©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 131	Heft 1	S. 21–125	Wien, Juni 1988

Unterostalpine Jurabreccien in Österreich. Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg – Tirol)*)

Von HERMANN HÄUSLER**)

Mit 58 Abbildungen, 9 Tabellen und 8 Tafeln

Salzburg
Tirol
Unterostalpin
Hippoldfazies
Recknerfazies
Tarntaler Breccie
Schwermineralien
Chromspinell
Hochfeindfazies
Brecciendeformation
R_f/Φ-Methode
Türkenkogelbreccie
Schwarzeckbreccie
Pleislingfazies
Jura
Lithofaziestypen
„Scarp"-Breccien
Ablagerungsmodell
Paläogeographie

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 148, 149, 156, 157

Inhalt

Zusammenfassung ... 22
Abstract ... 23
1. Einleitung und Problemstellung ... 24
2. Arbeitsmethodik ... 24
2.1. Geländeuntersuchungen ... 24
2.2. Bearbeitung des Probenmaterials ... 27
2.2.1. „Strain"-Analysen an grobklastischen Metasedimenten ... 27
2.2.2. Sedimentpetrographische Untersuchungen ... 28
2.3. Sedimentologische Interpretation ... 29
3. Zur Metamorphose der unterostalpinen Juraschichten ... 30
4. Zur bisherigen Bearbeitung der nachtriadischen unterostalpinen Breccien ... 30
4.1. Tuxer Voralpen ... 30
4.2. Radstädter Tauern ... 31
5. Beschreibung und Interpretation nachtriadischer Schichten in den Tuxer Voralpen ... 32
5.1. Die nachtriadischen Schichten der Hippold-Decke ... 35
5.1.1. Verbreitung ... 35
5.1.2. Schichtglieder der Hippoldfazies ... 36
5.1.2.1. Tarntaler Schichten ... 36
5.1.2.1.1. Komponenten-gestützte Breccie ... 36
5.1.2.1.2. Matrix-gestützte Breccie ... 48
5.1.2.1.3. Grauwackenschiefer ... 51
5.1.2.1.4. Ton- und Kalkschiefer ... 54
5.1.2.1.5. Kalkmarmor ... 55
5.1.2.2. Radiolarit-Schichten ... 55
5.2. Die nachtriadischen Schichten der Reckner-Decke ... 55
5.2.1. Verbreitung ... 55
5.2.2. Schichtglieder der Recknerfazies ... 57
5.2.2.1. Tarntaler Schichten ... 57

*) Habilitationsschrift zur Erlangung der Lehrbefugnis, eingereicht an der Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien.

**) Anschrift des Verfassers: Dr. HERMANN HÄUSLER, Institut für Geologie der Universität, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

5.2.2.1.1. Komponenten-gestützte Breccie ... 58
5.1.2.1.2. Matrix-gestützte Breccie ... 63
5.1.2.1.3. Ton- und Kalkschiefer ... 64
5.1.2.1.4. Marmor ... 65
5.2.2.2. Radiolarit-Schichten ... 65
5.2.2.3. Geier-Schichten ... 65
5.3. Interpretation der Faziesassoziationen in den Tarntaler Schichten der Hippold- und Recknerfazies ... 67
6. Beschreibung und Interpretation der nachtriadischen Schichten in den Radstädter Tauern ... 68
6.1. Die nachtriadischen Schichten der Hochfeind-Decke ... 69
6.1.1. Deformationsuntersuchungen an Breccienserien der Hochfeind-Decke ... 71
6.1.2. Schichtglieder der Hochfeindfazies ... 74
6.1.2.1. Türkenkogel- und Schwarzeck-Schichten ... 75
6.1.2.1.1. Komponenten-gestützte Breccie ... 75
6.1.2.1.2. Matrix-gestützte Breccie ... 85
6.1.2.1.3. Metaarenite ... 86
6.1.2.1.4. Ton- und Kalkschiefer ... 87
6.1.2.1.5. Grüne Phyllite ... 87
6.1.2.1.6. Marmor ... 90
6.1.2.2. Radiolarit-Schichten ... 90
6.2. Die nachtriadischen Schichten der Pleisling-Decke ... 91
6.3. Interpretation der Faziesassoziationen ... 93
7. Vorstellungen zum Ablagerungsmodell der unterostalpinen Jurabreccien ... 94
8. Rekonstruktion der lokalen Paläogeographie auf Grund der Verbreitung grobklastischer unterostalpiner Ablagerungen ... 94
8.1. Lias-Dogger-Paläogeographie der Hippold- und Recknerfazies ... 94
8.2. Lias-Dogger-Paläogeographie der Hochfeind- und Pleislingfazies ... 96
9. Vergleich der bearbeiteten nachtriadischen unterostalpinen Breccien mit äquivalenten Breccienvorkommen in Graubünden (Schweiz) ... 97
9.1. Der unterostalpine Kontinentalrand der Ostalpen ... 97
9.2. Der unterostalpine Kontinentalrand der Westalpen in Graubünden ... 98
9.2.1. Breccien der Alv-, Fain- und Mezzaun-Formation (Lioas–Dogger) ... 98
9.2.2. Breccien der Bardella- und Saluver-Formation (Dogger) ... 98
9.2.3. Pennin ... 98
10. Zur paläotektonischen Entwicklung des unterostalpinen Kontinentalrandes im Jura ... 99
Dank ... 101
Literatur ... 102

Zusammenfassung

Im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters wurden die nachtriadischen Breccienserien untersucht. Die sedimentologische Bearbeitung der schwach metamorphen Schichtfolgen erfolgte in der Hippold- und Reckner-Decke, in den Tuxer Voralpen und in der Hochfeind- und Pleisling-Decke, in den Radstädter Tauern. Der paläogeographisch nördlichere Bereich, in Hippold- und Hochfeindfazies, führt Breccienserien, die mehrere 100 Meter Mächtigkeit erreichen. Ein ehemals weiter südlich gelegener Bereich, in Reckner- und Pleislingfazies, wird durch breccienärmere Juraschichten charakterisiert.

Die nachtriadischen Schichten der Hochfeind-Decke werden von Liegend nach Hangend in die Türkenkogel-Schichten, die Radiolarit-Schichten und in die Schwarzeck-Schichten gegliedert. Die Schichtgruppe der Hippold- und Reckner-Decke besteht aus den Tarntaler Schichten, den Radiolarit-Schichten und den Geier-Schichten.

