können. Weiters konnte kein einziges Erratum des Inntalgletschers gefunden werden, obwohl in der näheren Umgebung immer wieder kristalline Gerölle gefunden werden können.

Da der Schachtkopf zweifelsfrei eine abgeglittene Felsmasse darstellt, die mit der Inntaldecke in keinerlei Zusammenhang mehr steht, sollte man auch diesen nicht mehr zur Inntaldecke zählen. Daher wurde die Deckengrenze hier abweichend von TOLLMANN (1976 a) und MILLER (1963 a) in die tektonische Karte eingezeichnet.

3. ABFOLGE DER TEKTONISCHEN EREIGNISSE

Wenn im untersuchten Gebiet auch kein Gosauvorkommen vorhanden ist, ist es durch Vergleiche mit Nachbargebieten (Muttekopfgosau), Kenntnisse über die altersmäßige Abfolge des bruchtektonischen Zyklus und das Wissen über die Transportzeit der Decken (TOLLMANN, 1973) trotzdem möglich, eine Altersabfolge aufzustellen und sie zumindest teilweise vor- und nachgosauischen Phasen zuzuordnen. Zusätzliche Informationen lassen sich auch noch aus den paläomagnetischen Ergebnissen ablesen.

Im folgenden werden nur die tektonischen Ereignisse näher erläutert, die bereits dem orogenen Stadium angehören. Tektonische Äußerungen der Geosynklinalzeit, wie z.B. die erwähnten Slumpings, werden hier nicht näher behandelt.

Kleinfaltungen

In mehreren Gebieten treten Faltungen auf, deren Faltenlängen im Zehnermeterbereich liegen (Muschelkalk im Wannigstock und beim Hinteren Drachenkopf, Hauptdolomit im Nisskogel). Durch die Abwicklung der Kleinfaltenachsen in der Nisskogelsynklinale kann eindeutig gezeigt werden, daß die Kleinfalten älter als die großen Falten sind. Die Verfaltungen im Muschelkalk können aufgrund der negativen paläomagnetischen Falten tests ebenfalls als noch vor der Deckenüberschiebung entstanden eingestuft werden.

Grenzblätter und Südrandstörung

Ob die Anlage der im folgenden beschriebenen tektonischen Elemente vor oder nach der oben besprochenen Kleinfaltung vor sich gegangen ist, kann zwar nicht sicher gesagt werden, doch scheint diese Abfolge wahrscheinlich. Ebenfalls ist anzunehmen, daß spätestens bei der Entstehung der Grenzblätter der Beginn der Deckenüberschiebung anzusetzen ist (dies wird etwas später genauer besprochen). Die in Kap. 2 phänomenologisch beschriebenen großen Brüche wie das Nassereither Grenzblatt und die beiden Grenzblätter in den zentralen Miemingern sind ebenfalls einer sehr frühen Phase zuzuordnen. Der Begriff des Grenzblattes wurde bei TOLLMANN (1973, S. 349) genau erläutert und ist für diese Brüche sowohl rein beschreibend als auch in der zeitlichen Einstufung voll zutreffend.

Nicht ganz sicher ist die Einstufung der Südrandstörung, die hier zwei Areale trennt, deren tektonische Vorzugsrichtungen diskordant zueinander stehen. Prinzipiell scheinen zwei Deutungsmöglichkeiten offen zu stehen.

Die erste, daß das ganze Gebiet während der Faltungsphasen die gleiche Richtung aufgewiesen hat und erst sehr spät aus der jetzt noch in den zentralen Miemingern vorherrschenden E-W-Richtung im Gegenuhrzeigersinn in eine NE-SW-Richtung rotiert wurde. Oder aber, daß durch eine sehr frühe Zerlegung des Deckenkörpers in einzelne Schollen und, durch Inhomogenitäten im Gesteinsverband bedingt, die Richtung der Einengung schon von Beginn an nach NW-SE in einzelnen Bereichen umgelenkt wurde.

Großfaltung

Durch die weitere Einengung des Ablagerungsraumes kommt es nun zur Bildung von Falten im Kilometerbereich. Am Westrand der zentralen Mieminger sind diese Falten in den Profilen M 9 bis M 12 erkennbar. Auf diese Falten geht MILLER (1963 a) ein, wenn er die Untergliederung in eine nördliche, mittlere und südliche Teilmulde bzw. -sattel trifft. Ebenfalls ist die erste Anlage der Nißkogelsynklinale in dieser Zeit anzunehmen.

Bildung von Schuppen und deckeninternen Aufschiebungen

Der nächste tektonische Akt besteht im Zerschneiden der Falten und führt zu einer starken Reduktion der einzelnen Faltenstrukturen, so daß diese nur noch als Rudimente erhalten sind.

Die älteste Aufschiebung ist die südvergente, von MILLER (1963 b) als "B"-Störung bezeichnete, die die Tajakopfschuppe im Süden begrenzt. Anschließend daran kann der Zeitraum, in dem sich die nordvergenten Störungen ausbilden, angesetzt werden. Die nördlichste derartige Aufschiebung ist die "C"-Störung, sie begrenzt die Tajakopfschuppe nach Norden hin. Sie setzt sich noch weiter nach Osten über den Breitenkopf ins obere Schwarzbachkar fort, wo sie sich mit der südlichen "A"-Störung vereinigt und weiter über die Alplscharte auf die Südseite des Hauptkammes zieht.

Direkt nördlich des Hauptkammes zwischen Hochplattig und Grünstein sind ebenfalls mehrere Aufschiebungen vorhanden, die teilweise mit der "A"-Störung MILLERs ident sind und im Kapitel Tektonik bereits eingehend behandelt wurden. Sie bilden vor allem zwischen Tajatörl und Igelskar eine Reihe von kleinen Schuppen und Schichtverdoppelungen, wie z.B. der Muschelkalk am hinteren Igelskopf.

Weitere nordvergente Überschiebungen sind sowohl auf der Südseite des Grünsteins als auch des Wannigstockes.

Eine genauere relative zeitliche Einstufung ist hier aber nicht möglich, da in dieser Zone andere tektonische Akte kaum wirksam waren und somit eine Vergleichsmöglichkeit fehlt. Die Gleichstellung mit der Schuppenbildung in den zentralen Miemingern erfolgte also nur aufgrund der Affinität der nordvergenten Aufschiebung.

Deckenüberschiebung

Die genaue zeitliche Einstufung der Deckenüberschiebung ist in diesem Gebiet nicht möglich, da einerseits die Deckengrenzen hier nirgends, auch nicht in der weiteren Umgebung, durch Gosaisedimente plombiert wurden, andererseits die Deckenbahn im Untersuchungsgebiet nur spärlich aufgeschlossen ist. Es kann also nur aufgrund der Ergebnisse in anderen Gebieten auf eine vorgosauische Hauptdeckenüberschiebung geschlossen werden (TOLLMANN, 1973, S. 48 ff).

Ob und in welcher Größe nachgosauische Reaktivierungen der Deckenbahnen stattgefunden haben, wie sie z.B. aus der Reisalpendecke bekannt sind (SPENGLER, 1928), ist aus den oben erwähnten Gründen nicht möglich festzustellen.

Es kann jedoch angenommen werden, daß die Deckenüberschiebung ungefähr zeitgleich mit der Bildung der Schuppen und Aufschiebungen innerhalb der Decke stattgefunden hat, aber darüber hinaus sowohl früher begonnen, als auch länger angedauert haben könnte.

Die bis jetzt beschriebenen tektonischen Ereignisse sind also in ihren Hauptbewegungen vorgosauisch anzusetzen. Die beiden nächsten tektonischen Äußerungen, die Deckenfaltung und junge Bruchtektonik, sind nach der Ablagerung der Gosasedimente entstanden.

Deckenfaltung

Dieser Faltungsakt betrifft nicht nur einzelne Schichtglieder und ist auch nicht nur auf die Inntaldecke beschränkt, sondern umfaßt den ganzen Deckenstapel, zumindest aber die direkte Unterlage, die liegende Lechtaldecke. Es kommt zur Bildung von großräumigen Synklinalen und Antiklinalen. Die Faltenlänge liegt im Bereich von 10 km und mehr.

Im Untersuchungsgebiet bildet sich zu dieser Zeit das "Mieminger Gewölbe". Es kommt dadurch zu einer Versteilung der Deckenbahn im Bereich des Wannig und in der östlichen Fortsetzung im Mieminger Hauptkamm.

Diese große Aufwölbung ist sicher nicht nur auf das Mieminger Gebirge beschränkt, sondern setzt sich auch in den Lechtaler Alpen fort. In einem tektonischen Übersichtsprofil von GROTTENTHALER (1968, Taf. 19) kann man die Fortsetzung des Mieminger Gewölbes im "Loreasattel" gut erkennen. Richtigerweise müßte man hier von einem normalen Antiklinorium sprechen, also mit divergierenden Faltenebenen der Teilfalten, die in der tektonischen Karte von TOLLMANN (1976 a, Taf. 2) alle angeführt wurden.

Längsbrüche und Diagonalschersystem

Die letzten deutlichen orogenen Akte spiegeln sich in einer Vielzahl von Brüchen wider, deren gegenseitige Altersstellung zueinander nicht feststeht, da sich die beiden Störungssysteme nicht überschneiden.

In den zentralen Miemingern herrschen die Längsbrüche vor. Einer dieser E-W streichenden Brüche teilt die Nordscholle und versetzt den nördlichen Teil nach unten. Er läuft jedoch nach Osten aus. Ein weiterer hebt den südlichen Teil der "Südlichen Teilmulde" und verliert ebenfalls nach Osten hin rasch an Größe des Versetzungsbetrages.

Etliche kleinere E-W verlaufende Brüche sind an der Nordseite des Grünsteiens im Muschelkalk und im oberen Drachenkar zu beobachten.

Das Diagonalstörungssystem ist vorwiegend an der Südseite des Wettersteingebirges ausgebildet. Im Vorbergzug dominiert die NE-SW-Richtung.

4. GROSSSTRUKTUREN RUND UM DAS MIEMINGER GEBIRGE

Der Beweis, daß sich großräumige Antiklinalen bzw. Synklinalen auch im Kalkalpenuntergrund nachweisen lassen, wurde bei der Prospektion nach Kohlenwasserstoffen im bayerischen Raum durch geophysikalische Untersuchungen erbracht und durch die Tiefbohrung Vorderriß erhärtet (BACHMANN et al., 1978). Hier wurden der Wamberger Sattel und seine Fortsetzung nach Osten untersucht.

Der Wamberger Sattel ist also ebenso wie das Mieminger Gewölbe durch Deckenfaltung entstanden und bildet auf einer Untergrundkarte ein "Hoch". Die Abb. 9 zeigt den Versuch, die Deckenfaltungen auch in der weiteren Umgebung des Mieminger Gebirges herauszufiltern.

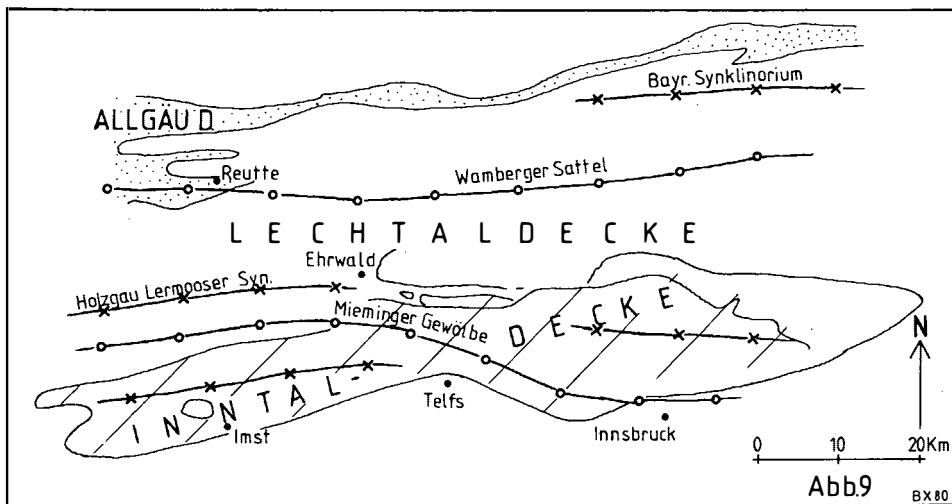


Abb. 9: Deckenfaltung rund um das Mieminger Gebirge

Die Fortsetzung der Aufwölbung der Mieminger nach Westen ist in den Lorea- und Galtbergantiklinalen und -synklinalen (TOLLMANN, 1976 a) zu suchen, die zusammengefaßt ein Antiklinorium bilden. Nach Osten wird das Mieminger Gewölbe durch die Seefelder Quereinmündung unterdrückt. Die Fortsetzung im Karwendel möchte der Verfasser weder mit AMPFERER (1905) und TOLLMANN (1976 a, Taf. 2) im Gleirschkamm, noch mit G. HEISSEL (1978, S. 232) im Solsteingewölbe sehen, da beide Antiklinalen nicht auf eine Deckenfaltung zurückzuführen sind, sondern deckenspezifische Antiklinalen darstellen (G. HEISSEL, 1978, Profilserie durch das Karwendel). Das Mieminger Gewölbe müßte daher eher der Aufwölbung der Inntaldeckengrenze an der Südseite der Nordkette entsprechen, die in der eben zitierten Profilserie deutlich zu sehen ist. Die Einengung dürfte hier aufgrund der nahen Kalkalpensüdgrenze noch etwas stärker als im Mieminger Gebirge sein. Einschränkung möchte der Autor hinzufügen, daß die Hohe-Munde-Antiklinale wahrscheinlich während der Großfaltung (siehe Kap. 3) angelegt wurde, d.h. mit der Gleirschkamm- oder Solsteinantiklinale gleichzusetzen wäre, jedoch später durch die Deckenfaltung überlagert wurde, die im Karwendel eben mit keiner der zwei erwähnten Antiklinalen zusammenfällt.

Nördlich des Deckensattels schließt eine große Muldenstruktur an. Im Westen ist dies die bekannte Holzgau-Lermooser Synklinale. Durch das Wettersteingebirge und die Seefelder Quereinmündung wird diese Struktur nördlich des Mieminger Gebirges etwas verschleiert. Im Karwendel läßt die Inntaldecke jedoch wieder einen weiten Muldenbau erkennen.

Die anschließende nördliche Antiklinale zeigt sich in dem schon erwähnten Wamberger Sattel. Nach Westen ist diese Aufwölbung für das Tannheimer Halbfenster verantwortlich. Auch nach Osten hin läßt sich der Wamberger Sattel noch weiter verfolgen und schließt an das nördlich gelegene Bayerische Synklinorium an.

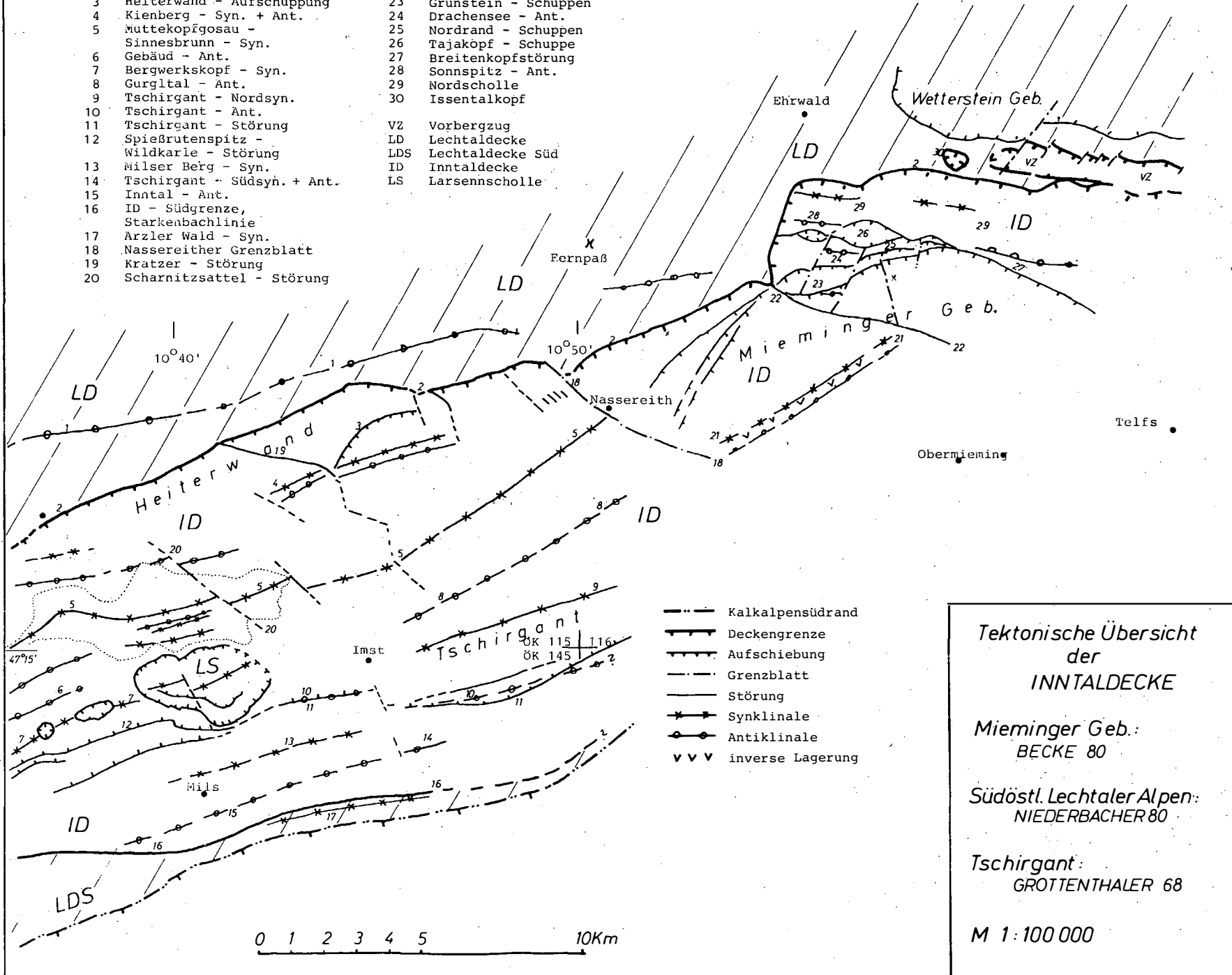
Literatur

- AMPFERER, O. (1902): Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. - Verh. K.K. Geol. R.-A., 1902, 170-180, Wien.
- AMPFERER, O. (1905 a): Einige allgemeine Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahme zwischen Achensee und Fernpaß. - Verh. K.K. Geol. R.-A., 1905, 118-125, Wien.
- AMPFERER, O. (1905 b): Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. - Jb. K.K. Geol. R.-A., 55, 451-562, Taf. 12-14, Wien.
- AMPFERER, O. (1912): Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. - Verh. K.K. Geol. R.-A., 1912, 197-212, Wien.
- AMPFERER, O. (1914): Besprechung mit O. SCHLAGINTWEIT, K.Ch. v. LOESCH und H. MYLIUS über das Wettersteingebirge. - Verh. K.K. Geol. R.-A., 1914, 338-352, Wien.
- AMPFERER, O. (1931): Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke. - Jb. Geol. B.-A., 81, 25-48, Wien.
- ARTHABER, G.V. (1906): Die alpine Trias des Mediterrangebotes. - Frechs Letaea geognost., 2. Tl., 1. Bd., 223-472, Taf. 34-60, Stuttgart.
- BACHMANN, W. et al. (1978): Die Erdgas-Tiefenaufschlußbohrung Vorderriß 1, ein erster Schritt zur Erschließung der Kalkalpen im Freistaat Bayern. - Compendium 1978/79, Ergänzungsbd. zu Z. Erdöl und Kohle, 14-40, Leinfelden-Echterdingen.
- BECHSTÄDT, T. & H. MOSTLER (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, 5/6, 1-74, 4 Abb., 4 Taf., 4 Tab., Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & H. MOSTLER (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Z. Dt. Geol. Ges., 127, 271-289, 6 Abb., Hannover.
- BOCK, K. (1965): Geologie des Wannigstockes. - Unveröff. Dipl.-Arb., Geol. Inst., Univ. München.
- BODEN, K. (1930): Geologisches Wanderbuch für die Bayerischen Alpen. - 458 S., Stuttgart (Enke).
- BÖGEL, H. (1958): Zur Geologie des Gebietes zwischen Puitental und Bucher Sattel im Süden des Wettersteinhauptkammes. - Unveröff. Dipl.-Arb., 35 S., T.H. München.
- ENDERS, P. (1974): Beiträge zur Lithofazies und Paläogeographie des Wettersteinkalkes der Nördlichen Kalkalpen zwischen Isar und Lech. - Unveröff. Diss., 152 S., T.U. München.
- GERMANN, K. (1963): Der Bau der westlichen Mieminger Gruppe im Bereich des Marienbergjoches. - Unveröff. Dipl.-Kartierung, 33 S., 8 Taf., Univ. München.

- GROTTENTHALER, W. (1968): Zur Geologie des Tschirgant zwischen Gurgltal im Norden und dem Kalkalpensüdrand. - Unveröff. Dipl.-Arb., Geol. Inst., T.U. München.
- HEISSEL, G. (1978): Karwendel - geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, Festschrift W. HEISSEL, 227-288, Innsbruck.
- HEISSEL, W. (1958): Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 95-132, Wien.
- KRAUS, E. (1956): Zum Verankerungsproblem der kalkalpinen Decken im Bereich des Wettersteingebirges. - Z. Dt. Geol. Ges., 108, 141-155, Hannover.
- KÜHN, O. (1962): Autriche - Lexique Stratigraphique International, vol. 1, fasc. 8, 646 S., Paris (Centre Nat. Rech. Sci.).
- LEUCHS, K. (1924): Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seine Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der deutschen Kalkalpen. - Z. Dt. Geol. Ges., 75, 100-113, Berlin.
- LEUCHS, K. (1927): Geologie von Bayern, 2. Teil. - 374 S., Berlin (Borntraeger).
- LEUCHS, K. (1930): Der Bau der Südrandstörung des Wettersteingebirges. - Geol. Rdsch., 21, 81-96, Berlin.
- LEUCHS, K. (1935): Tektonische Untersuchungen im Wettersteingebirge. - Z. Dt. Geol. Ges., 87, 703-719, Berlin.
- LOESCH, K.C. v. (1915): Der Schollenbau im Wetterstein- und Mieminger Gebirge. - Jb. K.K. Geol. R.-A., 64, 1-98, Taf. 1-3, Wien.
- MILLER, H. (1962): Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. - Z. Dt. Geol. Ges., 113 (1961), 409-425, 6 Abb., Hannover.
- MILLER, H. (1963 a): Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge. - N. Jb. Geol. Paläont., 118, 291-320, 7 Abb., 3 Taf., Stuttgart.
- MILLER, H. (1963 b): Gliederung und Altersstellung der jurassischen und unterkretazischen Gesteine am Südrand des Wettersteingebirges. - Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont., 3, 51-72, 1 Tab., 2 Abb., München.
- MILLER, H. (1965): Die Mitteltrias der Mieminger Berge mit Vergleichen zum westlichen Wettersteingebirge. - Verh. Geol. B.-A., 1965, 187-212, 1 Tab., 7 Abb., Wien.
- MYLIUS, H. (1914): Berge von scheinbar ortsfremder Herkunft in den bayerischen Alpen. - Mitt. Geogr. Ges. München, 9, 435-478, Taf. 11-13, München.
- MYLIUS, H. (1915): Besprechung mit O. AMPFERER über das Wettersteingebirge und das Hornbachtal. - Verh. K.K. Geol. R.-A., 1915, 242-249, Wien.
- MYLIUS, H. (1916): Ein Beitrag zum geologischen Bau des Wettersteingebirges. - N. Jb. Miner. Geol. Paläont., 1916, H. 1, 10-40, Taf. 3-4, Stuttgart.
- NIEDERBACHER, P. (1980): Geologisch-tektonische Untersuchungen in den südöstlichen Lechtaler Alpen. - Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck.
- PLÖCHINGER, B. (1975): Das Juraprofil an der Zwölferhorn-Westflanke (Nördliche Osterhorngruppe, Salzburg). - Verh. Geol. B.-A., 1975, H. 2-3, 27-33, Wien.