Daß es sich bei den kieseligen Gesteinen der Radiolarit-Schichten tatsächlich um Metaradiolarite handelt, belegen Reste von Radiolarien und das Fehlen bzw. der minimale Prozentsatz detritärer Zirkone. In lithologisch ähnlichen Gesteinen, wie z.B. in Metaquarzareniten der Türkenkogel-Schichten oder im skythischen Lantschfeldquarzit ist der Zirkongehalt im Streupräparat durchschnittlich um einen Faktor 30 höher.

Die Gliederung der fossilarmen Breccienserien beruht auf einer lithostratigraphischen Einstufung des Jura-Radiolarites in den Unter-Malm (Ruhpoldinger Radiolarit). Die Tarntaler Schichten der Hippold- und Reckner-Decke und die Türkenkogel-Schichten der Hochfeind-Decke werden generell in den Lias – Dogger gestellt. Über den, lokal unterschiedlich detritär beeinflußten Radiolarit-Schichten setzte erneut eine grobklastische Sedimentation ein (Schwarzeck-Schichten der Hochfeind-Decke; Geier-Schichten der Reckner-Decke). Unterkreide konnte in den jüngsten unterostalpinen Schichten der Ostalpen bisher noch nicht nachgewiesen werden.

An Breccienserien der Hochfeind-Decke wurden quantitative „strain"-Analysen nach der R_f/Φ-Methode durchgeführt, um die tektonische Verformung der Breccienkomponenten besser zu erfassen. Die Computerauswertungen ergaben, daß die Strainellipsoide für Dolomitkomponenten in extrem verfalteten Bereichen der Türkenkogel-Schichten fast um 50 % größer sind als in eben lagernden Schichten. Aus dem Vergleich der Strainellipsoide läßt sich ferner ableiten, daß Kalk- und Mikritkomponenten 50 % bis 400 % stärker deformiert worden sind als Dolomitkomponenten. Die Werte im Flinn-Diagramm liegen überwiegend im „flattening"-Feld und nur untergeordnet im „constrictional"-Feld nahe der „plane strain"-Geraden. Auf Grund der Beziehung dieser Werte zu den Geländestrukturen läßt sich ein Verformungspfad rekonstruieren, der über eine „plane strain"-nahe Verformung zu einer Plättung geführt hat.

Aus der Komponentenzusammensetzung der in der paläogeographisch nördlicheren Zone abgelagerten Breccien lassen sich jeweils lokale unterostalpine Liefergebiete rekonstruieren, die Triaskarbonate, Triasbasisquarzite und vortriadische Schichten wie z. B. Quarzporphyr oder Kristallin umfaßten. In den ehemals weiter südlich gelegenen Liefergebieten wurden hauptsächlich Karbonate der höheren Trias erodiert (Abb. 57, 58). Das im Unterostalpin der Ostalpen auf die Hippold- und Recknerfazies beschränkte Auftreten von Chromspinell erfordert lokal einen ultrabasischen Körper als Liefergebiet. Da in den unterostalpinen Schichtfolgen heute keine entsprechenden Chromit-führenden Schichten bekannt sind, wird an die Erosion eines Ultrabasites gedacht, dessen Platznahme im Lias–Dogger erfolgt ist. Aus dem gemeinsamen Auftreten von ultrabasischem und fossilbelegtem karbonatischem Detritus in arenitischen bis feinbrecciösen Ablagerungen kann jedenfalls auf eine benachbarte Position beider Erosionsgebiete geschlossen werden.

Für die Ablagerung der Komponenten- und Matrix-gestützten Breccien sowie der Metagrauwacken wird ein gravitativer Massentransport angenommen. Die „unstrained plot"-Diagramme aus den R_f/Φ-Analysen zeigen ausnahmslos, daß z. B. in den Komponenten-gestützten Breccien der Türkenkogel-Schichten vor deren Deformation keine Imbrikation vorgelegen hat. Die rückberechneten R_i-Werte der Dolomitkomponenten ergeben, daß diese parallel und in heutiger Nord-Südrichtung eingeregelt waren. Da auch auf Grund der räumlichen Verteilung der Breccien auf deren Kanalisierung in Nord-Süd-Richtung geschlossen wird, kann als Ablagerungsmechanismus für die Komponenten-gestützten Breccien ein „debris flow"-Mechanismus angenommen werden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die ruditischen bis arenitischen „mass flow"-Ablagerungen sind durchwegs schlecht sortiert. Breccienablagerungen variieren in der Mächtigkeit von Zentimeter- bis Dekameter-dicken Lagen. An Bänken Komponenten-gestützter Breccien wurde beobachtet, daß der Modalwert der Komponenten mit der Bankmächtigkeit zunimmt. In den Meter-mächtigen Breccienbänken schwankt der Durchmesser der am häufigsten angetroffenen Komponenten (Modalwert) zwischen 1,5 und 5 cm. Olistholithe von 10–100 m Größe und darüber treten vor allem in der bis 80 m-mächtig aufgeschlossenen Schwarzeckbreccie der Hochfeindfazies auf. Die Rundungsgrade der Breccienkomponenten liegen allgemein zwischen „angular" und „subrounded", woraus auf einen relativ kurzen Transport des Schuttmaterials geschlossen werden kann. Ob die Erosion des unterostalpinen Liefergebietes subaerisch oder submarin erfolgte, bleibt ein offenes Problem. Allgemein ist die Basis der „mass flow"-Ablagerungen eben ausgebildet. Nur selten konnten an Bankunterseiten von Breccien sedimentäre Strukturen oder innerhalb der Breccien „rip up clasts" beobachtet werden, die auf eine Erosion der unterlagernden pelitischen Sedimente durch „mass flows" schließen lassen. Aus der Wechsellagerung von Breccien, Grauwackenschiefern und Metapeliten wird auf episodische Schüttungen der grobklastischen Sedimente geschlossen. Da Breccienbänke oft auf kurze Distanz in ihrer Mächtigkeit variieren oder ganz auskeilen, ferner Breccienkörper oft kanalisiert innerhalb der pelitischen Fazies auftreten und häufig einen normal- bis invers-gradierten Aufbau zeigen, werden die Breccien-führenden Serien als sehr proximale Ablagerungen interpretiert. Breccienfolgen mit einem „coarsening- and thickening-upward" lassen auf Ablagerungen des Breccienmaterials in progradierenden Breccienloben schließen. Mit Ausnahme der basalen, diskordanten Liasbreccie lassen sich alle höheren Breccien als submarine Ablagerungen in unterschiedlich entwickelten, proximalen „fan"-Bereichen interpretieren, die jeweils lokalen tektonischen Bruchtreppen („scarps") vorgelagert waren.