- REIS, O.M. (1911): Erläuterung zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges. - Geogn. Jh., 23 (1910), 61-114, München.
- REIS, O.M. & F.W. PFAFF (1911): Geologische Karte des Wettersteingebirges, Maßstab 1:25 000. - Geogn. Jh., 23 (1910), München.
- SCHLAGINTWEIT, O. (1912 a): Die Mieminger Wettersteinüberschiebung. - Geol. Rdsch., 3, 73-92, Taf. 1-2, Leipzig.
- SCHLAGINTWEIT, O. (1912 b): Zum Problem des Wettersteingebirges. - Verh. K.K. Geol. R.-A., 1912, 313-327, Wien.
- SCHMIDT-THOME, P. (1954). Kluftektonik und Großstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen. - Geol. Rdsch., 42, 172-187, Stuttgart.
- SENARCLENS-GRANCY, W. v. (1938): Stadiale Moränen in der Mieminger Kette und im Wetterstein. - Jb. Geol. B.-A., 88, 1-12, 2 Ktn., Wien.
- SPENGLER, E. (1928): Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentalles und des oberen Rielachgebietes. - Jb. Geol. B.-A., 78, 53-144, Wien.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. - 404 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1976 a): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. - 449 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1976 b): Analyse des klassischen mesozoikums; Stratigraphie. Fauna und Facies der Nördlichen Kalkalpen. - 580 S., Wien (Deuticke).
- TRAUTH, F. (1931): Aptychenstudien VI-VII. - Ann. Naturhist. Mus. Wien, 45, 1931, 17-136, 1 Taf., 3 Fig., Wien.
- ZITZLSPERGER, L. (1960): Zur Geologie des Gebietes südlich des Wetterstein-Hauptkammes zwischen Gatterl im Westen und Roßberg im Osten. - Unveröff. Dipl.-Arb., 56 S., T.H. München.

- | | | | |
|----|--|-----|----------------------|
| 1 | Teges - Ant. | 21 | Nisskogel - Syn. |
| 2 | ID - Nordgrenze | 22 | Südrandstörung |
| 3 | Heiterwand - Aufschuppung | 23 | Grünstein - Schuppen |
| 4 | Kienberg - Syn. + Ant. | 24 | Drachensee - Ant. |
| 5 | Muttekopfgosau -
Sinnesbrunn - Syn. | 25 | Nordrand - Schuppen |
| 6 | Gebäud - Ant. | 26 | Tajakopf - Schuppe |
| 7 | Bergwerkskopf - Syn. | 27 | Breitenkopfstörung |
| 8 | Gurgltal - Ant. | 28 | Sonnspitz - Ant. |
| 9 | Tschirgant - Nordsyn. | 29 | Nordscholle |
| 10 | Tschirgant - Ant. | 30 | Issentalkopf |
| 11 | Tschirgant - Störung | VZ | Vorbergzug |
| 12 | Spiebrutenspitz -
Wildkarle - Störung | LD | Lechtaldecke |
| 13 | Milser Berg - Syn. | LDS | Lechtaldecke Süd |
| 14 | Tschirgant - Südsyn. + Ant. | ID | Inntaldecke |
| 15 | Inntal - Ant. | LS | Larsennscholle |
| 16 | ID - Südgrenze,
Starckenbachlinie | | |
| 17 | Arzler Wald - Syn. | | |
| 18 | Nassereither Grenzblatt | | |
| 19 | Kratzer - Störung | | |
| 20 | Scharnitzsattel - Störung | | |



- Kalkalpensüdrand
- Deckengrenze
- Aufschiebung
- Grenzblatt
- Störung
- * * * Synklinale
- o o Antiklinale
- v v v inverse Lagerung

**Tektonische Übersicht
der
INNTALDECKE**

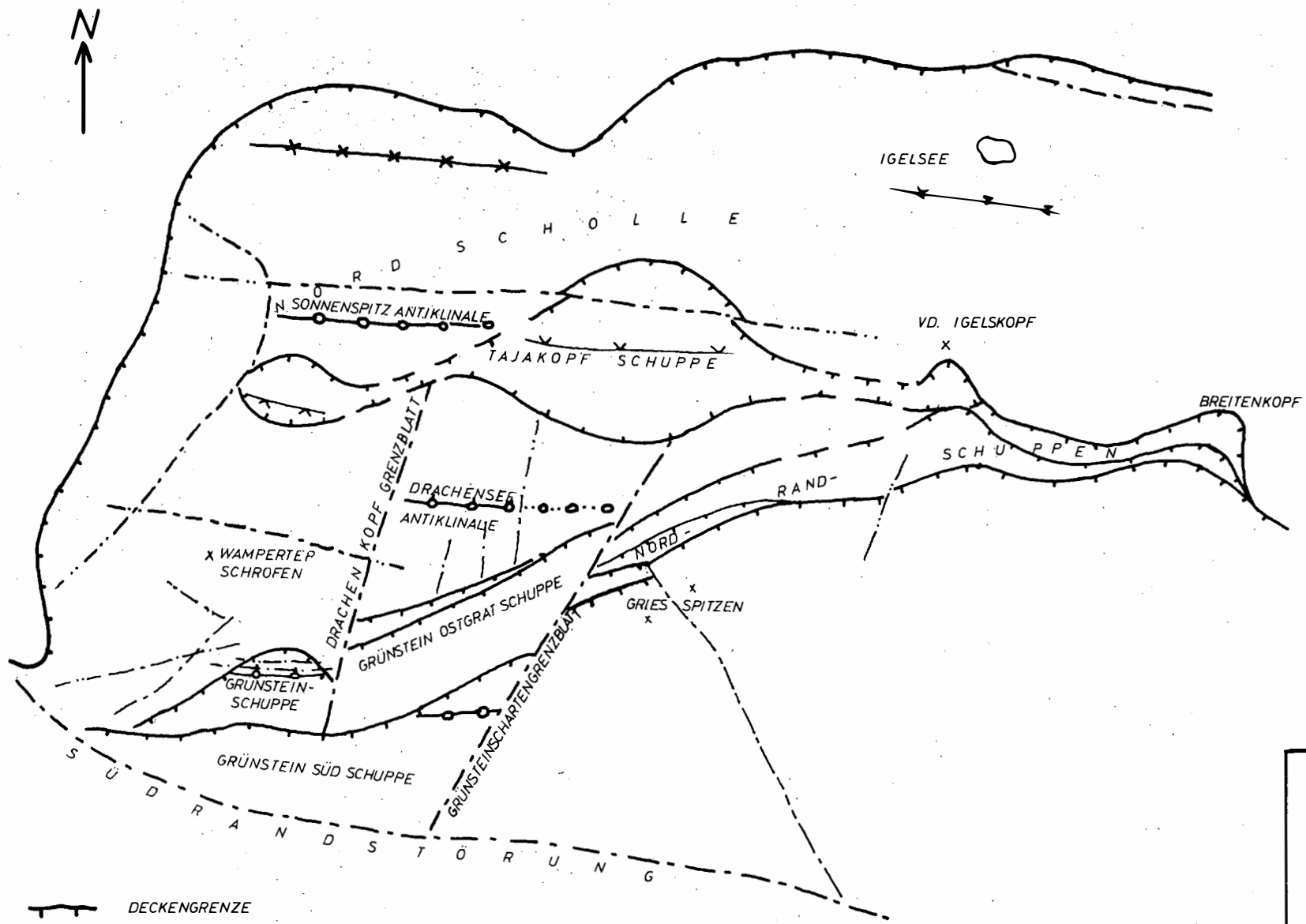
Mieminger Geb.:
BECKE 80

Südöstl. Lechtaler Alpen:
NIEDERBACHER 80

Tschirgant:
GROTTENTHALER 68

M 1:100 000

BECKE & NIEDERBACHER 80



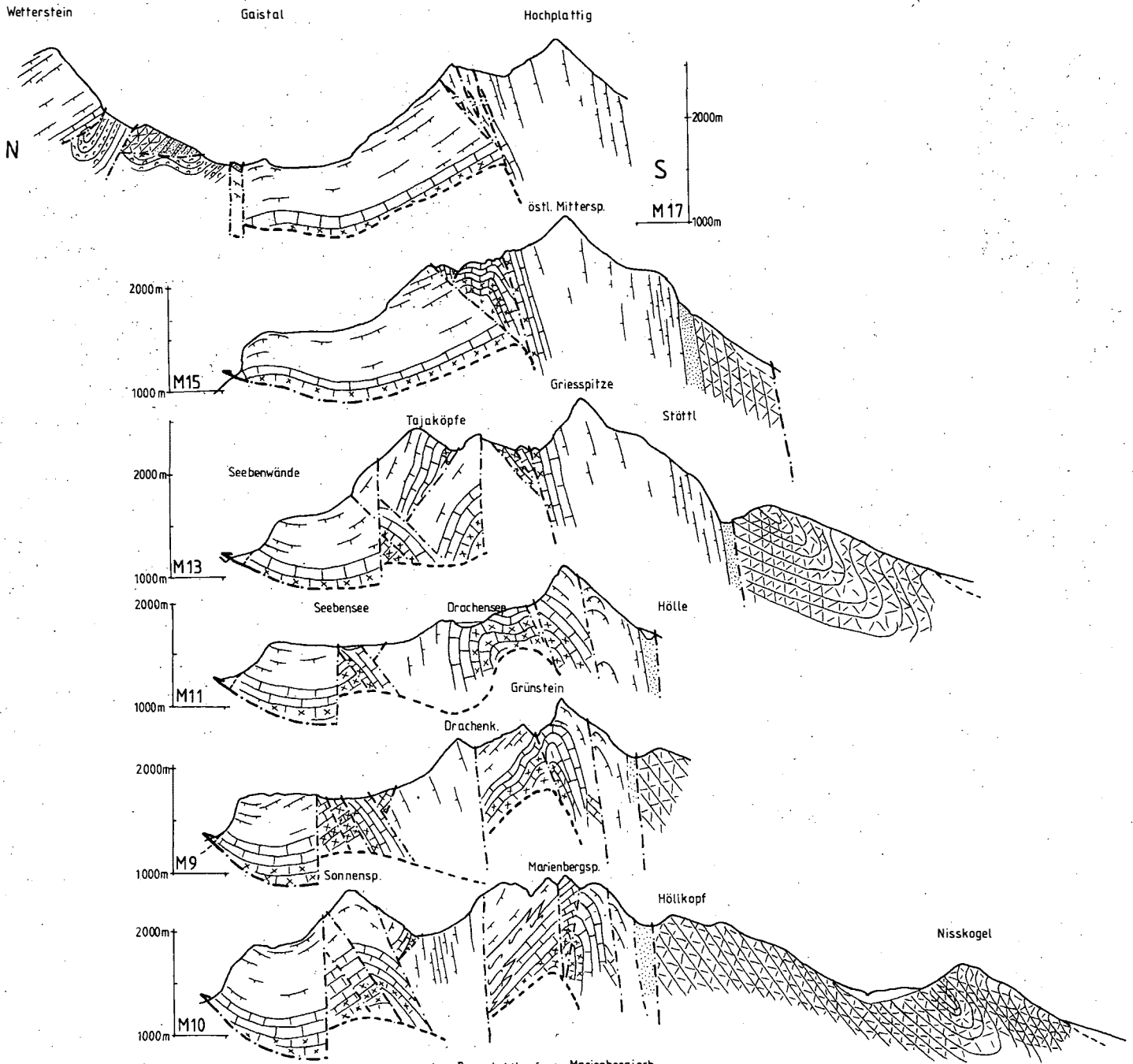
- | | | | |
|--|------------------------|--|---------------------------|
| | DECKENGRENZE | | ANTIKLINALE |
| | SICHER
BRÜCHE | | ANTIKLINALE STARK VERGENT |
| | VERMUTET | | SYNKLINALE |
| | SICHER
AUFSCHIEBUNG | | TEILSYNKLINALE |
| | VERMUTET | | |