In den Tarntaler Schichten der Hippold-Decke läßt sich aus der heutigen Anordnung einer südlicher entwickelten „channel-slope"-Assoziation und einer nördlicher gelegenen „breccia-fan"-Assoziation indirekt eine Breccienschüttung aus südlicher Richtung nachweisen (Abb. 55). In der „base of fault scarp"-Assoziation der Tarntaler Schichten der Reckner-Dekke kann aus der kanalisiert auftretenden und rasch gegen Nordwesten auskeilenden Tarntaler Breccie ein Liefergebiet in südöstlicher Position rekonstruiert werden (Abb. 56). Für die Türkenkogelbreccie der Hochfeind-Decke läßt sich keine eindeutige Schüttungsrichtung rekonstruieren, während für die hangende Schwarzeckbreccie ein Materialtransport aus allgemein südlicher Richtung vermutet wird.

In einem plattentektonischen Modell lassen sich die hypothetischen „scarps" sowohl „listric normal faults" als auch „transform faults" zuordnen. Diese Rekonstruktion läßt sich gut mit den paläotektonischen Vorstellungen im Unterostalpin der Westalpen (Err-Bernina-Decke) vergleichen.

Den jurassischen unterostalpinen „mass flow"-Ablagerungen wird das Evolutionsmodell eines passiven Kontinentalrandes zu Grunde gelegt. Die Breccien werden somit als Auswirkungen epirogenetischer Vorgänge der kimmerischen Phasen im südpenninisch-unterostalpinen Raum gedeutet.

Abstract

Post Triassic breccias were studied in the Lower Austroalpine tectonic unit of the Eastern Alps. The sedimentological studies were carried out in the Hippold- and Reckner nappe in the west and in the Hochfeind and Pleisling nappe in the east of the Penninic Tauern window. The result of 9 measurings of illite-crystallinity (index according to B. KUBLER, 1967) brought a mean of 3,1 indicating „low-grade metamorphism" (H. G. F. WINKLER, 1979). The palinspastic reconstruction shows a northern area with very thick breccia series, the so called Hippold- and Hochfeind facies and a southern zone, the Reckner- and Pleisling facies which is characterized by local breccias of slight thickness.

The post Triassic series of the Hochfeind nappe are divided into the Türkenkogel formation, the Radiolarian chert-formation and the Schwarzeck formation. The group of the Hippold- and Reckner nappe consists of the Tarntal formation, the Radiolarian chert-formation and the Geier formation. The siliceous rocks of the Radiolarian chert-formation are characterized by deformed radiolarians and by the lack of zirkon detritus. Lithologically very similar rocks as e. g. the metaquartzarenites of the Türkenkogel formation or the Lantschfeldquartzits of Skythian age contain high amounts of zirkon in the heavy-mineral spectrum.

The lithostratigraphic correlation of Jurassic breccia series, locally starting with a major unconformity, is based on the comparison of cherts with the Lower Austroalpine Radiolarian chert of the Western Alps. Therefore, the Tarntal formation of the Hippold- and Reckner nappe as the Türkenkogel formation of the Hochfeind nappe mainly comprise rocks of Liassic to Dogger age. Above the Ruhpoldinger Radiolarian chert, coarse clastic sedimentation continues in the Upper Malmian (Schwarzeck formation of the Hochfeind nappe; Geier formation of the Reckner nappe). In the youngest formations of the Lower Austroalpine unit no evidence for a Lower Cretaceous age could be found.

Strain analyses using the R_f/Φ-method were carried out in the breccia series of the Hochfeind nappe in order to obtain a better knowledge of the deformation of the breccia components. The computer calculation showed that strain ellipsoids of dolomitic clasts are nearly 50 % higher in extremely folded areas of the Türkenkogel formation than in non-folded areas. Comparing the strain ellipsoids additionally shows that calcareous and micritic clasts have been deformed 50–400 % more than dolomitic or sparitic clasts. In the Flinn diagram nearly all plots lie in the flattening field except for some which lie in the constrictional field near the plane strain. With reference to field structures the Flinn diagram leads to the conception of a deformation path which maybe started with a plane strain deformation resulting in a flattening.

Studying the composition of the clasts in the original northern zone, a Lower Austroalpine source area can be postulated which consisted of Triassic carbonates, Permotriassic quartzites and crystalline rocks. The erosion in the paleogeographic southern zone was restricted mainly to the Upper Triassic rocks (Fig. 57, 58). The occurrence of chrome-spinel in the heavy-mineral spectrum of metagreywackes in the Hippold nappe leads to the postulation of an ultrabasic source area. Chrome-spinel and fossiliferous detritus of the Lower Austroalpine were deposited together throughout Jurassic time.

The deposition of clast- and matrix-supported breccias and greywackes is assumed to have occurred by gravitational means. Mass flow, especially debris flow, are the most common transport mechanisms.

All unstrained plot diagrams show that the clast-supported breccias of the Türkenkogel formation had no imbrication before deformation. The calculated R_i-ratios of dolomitic clasts demonstrate that they were also parallel oriented in today's north-south direction.