TEKTONISCHE
KARTE
der
ZENTRALEN
MIEMINGER

M 1:25 000

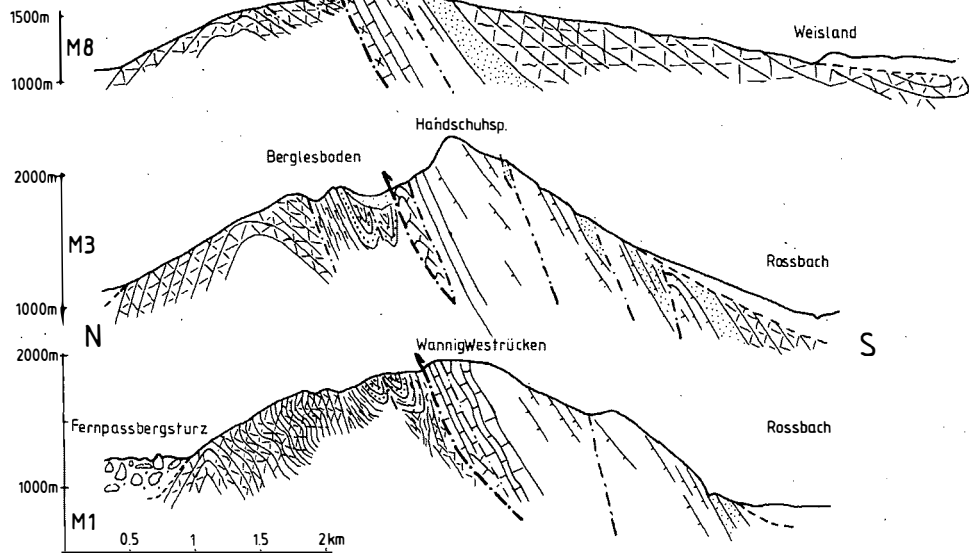
PROFILE durch das MIEMINGER GEBIRGE

M. Becke, Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 12, 15, S. 317-340, 1bk., Juni 1983



Legende zu den Profilen und Abbildungen

- gr. Aptychenschichten
- Radiolarit
- Allgäuschichten
- Kössener Schichten
- Hauptdolomit
- Raibler Schichten
- Wettersteinkalk
- Parfnachschichten
- alp. Muschelkalk
- Reichenhaller Schichten
- Deckengrenze
- Störungen



MAGMATISCH KONTROLLIERTE VERERZUNGEN IM ORDOVIZIUM DER GRAUWACKENZONE (SALZBURG-TIROL)

von H. Mostler*)

mit 8 Abb.

Zusammenfassung

Zunächst wird ein kurzer Überblick über die geologisch-tektonischen Ereignisse innerhalb der Grauwackenzone gegeben und ihre Beziehungen zur Entstehung der Vererzungen aufgezeigt und anhand einer Tabelle illustriert.

Im besonderen jedoch wird der kaledonische Zyklus als ein sehr komplexer Vorgang herausgegriffen und die damit zusammenhängende Lagerstättenbildung dargelegt.

Durch Herauentwicklung einer Taphrogeosynklinale, die im mittleren Ordovizium ihren Höhepunkt erreicht, kommt es zur Bildung von Becken, Tief- und Hochschwellen. In ersteren bilden sich disseminierte Fe-Cu-Zn-(Pb-Au) Erze, in Verbindung mit vereinzelt massiven Stockwerkmineralisationen vom Cyprien-Typus, während in den Tiefschwellenbereichen Kieslager vom Typus Kelchalpe, die allerdings bis in den Hochschwellenbereich reichen können, auftreten.

Die Hochschwellen sind durch Eisenerze, vorwiegend dem Lahn/Dill-Typus zuordenbar, charakterisiert, wobei einerseits alle Übergänge zu den Eisenerzen vom Teliuc/Ghelar-Typus gegeben sind, andererseits ein Konnex zu den Kupferlagerstätten des Typus Kelchalpe besteht.

Die Porphyroide (Abkömmlinge von Rhyolithen, Rhyodaziten und Daziten) sind im Westabschnitt der Grauwackenzone nur sehr schwach mineralisiert. Im Osten jedoch weisen sie Eisenerze vom Lahn/Dill-Typus auf, wobei diese nur innerhalb der dazitischen Anteile der Porphyroide auftreten. Saure Glieder der Porphyroide führen Eisenjaspiliten.

Abschließend wird noch kurz auf eine Chamositvererzung eingegangen, die im Untersilur auftritt und für das kurzwährende Tafelstadium sehr typisch ist.

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck

Summary

A brief view on the geologic-tectonic events in the Greywacke Zone and their relations to the origin of the ore mineralizations is given and illustrated by a table.

In particular the Caledonian cycle as a very complex process is pointed out and the therewith connected formation of deposits is presented.

The development of a taphrogeosyncline, which reached its climax in the Middle Ordovician, leads to the formation of basins, deep and high situated swells. In the basins disseminated Fe-Cu-Zn-(Pb-Au) ores, connected with sporadic massive stockwerk-mineralizations of the Cyprus type, in the deepwater swells kies ore deposits of the "Kelchalpe" type occur, which can indeed reach up to the swells in shallow water position.

These swells are characterized by iron ores (oxidic and carbonatic ores), predominantly belonging to the Lahn/Dill type. On the one hand all transitions to the iron ores of the Teliuc/Ghelar type are existent, on the other hand a connexion to the copper deposits of the Kelchalpe type.

In the western part of the Greywacke Zone the porphyroids (descendants from rhyolites, rhyodacites and dacites) are very weakly mineralized, but in the east they show iron ores of the Lahn/Dill type, which occur only in the dacitic parts. Acidic units of the porphyroids bear iron-jaspilites.

Finally a chamosite ore mineralization is shortly discussed, which appears in the Lower Silurian and is very typical for the short table stage.

Inhalt

1. Einleitung und Problemstellung
2. kaledonischer Zyklus
3. Fe-Cu-Zn-(Pb-Au) Erze vom Cyprien-Typus
4. Fe-Erze vom Lahn/Dill-Typus, an basischen Vulkanismus gebunden
5. Kieslager vom Typus Kelchalpe
6. Fe-Erze, an saure bis intermediäre Vulkanite gebunden
7. Chamosit-Thuringiterze des Tafelstadiums

Literaturnachweis

1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Erst über eine ausführliche geologisch-petrologisch orientierte Untersuchung im Westabschnitt der Grauwackenzone war es möglich, dem Werdegang der in diesem Raum auftretenden Vererzungen nachzuspüren. Eine eingehende minerogenetische Analyse, die gesamte Nördliche Grauwackenzone erfassend (MOSTLER, 1984, in Druck), hat aufgezeigt, daß sich deren Vererzungen streng an die geologisch-tektonischen Entwicklungsstadien halten. Dem Autor gelang es, innerhalb der Grauwackenzone folgende geologisch-tektonische Ereignisse (Zyklen) nachzuweisen:

Ein kaledonischer Zyklus, dessen Beginn schwer erfaßbar ist, der jedoch bis in das höhere Ordovizium reicht, d.h. in einer Heraushebung der Geosynklinalfüllung und anschließender Aufschmelzung der kontinentalen Kruste kulminiert. Abgelöst wird dieser Zyklus von einem kurzwährenden Tafelstadium, dessen Wirksamkeit im höchsten Ordoviz und basalen Silur nachweisbar ist.

Danach setzt ein frühvariskischer Zyklus ein, der mit dem Niederbrechen des erst kurz zuvor konsolidierten Krustenabschnittes initiiert wird und bis in das hohe Oberdevon reicht. Beendet wird dieses Ereignis von einer hochaktiven Phase, als hochvariskischer Zyklus bezeichnet, welcher durch tiefgreifende Veränderungen im Geosynklinalablauf charakterisiert ist. Im späten Abschnitt dieses Stadiums wird die Grauwackenzone in das Metamorphosegeschehen eingebunden (Grünschieferfazies) und erhält ihre erste großtektonische Prägung (Decken- und Schuppenbau). Dieses einschneidende Ereignis wurde im mittleren Oberkarbon abgeschlossen und wird vom spätvariskischen Zyklus abgelöst, der vorwiegend von Prozessen der Montigenese diktiert wird. Heraushebung des variskischen Gebirges (Plombierung des hochvariskischen Schuppenbaues durch intramontane Molassesedimente), in vielen Bereichen nach einer vorangegangenen hochoberkarbonen Verkarstung, sowie Anlage von Grabenbrüchen - dies alles sind Ereignisse des bis in das höhere Unterperm hineinreichenden spätvariskischen Zyklus.

Daran schließt über ein Molassestadium ein längerwährendes Tafelstadium, das im Westen bis in die tiefere Mitteltrias reicht, im Osten bereits im Oberperm durch Anlage eines Riftsystems gestört wird, das die erste frühalpidische Phase einleitet.

Alle hier angezogenen Ereignisse haben direkt oder indirekt zu Mineralisationen beigetragen, z.T. haben sie auch Veränderungen in den früheren Vererzungen herbeigeführt. Da alle in paläozoischer Zeit entstandenen Erze auch dem alpidischen Geschehen ausgesetzt wurden, war es ebenso notwendig, die Veränderungen dieser während des alpidischen Ablaufes in den Griff zu bekommen. Hiezu hat der Autor fünf einschneidende Ereignisse herausarbeiten können, die modifizierend auf die im Paläozoikum entstandenen Mineralisationen wirkten (MOSTLER, 1984, in Druck).

Ziel dieser Studie war es jedoch, nur einen, und zwar den ältesten Zyklus herauszugreifen, anhand dessen der komplexe Ablauf der Vererzungen im Zusammenhang mit dem geotektonischen Geschehen aufgezeigt werden soll (Abb. 1).

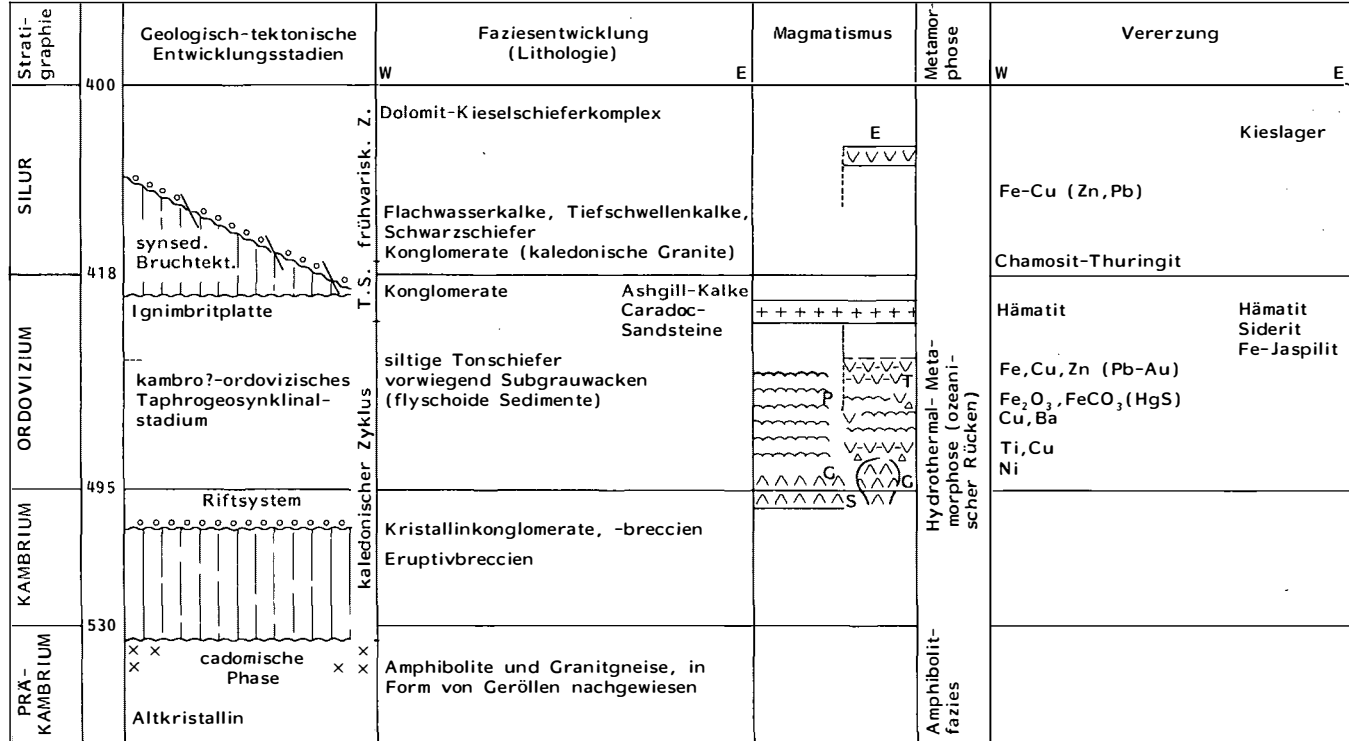


Abb. 1: Schematische Darstellung der geologisch-tektonischen Entwicklungsstadien und der damit in Verbindung stehenden Vererzungen

2. KALÉDONISCHER ZYKLUS

Über das kristalline Basement der Nördlichen Grauwackenzone sind wir im Westabschnitt nur auf indirektem Weg informiert, und zwar einmal aufgrund der ausschließlich aus "Altkristallin"-Komponenten zusammengesetzten Breccienströme und Konglomerate, die den stratigraphisch tiefsten Teil der Grauwackenzone darstellen, zum anderen sind es Eruptivbreccien, die ebenso das gleiche Altkristallinspektrum in Form von mitgerissenen Gesteinsbrocken beinhalten. Wie eine Komponentenanalyse (MOSTLER, 1968) ergab, muß es sich um ein vorkaledonisch metamorphosiertes Basement gehandelt haben, das der Amphibolitfazies angehört.