The coarse clastic, rudite and arenite mass flow-deposits are generally badly sorted. The breccia beds vary in thickness from some centimeter to several tens of meters. For clast supported breccia beds it could be found that the mode of the clasts correlates with the bed-thickness. In breccia beds of one to several meters in thickness the diameters of the most frequent components (mode) range between 1,5 and 5 cm. Olistholites with diameters from 10 to 100 m and more mainly occur in the Schwarzeckbreccia of the Hochfeind nappe. The roundness of breccia-components generally lies between angular and subrounded, thus documenting a relatively short distance of breccia-transport. The question, whether the erosion of Lower Austroalpine source areas was subaeric or submarine, cannot be answered. The base of the beds of mass flow-deposits is often flat. In some cases, sedimentary structures were found at the base. Rip up-clasts occur in some breccia beds, indicating an erosion of the underlying pelitic facies during sedimentary processes of mass flows. The rhythmic bedding of breccias, greywacke shists and metapelitic shists leads to the conclusion of episodic transport of coarse clastic sediments. As breccia beds may vary in thickness or totally wedge out at short distances and often are channelled within the pelitic facies or show inverse-to-normally graded bedding, the breccia bearing formations are interpreted as very proximal deposits. Coarsening- and thickening-upward sequences are assumed to be the result of prograding breccia lobes.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Except for the lowermost Liassic breccias, the higher Jurassic clastic sediments can be interpreted as submarine deposits in a variable proximal fan-model, which was bound to hypothetical scarps. These scarps may have resulted from block faulting in connection with rifting processes of the South Penninic area, which separated the „Middle Penninic" from the Lower Austroalpine continental crust.

In the Tarntal formation of the Hippold nappe, a southern channel-slope-association and a northern breccia fan-association are indirect proof of a breccia transport from south to north in a present geographically sense (Fig. 55). The base of fault scarp-association of the Tarntal formation of the Reckner nappe, which wedges out to the northwest, also indicates a source area in a present southeastern position (Fig. 56).

In a plate tectonic model the hypothetic scarps can be associated with listric normal-faults and transform faults. This reconstruction fits very well with the paleotectonic conception of the Lower Austroalpine in the Western Alps (Err-Bernina nappe). The Jurassic scarp breccias indicate thrust faulting of the Lower Austroalpine passive continental margin. So the coarse clastic mass flow-deposits are interpreted as being an effect of the epirogenetic processes within the cimmerian mountain building phases in the South Penninic to Lower Austroalpine realm.

1. Einleitung und Problemstellung

Im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters, in den Radstädter Tauern im Osten und in den Tarntaler Bergen im Westen (Abb. 1) wurde erstmals versucht, auf Grund von Profilaufnahmen die räumliche Verteilung der Grobklastika innerhalb der Juraschichten zu rekonstruieren. Die Bearbeitung erfolgte in den Jahren 1979–1985 mit der Problemstellung, ob nach sedimentologischen Kriterien und aus der räumlichen Verteilung der Breccien auf deren Herkunft und in der Folge auf die paläogeographische Gliederung des unterostalpinen Kontinentalrandes zur Jurazeit geschlossen werden kann. Eine sedimentologische Bearbeitung der nachtriadischen unterostalpinen Breccien als Grundlage paläogeographischer Rekonstruktionen, wie sie in den Westalpen vergleichsweise schon früher erfolgt ist (vgl. W. FINGER, 1975), war in den Ostalpen bisher noch ausständig. A. TOLLMANN (1977) vertrat für die Bildung der unterostalpinen Jurabreccien der Radstädter Tauern die Vorstellung eines zentralen, zwischen Südpennin und Unterostalpin gelegenen Liefergebietes („Lungauer Schwelle") während P. FAUPL (1978, S. 91) die Breccienbildung an lokalen Bruchtreppen, analog den Verhältnissen im Err-Berninagebiet, in den Westalpen, in betracht zog. Eine stratigraphische Gliederung der Juraablagerungen wurde dadurch erschwert, daß sich trotz Anwendung verschiedener Methoden keine neuen Anhaltspunkte für die Einstufung der Schichten ergaben. Bei sedimentologischen Beobachtungen mußte der Einfluß von Metamorphose und Tektonik im unterostalpinen Stockwerk berücksichtigt werden. Die begrenzten Aufschlußverhältnisse und die lokal stark variierende Faziesverteilung der grobklastischen Sedimente bedingte, daß im Unterostalpin der Tarntaler Berge bessere Möglichkeiten für Aussagen über ein Ablagerungsmodell und die Rekonstruktion der Schüttungsrichtung und in den Radstädter Tauern bessere Voraussetzungen für quantitative Deformationsanalysen innerhalb der Breccienserien gegeben waren. Die heute geringe flächenhafte Verbreitung der breccienführenden Schichten ließ nur einen sehr begrenzten Einblick in ihre ursprüngliche Verbreitung zu.

Bezüglich der Abwicklung der zentralalpinen Einheiten bestehen bis heute in der Literatur unterschiedliche Auffassungen. W. FUCHS (1985, S. 580) schloß sich der paläogeographischen Abgrenzung von Unterostalpin zu Südpennin im Sinne von R. TRÜMPY (1960) an, wonach das Auftreten von Ophiolithen in den nachtriadischen Schichtfolgen als penninisches Charakteristikum festgelegt wurde. Aus diesem Grund stellte W. FUCHS auch die Reckner Decke ins Pennin. Da jedoch in der Reckner Decke, im Gegensatz etwa zur Zone von Gerlos (F. POPP, 1984) weder Bündner Schiefer noch Grünschiefer auftreten und auch die Obertrias mit Hauptdolomit und Kössener Schichten keine Keuperanklänge zeigt, besteht keine Grund, diese „kalkalpine" Schichtfolge der Reckner Decke allein wegen des Reckner Serpentinits als südpenninisch zu bezeichnen.

Für das Postulat von W. FUCHS, daß die Schichtfolge im unterostalpinen Raum der Ostalpen ursprünglich bis ins Turon gereicht haben soll (vgl. l. c. Abb. 1: palinspastische Abwicklung der Cenomanrandschuppe und Kieselkalkzone) gibt es keine konkreten Hinweise. W. FUCHS geht auch nicht auf die Problematik ein, wie er bei seiner Deckenabwicklung die tektonisch höhere Position der Reckner-Decken über der Hippold-Decke erklärt.

Bei der Annahme von F. K. BAUER (1987, Abb. 1), daß der Ablagerungsraum der Nördlichen Kalkalpen primär nördlich einer „Tauernschwelle" lag, käme dem Radstädter-, Tarntaler- und Semmering-Mesozoikum eine ehemalige Position zwischen den Nördlichen Kalkalpen im Norden und dieser „Tauernschwelle" im Süden zu. F. K. BAUER (l. c. S. 120) vergleicht die Juraschichtfolgen der Nördlichen Kalkalpen nur allgemein mit jenen der Radstädter Tauern und Tarntaler Berge und bezeichnet in seinem Schema die Position der Einheiten von Semmering, Radstädter Tauern und Tarntaler Berge als südmittelpenninisch (l. c. S. 119), wobei er im Zentralgneis der Tauern einen Rest der ehemaligen Kristallinbasis der Nördlichen Kalkalpen sieht.

W. FRISCH et al. (1987, S. 60f) deuten die in den Radstädter Tauern zwischen Glockner-Decke und Pleisling-Decke befindliche, Breccien- und Olistholith-führende Schollenzone als in tektonische Späne aufgelöste unterostalpine Schichtfolge und ordnen sie der Matreier Zone zu.

Die Begriffe „Pennin" und „Unterostalpin" werden in dieser Arbeit weiterhin im Sinne von A. TOLLMANN (1977, S. 99) verwendet.

2. Arbeitsmethodik

2.1. Geländeuntersuchungen

In dieser Arbeit wird in Hinblick auf die Empfehlungen der internationalen Subkommission für stratigraphische Nomenklatur (H. D. HEDBERG, 1972; vgl. H. BADOUX et al., 1973, S. 483f) für Gesteinskomplexe der Begriff „Schichten" nur als informelle lithostratigraphische Bezeichnung verwendet. Die Definition formeller Einheiten mit Aufstellung von Typus- und Referenzprofilen, Abgrenzungskriterien und Differentialdiagnose etc. (vgl. A. TOLLMANN, 1976, S. 28) soll zu einem späteren Zeitpunkt erfolgen . Nur im englischen Text wurde für den Begriff „Schichten" die Übersetzung „Formation" gewählt.

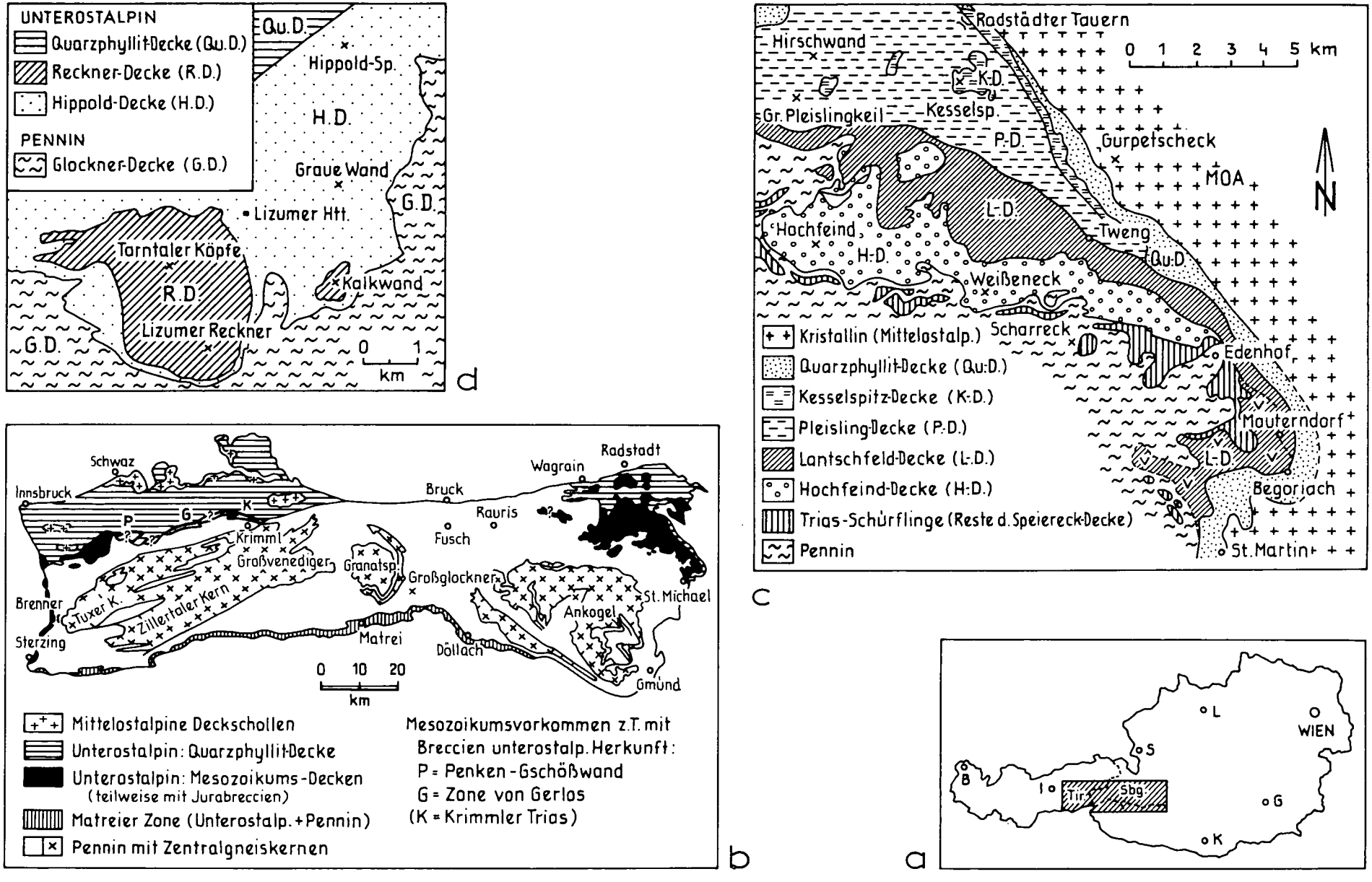


Abb. 1.
Verbreitung der bearbeiteten unterostalpinen Breccienserien im Rahmen des Tauernfensters.
a) Geographische Lage des Bearbeitungsgebietes.
b) Verbreitung der unterostalpinen Mesozoikumsdecken S Radstadt und SSE Innsbruck. Vereinfachte tektonische Gliederung nach A. TOLLMANN (1977).
c) Unterostalpin der Radstädter Tauern: Die bearbeiteten Breccienvorkommen liegen in der Hochfeind- und Pleisling-Decke. Tektonische Gliederung in Anlehnung an A. TOLLMANN (1980a).
d) Unterostalpin der Tuxer Voralpen: Hippold- und Reckner-Decke führen nachtriadische Breccien. Tektonische Gliederung in Anlehnung an M. ENZENBERG-PREAEHAUSER (1976).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Profilaufnahmen