Nachdem Äußerungen, die der sardischen Phase zuordenbar wären, in den Ostalpen nicht sicher nachweisbar sind, darüber hinaus diese Phase auch am Locus typicus nicht hochorogen wirksam wurde, muß man für die Bildung des Basements der Grauwackenzone ein dem cadomischen Zyklus zuordenbares hochorogenes Ereignis in Betracht ziehen (siehe Abb. 1).

Die Grauwackenzone, heute von mittel- bzw. unterostalpinen tektonischen Einheiten unterlagert, verlor ihr Basement im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung, bedingt durch eine grundgebirgsnahe Abscherung.

Bereits im basalst erhaltenen Teil (nur im Westabschnitt) läßt sich eine Faziesaufsplitterung in Form von Hochschwellen, Tiefschwellen und Becken feststellen, wobei sich im zentralen Beckenbereich in einem schmalen Segment ozeanische - Rücken - Basalte entwickelten (COLINS et al., 1980). Ein derart gestalteter Ablagerungsraum entspricht einem über einem Manteldiapir entwickelten Taphrogen, das sich nach Ansicht des Verfassers im weiteren Verlauf des Ordoviziums zu einer Taphrogeosynklinale im Sinne von FAIRBRIDGE (1975) ausgeweitet hat (siehe hierzu Abb. 2). Die Schwellen und Becken der Taphrogeosynklinale sind im Gegensatz zur später angelegten variskischen Geosynklinale N-S orientiert.

Die Gesamtbreite des Taphrogeosynklinalgebietes beträgt mindestens 100 km (Abb. 3). Nebst der Produktion von Riftbasalten drang in einem Fall sogar Mantelmaterial in die Kitzbüheler Schwelle empor und schuf dort einen Intrusionskörper, bestehend aus Serpentiniten, mächtigen Gabbros und Basalten. Diese Intrusion entspricht in vielen Details dem von MAXWELL (1973) erstellten Modell eine hypothetischen Ophiolithdiapirs.

Aufgrund der gesteins- und mineralchemischen Untersuchungen (COLINS et al., 1980) sind die kambrisch?-ordovizischen basischen Gesteine im Westabschnitt der Grauwackenzone zweifelsohne als tholeiitische Basalte mit einer Förderposition im Bereich eines ozeanischen Rückens anzusprechen. Sie sind fast ausschließlich in Form von Pillow-Laven entwickelt, treten nur im Zeller Becken auf, und sind im Gegensatz zu jenen in den Schwellenbereichen gasblasenfrei.

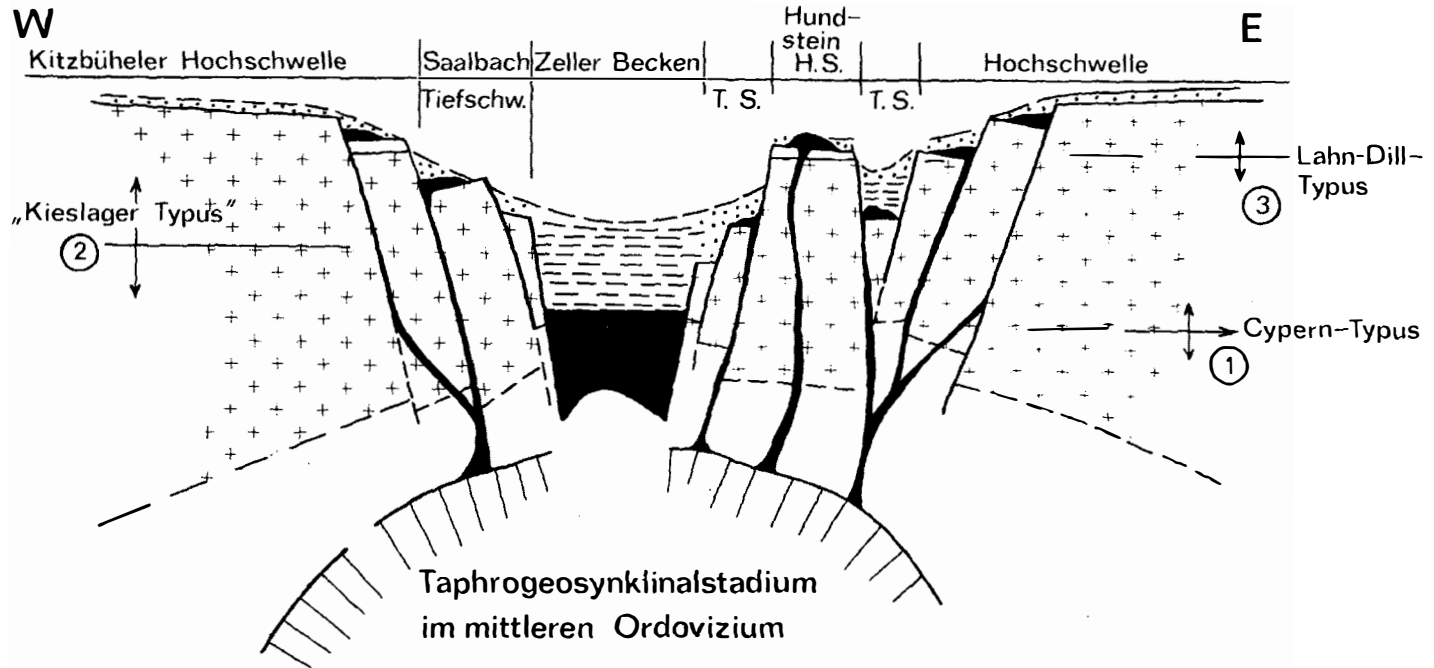


Abb. 2: Taphrogeosynklinalstadium zur Zeit des mittleren Ordoviziums im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Salzburg-Tirol)

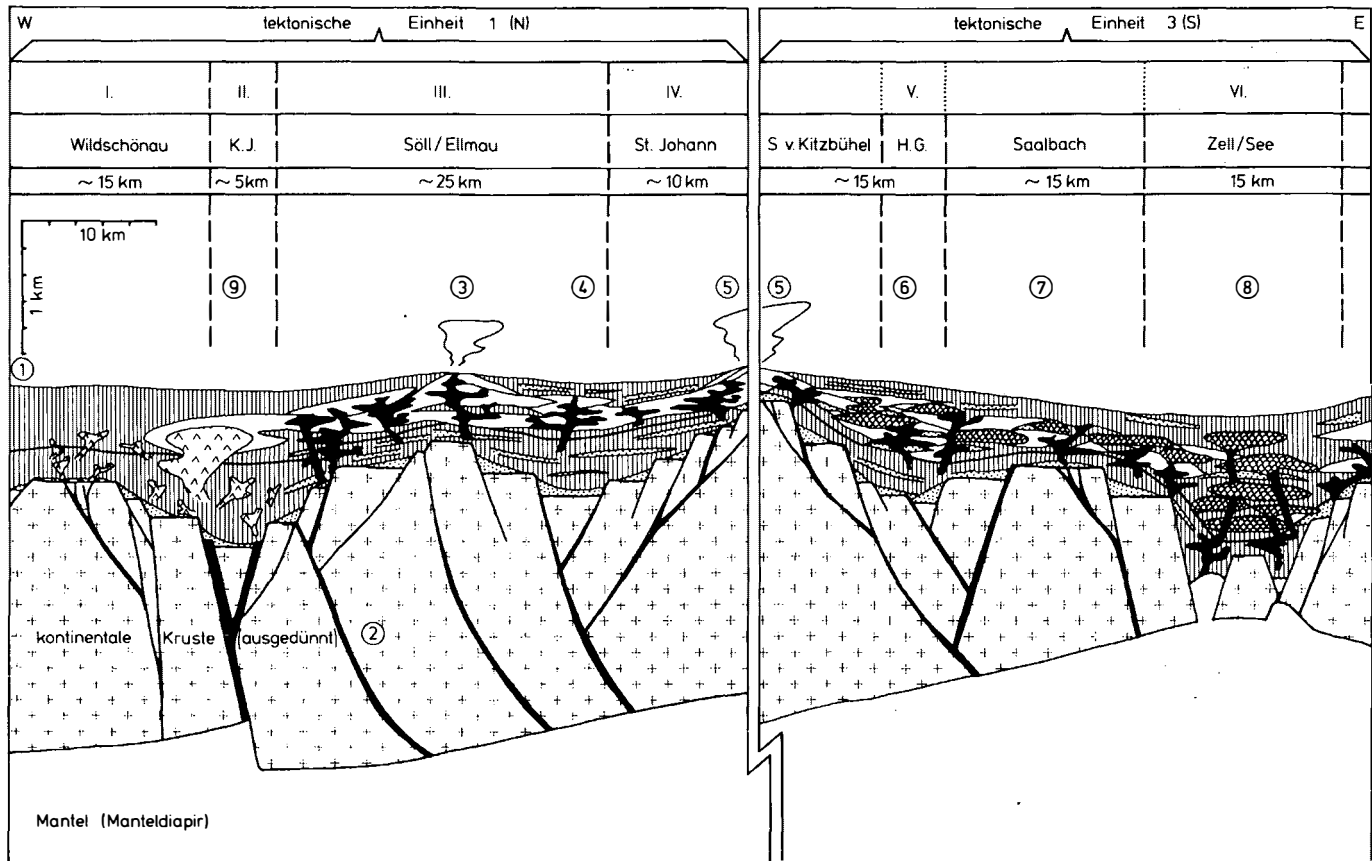


Abb. 3: Das ordovizische Riftsystem der Nördlichen Grauwackenzone Salzburgs und Tirols, nach tektonischen Einheiten aufgliederbar (nach DAVOGG, 1981)

3. Fe-Cu-Zn-(Pb-Au) VERERZUNGEN

Ausgelöst durch eine hydrothermale Konvektion, in die das Meerwasser mit-einbezogen ist, kommt es im Bereich des Zeller Beckens zu einer disseminierten Fe-Cu-Zn(Pb-Au) Vererzung (siehe Abb. 4). Im Zuge dieses Prozesses erfuhren die Pillow-Laven und die sie durchschlagenden Gänge, hervorgerufen durch Hitzekonvektion und Massentransport, eine hydrothermale Metamorphose; diese hat Temperaturen von 500° überschritten, wie die Anwesenheit von gemeiner grüner und brauner Hornblende beweist. Daß diese Metamorphose auf kein regional-metamorphes Ereignis zurückgeht, läßt sich an den sie begleitenden Sedimenten ablesen, deren Mineralparagenese höchstens eine Bildungstemperatur von 425° erfahren hat. Hätte es sich hierbei um einen regional-metamorphen Akt gehandelt, müßte sich dieser in den Sedimenten durch Bildung von Biotit und Granat geäußert haben.