Die Profilaufnahmen erfolgten unter Berücksichtigung der groß- und kleinräumigen Verfaltung. Die Mächtigkeiten einzelner Bänke oder Schichtglieder wurde senkrecht zu einer erkennbaren Bankung oder Schichtung gemessen oder geschätzt. Die Aufnahme erfolgte meist im Maßstab 1 : 10 bis 1 : 100. Es wurden rund 80 Profile mit einer Gesamtlänge von etwa 4000 m aufgenommen. Aufgrund der Profilmächtigkeiten bis 250 m wurde in den Abbildungen ein anschaulicher Maßstab (Einheit meist 5 m) gewählt, wobei auf die Wiedergabe vieler Details verzichtet werden mußte. Die jeweilige Reichweite der in den Abbildungen dargestellten Profile gibt nur den Geländebefund wieder, was nicht bedeutet, daß eine ursprüngliche Schichtfolge nicht weiter z. B. über das Radiolarit-Niveau hinausgereicht hat. Die Wahrscheinlichkeit einer starken tektonischen Ausdünnung oder Anschoppung einzelner Schichtglieder war nach der internen Deformation z. B. von Breccienbänken oder aus dem Vergleich mit der Ausbildung benachbarter Profile abschätzbar.

Die lithologische Profildarstellung basiert auf den im Gelände erkennbaren Korngrößenunterschieden und bildet die Grundlage für fazielle Vergleiche und eine genetische Interpretation. Als ehemals feinkörnigste Sedimente (<0,063 mm) wurden Phyllite, Marmore und Metaradiolarite unterschieden.

Als Ton- und Kalkschiefer werden die plattig brechenden epimetamorphen, alpin geschieferten Ton- und Mergelsteine bezeichnet, die meist keine dünnblätterige Textur zeigen. Für die mit verdünnter Salzsäure aufbrausenden Gesteine mit blätteriger Textur wird der Begriff Kalkphyllit verwendet. Als „grüne Phyllite" werden die grünlichen Serizit-Chlorit-Quarzphyllite der Hochfeind-Decke bezeichnet, auch wenn sie häufig plattig-schieferig ausgebildet sind. Im Überschiebungsbereich zum hangenden, retrograd metamorphen Twenger Kristallin sind grüne Phyllite schwer z. B. von Phylloniten zu unterschieden. Als Radiolaritschiefer wurde die tonig-kieselige und als Radiolaritquarzit die rein kieselige Variante des Metaradiolarites bezeichnet. Metaarenite und Metagrauwacken wurden von 0,06–2 mm dargestellt. Feinbreccien von 2–20 mm und Grobbreccien nach dem am häufigsten gemessenen Komponentendurchmesser (Modalwert) von 20 bis 200 mm oder darüber. Die Messung der Komponentengröße erfolgte nur an solchen Breccienbänken, die tektonisch nicht stark beansprucht worden sind. Es wurden nur solche, meist 0,5×1 m oder 1×1 m große Meßflächen senkrecht zur Bankung gewählt, die auch keinerlei tektonische Längung der verschiedenen großen Komponenten erkennen ließen. Gemessen wurde jeweils der scheinbar längste Komponentendurchmesser von durchschnittlich 300 Komponenten. Nur die aus den „strain"-Messungen ermittelten Ausgangsformen (R_i) kommen den ursprünglichen Komponentengrößen am nächsten. Die Darstellung der im Gelände gemessenen Komponentendurchmesser erfolgte in Phi-Einheiten. In den abgebildeten Diagrammen kommt so die Größenverteilung der gemessenen Komponenten besser zum Ausdruck. Die Diagramme sollen lediglich die Komponentenbeschreibung graphisch ergänzen. Sie repräsentieren ferner nur jene, willkürlich nach der Komponentengröße ausgesuchten Breccien, die überhaupt auf einer Einheitsfläche ein gut meßbares Spektrum aufwiesen. Ergänzend wurde in den Diagrammen (Abb. 6) der Modalwert und der maximale Durchmesser in cm angegeben. Nur in wenigen Fällen ließen sich ferner Angaben über den mittleren Durchmesser der drei bzw. fünf größten Komponenten machen. An einem Beispiel wurde auch die Korngröße in Abhängigkeit von den unterschiedlichen Breccienkomponenten (Karbonat, Quarzit, Kristallin) ausgezählt. Wählt man für die Komponenten eigene Abkürzungen, wie z. B. für Karbonat = A, Kristallin = B und Quarzit = C, so kann bei einem Anteil von über 50 % Karbonatkomponenten ein Breccientyp A oder bei einem Überwiegen von Kristallinkomponenten ein Breccientyp B unterschieden werden. Ein Breccientyp AC besteht nach diesem Schema aus etwa gleichen Teilen Karbonat- und Quarzitkomponenten (etwa A 50 % C 50 %). Wo überhaupt Messungen möglich waren, wurde der häufigste und maximal auftretende Längsdurchmesser von Breccienkomponenten auch ergänzend bei den Einzelprofilen eingetragen. Da in mächtigeren Breccienfolgen einzelne Breccienlagen selten eindeutig abgrenzbar sind und außerdem die Wechsellagerung von Breccienbänken z. B. mit Metapeliten oder Metaareniten relativ selten auftritt, lassen sich keine quantitativen Angaben über die Beziehung von maximaler Partikelgröße zur Bankmächtigkeit (MPS/BTh) machen.

Eine grobe Abschätzung der Rundungsgrade der einzelnen Komponenten erfolgte im Aufschluß und im angeschliffenen Handstück nach den Schaubildern von RUSSEL-TAYLOR-PETTIJOHN.