Die kaledonische Entwicklung im Zeller Becken und die damit verbundene Vererzung

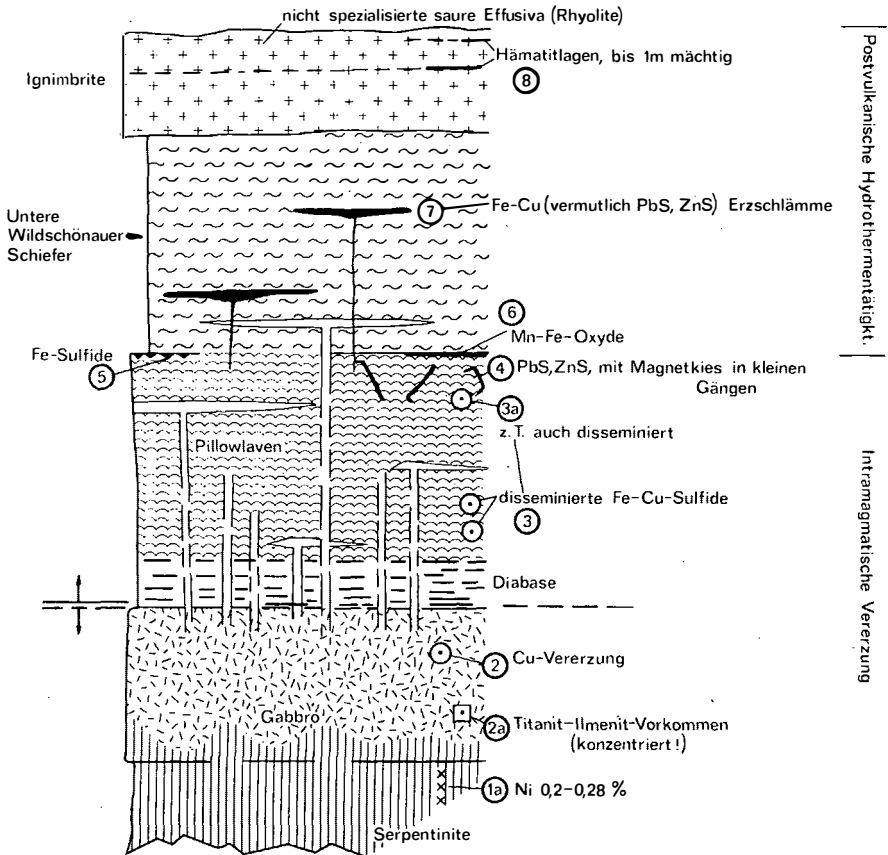


Abb. 4: Die kaledonische Entwicklung im Zeller Becken und die damit verbundene Vererzung

Die gasblasenreichen Pillow-Laven der Schwellenfazies, denen immer wieder pyroklastische und feindetritische Sedimente zwischengeschaltet sind, sind selbst nicht vererzt; nur sehr selten konnte fein verteilter Kupferkies in diesen nachgewiesen werden.

Dagegen tritt zwischen den einzelnen Lavadecken bzw. meist am Top örtlich stark anschwellender Pillow-Laven-Körper eine Roteisensteinvererzung auf; im Flankenbereich ist diese zusammen mit einer Sideritvererzung, in einer Reihe von Fällen sogar mit einer Kupfervererzung vergesellschaftet (Abb. 5).

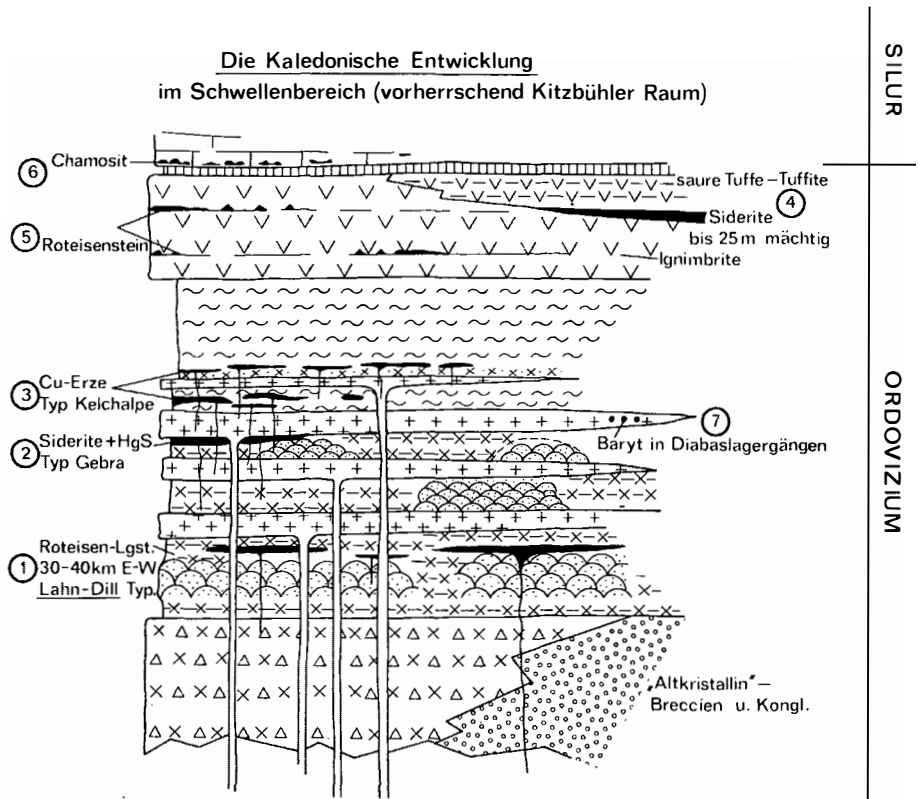


Abb. 5: Kaledonische Entwicklung im Schwellenbereich, unter Berücksichtigung der Vererzung

Roteisenstein-Sideritvererzungen, die örtlich zu Kupfererzen überleiten können, sowie Kupferlagerstätten, fast ausschließlich aus Kupferkies bestehend, sind in den Schwellenbereichen weitverbreitet. Ihre Gebundenheit an Vulkanite in Schwellenposition und der Konnex zur Eisen-Kupfervererzung wurde erst durch die Untersuchungen von H. MOSTLER (1984, in Druck) bekannt.

Die zuerst genannte Fe-Cu-Zn-(Pb-Au) Vererzung entspricht am ehesten dem Cyprien-Typ, wenn auch bisher keine massiven Fe-Cu-Erzkörper nachgewiesen werden konnten.

An einer Stelle jedoch (Maishofen) wurde eine "Stockwerk"-Vererzung, die ein knapp 20 m mächtiges Gesteinspaket vererzt, beobachtet. Sie ist besonders durch "fracture fillings" mit Magnetkies, seltener "cavity fillings" mit Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende und Jasper gekennzeichnet. In Kleinspalten treten neben sehr viel Jasper vor allem Magnetkies und Chlorit auf. Über dieser Stockwerk-Vererzung folgen disseminiert vererzte Pillow-Laven, die in den tieferen Bereichen neben einer homogenen Disseminierung noch zusätzlich eine epigenetische Metallisation an Inhomogenitätsflächen aufweisen.

Generell lassen sich, wenn man von der Stockwerk-Vererzung absieht, phänomenologisch drei Vererzungsformen unterscheiden: Vererzungen innerhalb der Pillows, am Rand der Pillows und solche, die vom Inneren der Pillows über den Rand hinweg in die mit Jasper gefüllten Zwickelräume führen.

Die disseminiert vererzten Pillows weisen einen Kupfergehalt von 0.2 bis 0.5%, einen Zinkgehalt von 0.4 bis 0.9% und einen Bleigehalt von 0.1 bis 0.2% auf. Das Gold schwankt zwischen 1 und 3 ppm.

Völlig analoge Vererzungen konnte der Verfasser in den oberen Pillow-Laven-Folgen der Ophiolithe des Nordapennins studieren. Auch dort ist Gold in Spuren nachgewiesen (Apenninic type, ZUFFARDI, 1977).

Am Top der Tiefwasser-Pillows treten ziemlich horizontbeständig Eisensulfide (Magnetkieslager) auf. In einem Fall wurde auch eine Mangan-Eisen-mineralisation nachgewiesen.

4. Fe-ERZE VOM LAHN/DILL-TYPUS

Unmittelbar mit dem Magmatismus in Verbindung zu bringen sind die über weite Strecken vom Autor innerhalb der letzten zwei Jahre nachgewiesenen und eingehend untersuchten Roteisensteinlagerstätten, die dem Lahn/Dill-Typus sehr ähneln; jedoch hat eine genauere Analyse aufgezeigt, daß diese Vererzung zwar im Grundcharakter dem Lahn/Dill-Typus weitgehend entspricht, in einigen Details aber doch beträchtlich davon abweicht. Durch mehrere, sehr detailliert aufgenommene Profile gestützt, gelangte der Verfasser, was die Lagerstättenposition anlangt, zu folgender Vorstellung (siehe Abb. 6).

Örtlich stark anwachsende, auf pyroklastischem Material oder auf Lava-decken aufsetzende Pillow-Laven-Körper werden häufig nach einer primären SiO₂-Produktion (Fe-freier Jasper) von roten Tuffen mit Einschaltungen von Roteisenerzen überlagert. Die in Abb. 7 dargestellten Roteisensteinkörper selbst sind in mehrere eisenreichere und SiO₂-reichere Lagen gegliedert, d.h. es kommt zu einer im Chemismus rasch wechselnden Abfolge, die im höheren Abschnitt von sehr feinkörnigem roten pyroklastischen Material unterbrochen werden, worauf neuerlich eine Förderung von Hämatit-Jaspillit-

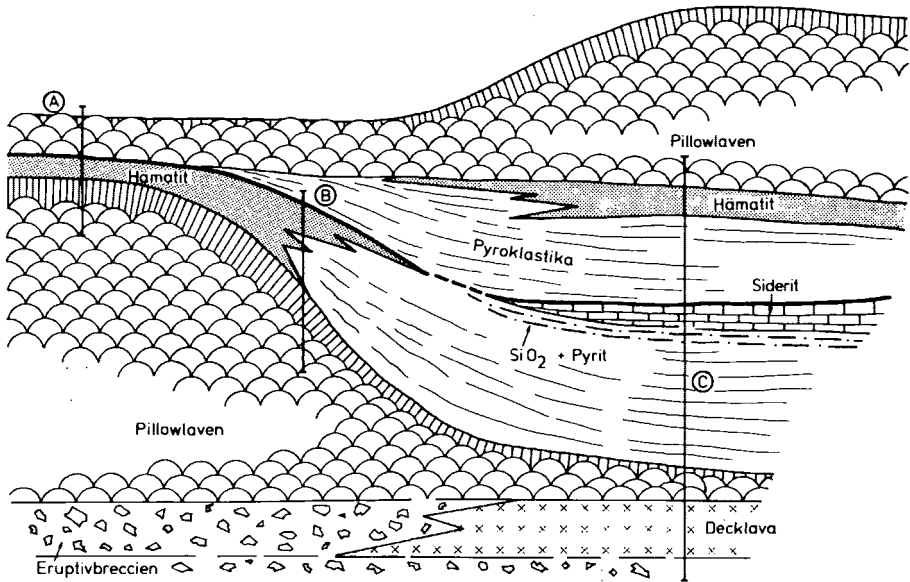


Abb. 6: Hämatitvererzung, am Top von Pillow-Laven des Flachwassers auf-sitzend (Profil A), oder im Flachwasserbereich nach Auffüllen der Depressionen mit Pyroklastika (Profil B und C) situiert. Im tieferen Bereich entstehen über Pyroklastika zunächst kieselsäurereiche Pyritzerze, die von Sideriten abgelöst werden.

Lagern einsetzt. Die damit mancherorts in Verbindung auftretenden Eisen-karbonate (sie sind in die Abb. 7 nicht miteingeflossen) entstammen einer späteren Mobilisierung, die dem Alpidikum zuzuordnen ist.