Schwierigkeiten bei der Erfassung sedimentologischer Merkmale

Das Erkennen primärer sedimentärer Merkmale wie z. B. das Auskeilen von Breccienbänken oder eine Komponenteneinregelung war wegen der alpidischen Deformation und Metamorphose nur erschwert möglich. In den meisten Fällen haben sich tektonische Teilbewegungen und Verfaltungen sichtbar intensiver in Phylliten, Schiefern, Marmoren und Radiolariten als z. B. in mächtigeren Komponenten-gestützten Breccien ausgewirkt. Das Ausmaß der Deformation klastischer Komponenten ist nur in Einzelfällen quantitativ untersucht worden. Als sedimentär wurden Breccien nur dann bezeichnet, wenn eindeutig sedimentäre Strukturen beobachtet werden konnten. Die Entwicklung ausschließlich tektonisch gebildeter Breccien konnte in günstigen Fällen vom nicht brecciösen Ausgangsgestein weg verfolgt werden (H. HÄUSLER, 1985, S. 300). In den meisten Fällen konnte noch, trotz der Deformation Klastika-führender Bänke bzw. der Deformation der Breccienkomponenten, auf das sedimentäre Ausgangsgestein geschlossen werden.

Die Erfassung primärer sedimentologischer Strukturen im Gelände betraf bei den Komponenten- und Matrix-gestützen Breccien: Bankung, Auskeilen von Breccienbänken, Internschichtung sowie sedimentäre Rutsch- und Gleitstrukturen. Bei den Komponenten-gestützten Breccien konnte ein ungeregelter („disorganized") von einem geregelten Breccientyp („organized") unterschieden werden. Im geregelten Breccientyp kommt sowohl eine Abnahme der Komponentengröße gegen das Hangende (normale Gradierung) als auch eine Zunahme der Komponentengröße vor (inverse Gradierung). Die tektonische Deformation von Breccienbänken erschwerte ferner häufig die eindeutige Ansprache einer primären Diskordanz und somit die Unterscheidung rinnenartig erosiver von nicht basal erosiven, aber tektonisch boudinierten Breccienkörpern.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Eindeutige Geländebeobachtungen zur primären Einregelung von Komponenten waren wegen der tektonischen Überprägung nicht möglich. Für eine Deutung des Ablagerungsmechanismus wurden daher die aus den „strain"-Analysen an orientierten Proben rückgerechneten Ausgangswerte herangezogen.

2.2. Bearbeitung des Probenmaterials

2.2.1. „Strain"-Analysen an grobklastischen Metasedimenten

Um die Deformation der unterostalpinen Brecciense-rien lokal auch quantitativ zu beschreiben, wurde in einem Bereich der Hochfeind-Decke (Fuchssee-Gebiet, Radstädter Tauern) versucht, die „strain"-Geometrie an deformierten Breccien und Metaareniten zu bestimmen. Zu diesem Zweck wurde die R_f/Φ-Methode angewendet, die bei der Untersuchung unterschiedlich duktiler „strain"-Marker auch gewisse sedimentologische Aussagen über die untersuchte Brecciense-rie erlaubt. Diese Untersuchungen sollten – zumindest ansatzweise – die lokal mit sehr unterschiedlicher Intensität tektonisch überprägten Sedimentserien besser charakterisieren, um unter „Abzug" des „strain" ein besseres Bild der grobklastischen Ausgangssedimente zu erhalten.

Die R_f/Φ-Methode

Diese als eine von vielen für quantitative Verformungsverechnungen geeignete Methode (vgl. RATSCHBACHER, 1987) beruht auf der Analyse von ellipsoidalen Objekten. Sie geht auf J. G. RAMSAY (1967) und D. DUNNET (1969) zurück und wurde von R. J. LISLE modifiziert (R. J. LISLE, 1985). Die „strain"-Analysen von elliptischen Markern werden sowohl zur Beschreibung der Marker-Deformation (z. B. M. A. ETHERIDGE & R. H., VERNON, 1981; Literaturangaben bei R. J. LISLE, 1985, S. 9; W. LEU, 1986) als auch zur kinematischen Analyse von Falten (z. B. O. A. PFIFFNER, 1980; L. RATSCHBACHER, 1986) herangezogen. O. T. TOBISCH et al. (1979) sowie R. KLIGFIELD et al. (1981) wendeten die R_f/Φ-Methode speziell für die Deformationsanalyse von Breccien an. D. DUNNET & A. W. B. SIDDANS (1971) berichteten über die rechnerische Ermittlung von orientierten sedimentären Strukturen. Für die Berechnung der tektonischen Verformung aus deformierten elliptischen Markern steht ein Fortran IV-Programm von C. J. PEACH & R. J. LISLE (1979) zur Verfügung.

Bei dieser Methode wird die Komponentendeformation erfaßt, indem das Verhältnis von langer zu kurzer Komponentenachse (R_f) und jener Winkel (Φ) ermittelt wird, den die lange Achse mit einer Referenzlinie einschließt. Um vergleichbare Werte zu erhalten, wurden im untersuchten Gebiet Breccien mit ähnlicher lithologischer Zusammensetzung (Komponententyp, Matrix/Komponentenverhältnis) analysiert, um lithologisch bedingte Duktilitätskontraste weitgehend auszuschließen. Als Referenzlinie wurde die im Gelände sichtbare Lineation gewählt. Alle Messungen wurden an orientiert entnommenen Handstücken bzw. an Dünnschliffen vorgenommen. Von jeder Probe wurden drei senkrecht aufeinander stehende Schnitte angefertigt. Als Referenzlinie im Schnitt parallel zur Schichtung (bzw. Schieferung) wurde die Richtung der größten Geröllextension genommen. Da bei Metaareniten die Dehnungsrichtung der Klasten oft nur schwer sichtbar war,