Aus den internen Gefügen des Primärerzes geht eindeutig hervor, daß es sich bei den Ausfällungsprodukten um kolloidale Gemenge von amorpher Kieselsäure in Verbindung mit Eisen handelt. Trotz der schwachen Metamor- phose sind kolloidartige Bänderungen, diverse Gelstrukturen mit Schrumpfungsrissen etc. zu beobachten.

Diese derart gestalteten Erze haben sich auf jeden Fall unter oxydie- renden Bedingungen gebildet.

Dort, wo sich über Tuffen oder Agglomeraten - abgelagert in Depres- sionen - Eisenerze bildeten, beginnt die Ausscheidungsfolge mit pyritreichen, etwas kupferführenden SiO_2 -Lagen, über welchen lagige Siderite auftreten (reduzierende Bedingungen). Ni- und Cu-Gehalte der Siderite stimmen mit jenen, die DOLEZEL & SCHROLL, 1979, aus dem Westteil der Grauwackenzone beschrieben haben, gut überein; z.T. sind ihre Gehalte noch höher (siehe MOSTLER, 1984, in Druck).

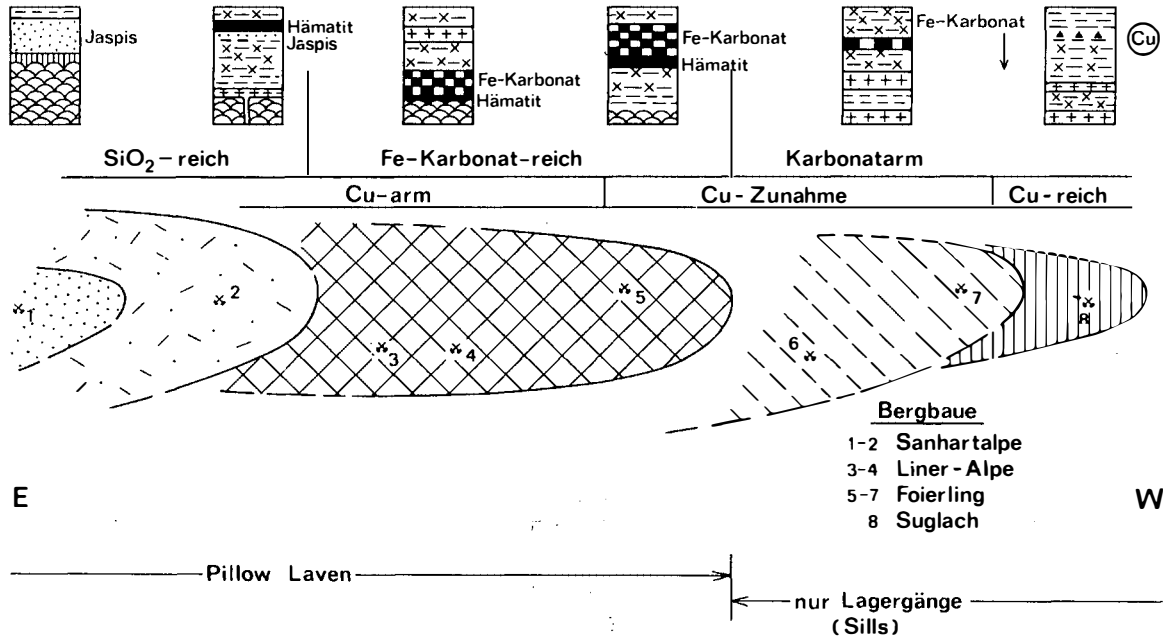


Abb. 7: Darstellung ausgewählter Profile, die von SiO_2 -reicher Fe-Vererzung ohne Cu zu Sideriten, die zunächst noch Cu-arm sind, überleiten, und schließlich über Cu-reichere Mineralisationen in reinen Cu-Lagerstätten enden

Erst in den höheren Schichtfolgen, nach Auffüllen der Depressionen mit pyroklastischem Material, das zunächst noch graugrüne Färbung aufweist, entwickeln sich allmählich daraus rote Tuffe (oxydierendes Milieu), in denen sehr bald die ersten Roteisensteinvererzungen nachgewiesen werden konnten.

Abschließend seien die vom Lahn/Dill-Typus abweichenden Faktoren aufgeführt.

Die Eisenerzkörper sind ausschließlich an tholeiitische Basalte gebunden; Keratophyre fehlen. Die Basalte werden nur von Tuffen und Tuffiten, nicht aber von Kalken überlagert. Die intern lagig aufgebauten Erzhorizonte zeigen keine Aufarbeitung. Das Alter der Vererzung ist durchwegs ordovizisch (Präcaradoc-Alter). Die einzelnen Erzkörper sind sehr klein (höchstens 7 m mächtig, laterale Ausdehnung kaum über 200 m hinausgehend). Außerdem besteht zu den Kupferlagerstätten vom Typ Kelchalpe eine lückenlose Verbindung.

KRÄUTNER (1977) hat in den Poiana-Rusca Mts. (Rumänien) dem Lahn/Dill-Typus einen Teliuc/Ghelar-Typus gegenübergestellt, wobei letzterer sich vor allem durch das Vorwiegen von Eisenkarbonaten, durch ein hohes Mn:Fe-Verhältnis sowie durch Ausscheidung der Erze in einem bathymetrisch tiefer gelegenen Bereich und durch fehlende Resedimente vom ersteren unterscheidet. Versucht man, nach diesen Gesichtspunkten die im Ordovizium auftretenden Eisenlagerstätten aufzugliedern, dann findet man alle Übergänge zwischen dem Lahn/Dill- und Teliuc/Ghelar-Typus.

Obwohl, wie bereits vorher erwähnt, Abweichungen zum Lahn/Dill-Typus gegeben sind, sieht der Verfasser von der Aufstellung eines neuen Lagerstättentypus ab und plädiert dafür, den Begriffsinhalt für den Lahn/Dill-Typus zu erweitern.

5. KIESLAGER VOM TYPUS KELCHALPE

Im Vergleich zu den Vererzungen der Zeller Beckenfazies (Tiefwasserentwicklung) sind die Kieslager des Typus Kelchalpe in Schwellenposition anzutreffen. Gerade diese Gebundenheit an die hohen Ablagerungsbereiche der Taphrogeosynklinale haben den Verfasser veranlaßt, einen eigenen Kieslagertypus aufzustellen.

Am besten ist dieser Typus am ehemaligen Kelchalpenbergbau zu studieren. Dieser Bergbau gehört einem Lagerstättenzug an, der sich von der Wildalpe über die Bachalpe zur Kelchalpe zieht, und auch einen Konnex mit den Vererzungen am Staff und auf der Sonnenspitze bildet. Durch genaue Geländeaufnahmen ist es nun gelungen, den Zusammenhang mit der Hochalpe-Foierlingzug, der sich vorwiegend aus Roteisenstein- und Sideritvererzungen zusammensetzt, nachzuweisen. Bereits POSEPNY (1880: 384) hat eine derartige Verbindung vermutet.

Sehr wesentlich ist es jedoch, daß sich im Bereich der Kelchalpe die Roteisenstein- und Kupfervererzungen treffen, und zwar sind diese stets an bunte pyroklastische Gesteine gebunden.

Folgende Parameter sind für den Kelchalpe-Typus charakteristisch:

1) Geologisch-tektonische Position

Der Kelchalpe-Typus tritt innerhalb der Taphrogeosynklinale sowohl im Tief-schwellen- als auch im Hochschwellenbereich auf. Er ist einerseits verknüpft mit mächtigen Lavadecken, denen Tuffe zwischengeschaltet sind, oder er tritt am Top von Flachwasser-Pillow-Laven auf; auch dort nur innerhalb der Tuffe oder in Wildschönauer Schieferen.

2) Lithologische Gebundenheit

Die Erze sind nie an die basischen Magmatite selbst gebunden, sondern nur an die sie begleitenden Pyroklastika und sandigen Wildschönauer Schiefer; letztere haben sich während der Stillstandsphasen der Magmenförderung gebildet.

3) Vererzungsart

Eine auffallend monotone Vererzung charakterisiert den Kelchalpe-Typus. Es sind ausschließlich Kupferkies-Pyritvererzungen, die von Quarz und Eisenkarbonat begleitet werden. Keine Spur von anderen Erzen ist erkennbar. Die von ILKHANI, 1971, und SCHULZ, 1972, zum Primärerz gerechneten Titanminerale haben nichts mit der Vererzung zu tun. Die Falbenschiefer sind stark durchbewegte Gesteine am Rand der Vererzung (Mylonite), bei denen im Zuge eines Rekristallisationsprozesses Rutil und z.T. auch Kupferkies und Pyrit aufsproßten (auf die Natur der Falbenschiefer wird von MOSTLER in einer eigenen Arbeit eingegangen).

Sehr charakteristisch ist die bereits erwähnte Verbindung zwischen den Kupfererzen und den Roteisenstein-Sideritvererzungen. Kupferkies und z.T. Pyrit sind mit Hämatit und Siderit vergesellschaftet.

4) Vergleiche mit anderen Kieslagertypen

Hier sind vor allem die alpinen Kieslager im Sinne von O.M. FRIEDRICH (1953) zu nennen, die sich vorwiegend aus Pyrit zusammensetzen, wobei diese oft reich an Kupfer sein können. Neben Kupfer treten auch noch Blei-, Zink-, Nickel-Kobalterze sporadisch auf. Sowohl geologisch als auch lagerstättenkundlich betrachtet bieten sich auch hier Möglichkeiten der Untergliederung an, die vom Verfasser in einer eigenen Arbeit vorgestellt werden. Es handelt sich hier um einen weiteren Kieslagertypus innerhalb des Zeller Lagerstättenraumes.

Betrachtet man die drei Hauptvererzungstypen (Cypern-Typus, Lahn/Dill-Typus in etwas abgewandelter Form, und Typus Kelchalpe), die unzweifelhaft mit dem ordovizischen Riftmagmatismus in Verbindung stehen, so drängt sich unwillkürlich die Frage nach deren proximaler und distaler Vererzung auf.

Strenggenommen läßt sich weder vertikal noch lateral, wenn man vom Riftsystem als Quelle der Magmenproduktion ausgeht, eine Zonierung feststellen, und somit ist eine Diskussion hinsichtlich einer proximalen und distalen Position der Vererzung, die eng mit dem magmatischen Geschehen in Verbindung steht, wenig zielführend. Die disseminierte Vererzung in den Pillow-Laven ist über den ganzen Zeller Raum hinweg gleichbleibend. Eine Änderung tritt erst in den mineralisierten tieferen Wildschönauer Schieferen auf, die die Beckenfüllung über den Tiefwasserbasalten darstellen. Anstelle des Magnetkieses tritt Pyrit und gegenüber den disseminierten Erzen drängen nun Kupfererze in den Vordergrund.

Die innerhalb der Pillow-Laven auftretenden, an jüngere Schwachstellen gebundenen Gangvererzungen haben zur Anreicherung von Zinkblende und Bleiglanz geführt. Besonders reich an Zinkblende ist die Lagerstätte Thumersbach, wo Zinkblende stets mit Bleiglanz auftritt, eine Vererzung, die sich im gesamten Zeller Raum in Form von Gängen nachweisen läßt. Hierbei handelt es sich allerdings um jüngere Mobilisate (alpidischen Alters).

Während in den Tiefwasserbasalten Vererzungen fast ausschließlich präsent sind, fehlen solche in den Basalten der Schwellenbereiche.

Die Tief- und Hochschwellen werden von aufgeschmolzenem Mantelmateriale gespeist. Die Pillow-Laven sind undifferenziert, wogegen das Ganggefüge, besonders die Sills, starke Magmendifferenzierungen aufweist; auch sie sind erzfrei! Die Erze im Hochschwellenbereich treten erst über dem Top der Basalte bzw. Flachwasser-Pillow-Laven auf, sind also stets an vulkanoklastische Abfolgen gebunden. Es handelt sich hierbei um Roteisenstein-Sideritlagerstätten mit in lateraler Fortsetzung zunehmender Kupferführung. Die kieselsäurereichen Roteisensteinbildungen liegen der Förderposition näher, während jenen mit höheren Kupfergehalten eine distale Position zukommt. Für diesen Lagerstättentypus kann man das von PLIMER, 1978, vorgeschlagene Schema hinsichtlich proximaler und distaler schichtgebundener Erzlagerstätten jedoch durchaus anwenden.

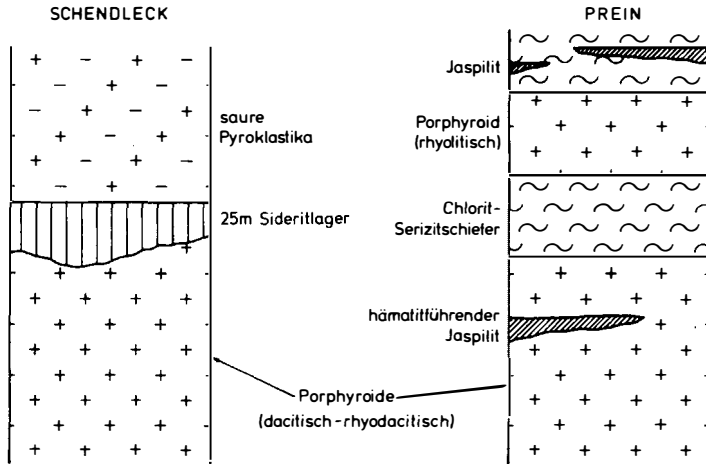
6. Fe-ERZE, AN SAURE BIS INTERMEDIÄRE VULKANITE GEBUNDEN

Die Porphyroide, worunter man schwach metamorphosierte Vulkanite versteht, die sich vorwiegend aus Alkalirhyolithen und Rhyodaziten zusammensetzen, folgen unvermittelt über den Sedimenten der taphrogeosynklinalen Entwicklung. Die so plötzliche tiefgreifende Veränderung im frühgeosynklinalen Geschehen geht auf die Auswirkung der takonischen Phase zurück, die sich besonders im Westabschnitt der Grauwackenzone durch eine starke Bruchtektonik äußerte. Dadurch wurden beträchtliche Gebiete dem marinen Ablagerungsraum entzogen, insbesondere jene der Schwellenfazies, während die in ursprünglicher Beckenposition als Vulkaninseln im marinen Flachwasserbereich verblieben.

Eine stärkere Vererzung weisen nur die im Ostabschnitt verbreiteten Porphyroide auf. Es handelt sich um Eisenerze, die einmal in Form von Rot-eisenstein und Eisenkieselerzen, zum anderen als Siderite auftreten (BAUMGARTNER, 1976). In allen Fällen (siehe Abb. 8) sind die Erze an jene Porphyroide gebunden, die einen mehr intermediären Chemismus aufweisen. HEINISCH (1980) konnte eindeutig nachweisen, daß die Porphyroide des Gebietes um die Veitsch völlig mit jenen des Eisenerzer-Raumes (beide vererzt) zusammenfallen.

Was also die Genese der Eisenerze betrifft (sie treten fast ausschließlich im Tuff- bis Tuffitgefüge der Porphyroide auf), so stehen sie jenen des Lahn/Dill-Typus nahe. Weder genetisch noch zeitlich hierherzustellen sind jene Siderite, die im wesentlichen den Steirischen Erzberg aufbauen (MOSTLER, 1984, in Druck).

Die vorwiegend sauren Vulkanite des höheren Ordoviziums, die mit zu den größten Ignimbritausbrüchen der Erde gehören, sind im Gegensatz zu den durchaus vergleichbaren, stark vererzten (Pb, Zn, Cu, Ba) permischen



nach W. BAUMGARTNER 1976

Abb. 8: Syngenetische Eisenerze, gebunden an den sauren bis intermediären hochordovizischen Vulkanismus am Ostrand der Grauwackenzone (Steiermark)

Quarzporphyren der Südalpen, mit Ausnahme der zuvor genannten Fe-Mineralisation, erzfrei. Auf der Suche nach einer Erklärung der Sterilität der ordovizischen Porphyroide wurde zunächst der Frage hinsichtlich der stofflichen Spezialisierung nachgegangen. Wenn man beispielsweise die Cu-Pb-Zn-Gehalte zwischen den ordovizischen und permischen Quarzporphyren vergleicht, so gibt es kaum Unterschiede (KLAU & MOSTLER, 1982).

Die permischen Quarzporphyre sind wesentlich stärker differenziert und in ihrer Entwicklung vielphasiger; außerdem sind sie durch eine sehr starke Propylitisierung gekennzeichnet, die intrapermisch ablief, was damit belegt werden kann, daß sie von der höchsten Ignimbriteinheit permischen Alters plombiert wurde (BRANDNER & MOSTLER, 1982). Der Hauptgrund ist jedoch im großtektonischen Rahmen zu sehen. Die Porphyroide der Grauwackenzone sind im Zuge einer intensiven Hebungstektonik, d.h. im Gefolge einer starken Dehnung, in Verbindung mit einem geosynklinalen Geschehen, entstanden, während der permische Quarzporphyr die Position eines typischen Subsequentits einnahm. Damit ist auch die Frage nach dem Fehlen von "porphyry copper ores" in den ordovizischen Porphyroiden beantwortet.

7. CHAMOSIT-THURINGITERZE DES TAFELSTADIUMS

Die Chamosit-Thuringitvererzung setzt mit der ersten Karbonatgesteinsentwicklung über Aufarbeitungsprodukten der vorwiegend subaerisch entstandenen Ignimbrite (Porphyroide) ein.

Gut erschlossen ist diese Vererzung in einem Seitengraben bei Westendorf und auf den Spießnägeln nächst Aschau im Spertental. Im letzteren Vorkommen treten die Erze direkt über gut aufbereiteten hochordovizischen Rhyolithen auf. Sie bilden in den basalsten Karbonatgesteinen bis zu 30 cm mächtige schichtkonkordante Lager, die ihrerseits noch stark von Silikatdetritus beeinflußt sind (AL-HASANI & MOSTLER, 1969).

Wesentlich mächtiger sind die Chamosit-Thuringiterze bei Westendorf (MOSTLER, 1968, wo über den Porphyroiden grobklastische Aufarbeitungsprodukte entwickelt sind, die von feldspatreichen Sandsteinen (2 m) überlagert werden. Gleichzeitig mit dem Einsetzen der Karbonatsedimente finden sich, analog zu den Spießnägeln, Chamosit-Thuringiterze, die einmal bankextern, also in Zwischenlagen der Karbonatgesteine, gebildet wurden, zum anderen sind hier bankinterne Chamositerze entwickelt, die in Form von Onkoiden auftreten. Die basalen Karbonatgesteine sind auch hier relativ reich an Silikatdetritus. Außerdem sind sie durch Stromatolithenführung ausgezeichnet, so daß es möglich erscheint, daß die Stromatolithen zum Aufbau der Chamositerze (in Onkoidausbildung) mit beigetragen haben.

Echte Ooide, wie sie sonst bei diesen Erztypen häufig auftreten, konnten nicht nachgewiesen werden.

Die Chamosit-Thuringiterze, zu denen sich untergeordnet noch Hämatit und Pyrit gesellen, entstanden unmittelbar, nachdem sich dieser Krustenabschnitt im höheren Ordovizium konsolidiert hatte, und gerade im Begriff war, über ein verstärkt epirogenetisches Initialstadium das frühvariskische Geosynklinalgeschehen einzuleiten. Vor allem Chamosite sind im Ordovizium und Silur Europas weitverbreitet und treten bevorzugt in epikratonischen marinen Bereichen auf (WOPFNER & SCHWARZBACH, 1976). Ihr Auftreten innerhalb der Grauwackenzone im tiefsten Silur markiert das Auslaufen des an den kaledonischen Zyklus anschließenden Tafelstadiums. Dieses Tafelstadium setzt im Ashgill ein und endet mit dem basalen Llandovery.

Literaturnachweis

- AL-HASANI, N. & H. MOSTLER (1969): Zur Geologie der Spießnägels südlich Kirchberg (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). - Veröff. Univ. Innsbruck 9, Alpenkundl. Studien V, 1-26, Innsbruck.
- BAUMGARTNER, W. (1976): Zur Genese der Erzlagerstätten der östlichen Grauwackenzone und der Kalkalpenbasis (Transgressionsserie) zwischen Hirschwang/Rax und Neuberg/Mürz. - Berg- u. Hüttenmännische Mh., Jg. 121, H. 2, 51-54, Springer-Verlag.
- BRANDNER, R. & H. MOSTLER, H. (1982): Der geologische Aufbau des Schlernegebietes und seiner weiteren Umgebung. - Exkursionsführer, Jahrestagung der Österr. Geol. Ges., Seis am Schlern, Südtirol, 1-42.
- COLINS, E., HOSCHEK, G. & H. MOSTLER (1980): Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. - Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 1978/1979, 342-378, 17 Abb., 4 Tab., Wien.
- DAVOGG, B. (1981): Geologische Untersuchungen an basischen Magmatiten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung ihrer Eignung als natürliche Rohstoffe. - Diss., Univ. Innsbruck, 132 S.
- DOLEZEL, P. & E. SCHROLL (1972): Zur Geochemie der ostalpinen Siderite. - 2nd Intern. Symp. Min. Dep. Alps, Ljubljana 1972, 343-359.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1975): Continental margin sedimentation. - IX. Internat. Sediment. Congr., vol. P 1, Theme 4, Tectonic and sedimentation, 109-120, Nizza.
- FRIEDRICH, O.M. (1953): Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. - Radex-Rdsch., 371-407, mit Karte 1:500 000.
- HEINISCH, H. (1980): Der ordovizische "Porphyroid"-Vulkanismus der Ost- und Südalpen - Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. - Diss., Univ. München, 253 S.
- ILKHANI-GLIDJAI, E. (1971): Die Erzlagerstätten südöstlich von Kitzbühel (Tirol). - Diss., Univ. Innsbruck.
- KLAU, W. & H. MOSTLER (1983): Zn-Pb-F-mineralization in Middle Permian of Tregiovo (Province of Bozen/Trient, Italy). - In: SCHNEIDER, H.-J. (Ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, 71-80, 6 Abb., Springer-Verlag.
- KRAUTNER, H.G. (1977): Hydrothermal sedimentary iron ore related to submarine volcanic rises: the Teliuc-Ghelar type as a carbonatic equivalent of the Lahn-Dill type. - In: KLEMM, D.D. & H.-J. SCHNEIDER (Ed.): Time- and Strata-Bound Ore Deposits, 232-254, 14 figs., Springer-Verlag.
- MAXWELL, J.C. (1973): Ophiolites - old oceanic crust or internal diapirs?. - In: Symp. Ophiolites in the Earth's Crust. Moscow: Acad. Sci. USSR, 71-73.
- MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18. Bd., 1967, 89-150, Wien.
- MOSTLER, H. (1984, in Druck): Zum minerogenetischen Stockwerkbau in der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen, Österreich).

- PLIMER, I.R. (1978): Proximal and distal stratabound ore deposits. - Mineral. Deposita (Berl.) 13, 345-353.
- SCHULZ, O. (1972 a): Horizontgebundene altpaläozoische Kupfervererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. - TPM Tschermaks Min. Petr. Mitt. 17, 1-18, Springer-Verlag.
- SCHULZ, O. (1972 b): Neuergebnisse über die Entstehung paläozoischer Erzlagerstätten am Beispiel der Nordtiroler Grauwackenzone. - 2nd Intern. Symp. Min. Dep. Alps, Ljubljana 1972, Geological Transactions and Reports, vol. 15, 125-140.
- SCHULZ, O. (1974): Metallogenese im Paläozoikum der Ostalpen. - Geol. Rdsch. 63, 93-104.
- WOPFNER, H. & M. SCHWARZENBACH (1976): Ore deposits in the light of paleoclimatology. - In: WOLF, K.H. (Ed.): Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits, vol. 3: Supergene and Surficial Ore Deposits; Textures and Fabrics, 43-87, Elsevier Publ. Comp.
- ZUFFARDI, P.(1977): Ore/mineral deposits related to the Mesozoic ophiolites in Italy. - In: KLEMM, D.D. & H.-J. SCHNEIDER (Ed.): Time- and Strata-Bound Ore Deposits, 314-327, Springer-Verlag.