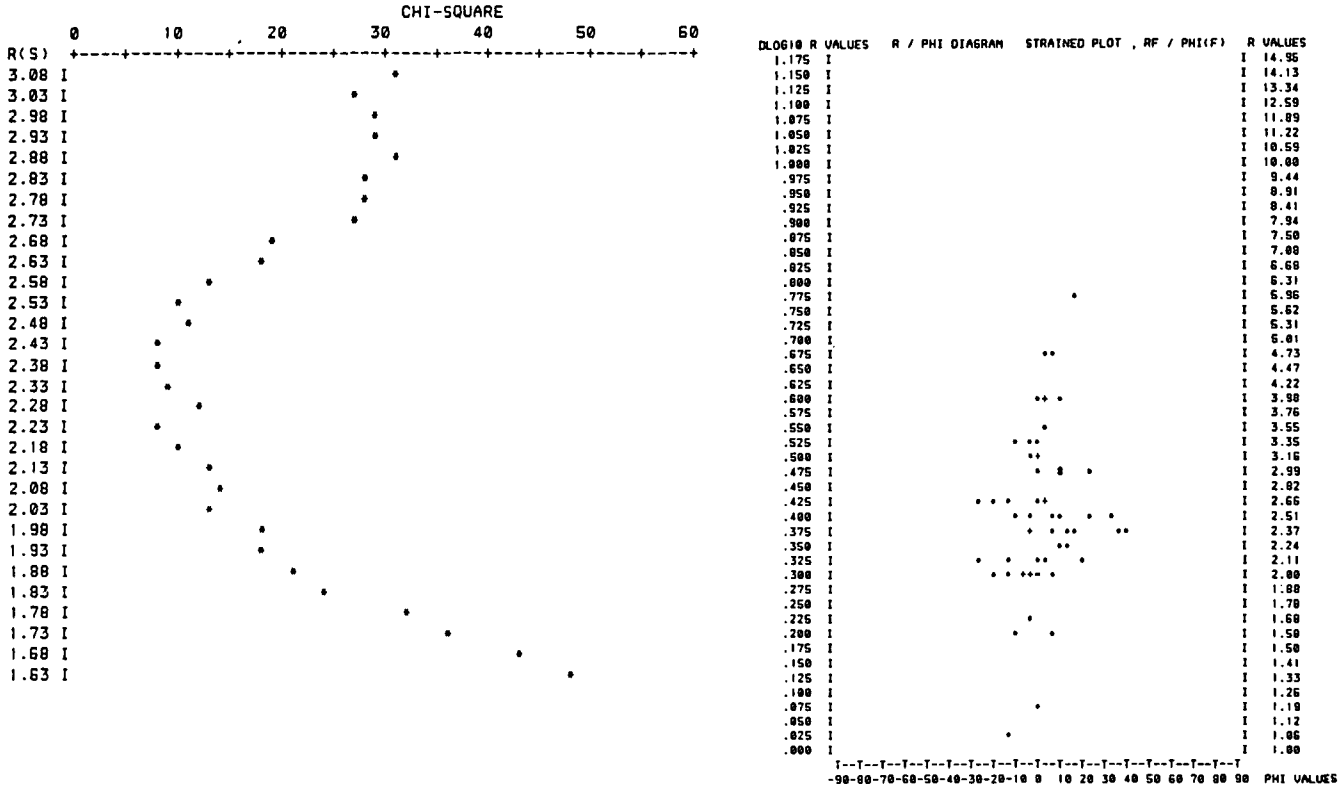


Abb. 2.
Beispiel einer R_f/Φ-Berechnung mit CHI-Quadrat-Test und „strained plot".
H 868, xz-Schnitt, Dolomitkomponenten (n = 62), orientiertes Handstück, Türkenkogel-Schichten der Hochfeind-Decke, Hinterer Fuchssee, Radstädter Tauern. Die Werte im CHI-Quadrat-Test (links) entsprechen annähernd einer Gauß'schen Verteilung. Das Diagramm rechts zeigt die gemessenen Winkel der Komponentenlängsachsen sowie die zugehörigen Achsenverhältnisse.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

wurde die meist deutliche Lineation als Referenzlinie gewählt. Die Messungen ergaben, daß die sowohl im Gelände als auch im Handstück sichtbare größte Komponentenextension der Hauptelongation des Strainellipsoides (=x-Richtung) entspricht und somit die Lineation eine Streckungslineation ist. In Schnitten senkrecht zur Schichtung (Schieferung) diente die Schichtung bzw. Schieferung als Referenzlinie.

Bei den Messungen wurde das lithologisch-bedingte unterschiedliche Deformationsverhalten verschiedener Karbonate berücksichtigt, indem Kalke und Dolomite in getrennten Meßreihen aufsummiert wurden. Je Schnittebene und Karbonattyp wurden ca. 50–100 Komponenten vermessen, was nach den Angaben in der Literatur als ausreichend angesehen wird (R. KLIGFIELD et al., 1981, S. 426). Die gemessenen Achsenverhältnisse (R) repräsentieren einen finiten Deformationszustand (R_f), der durch die Überprägung einer initialen Ausgangsform (R_i) mit einem Gesamt-„strain" (R_s) erzielt worden ist. Das Rechenprogramm für die R_f/Φ-Methode (C. J. PEACH & R. J. LISLE, 1979) erlaubt nun, nach Eingabe der gemessenen R_f- und Φ-Werte eine Aussage über das Strainellipsoid (R_s) und damit auch über die rückgerechnete Ausgangsform (R_i) eines ursprünglich elliptisch geformten Markers. Bei der Datenverarbeitung wurden die eingegebenen Werte einem CHI-Quadrat-Test unterworfen, um zu überprüfen, ob die empirische Verteilung mit einer erwarteten Verteilung annähernd übereinstimmt. Seit R. J. LISLE (1977) ist bekannt, daß das harmonische Mittel der Achsenverhältnisse dem wahren tektonischen „strain" am nächsten kommt (J. G. RAMSAY & M. I. HUBER, 1983, S. 80; L. RATSCHBACHER, 1987b, Abb. 7). Der Plot läßt die Abweichung der Beobachtungen von einer Gauß'schen Normalverteilung erkennen. Das harmonische Mittel der R_f-Werte stellt jenes Maß dar, um das alle Komponenten im gleichen Verhältnis durch den finiten „strain" gelängt worden sind und ist somit ein Maß für das Strainellipsoid (R_s = tektonischer „strain"-Anteil). Voraussetzung für die Anwendung dieser Methode ist die Annahme, daß sich sowohl kleinere als auch große Komponenten unter gleichen Druckverhältnissen geometrisch gleich verhalten haben. Die rückgerechnete Komponentenform ergibt sich aus dem Quotient des finiten Achsenverhältnisses (R_f) durch den Gesamt-„strain" (R_s). Die graphische Darstellung der Meßwerte erfolgt in einem Koordinatensystem, in dem die Grade (Φ) auf der Ordinate und die R-Werte auf der Abszisse aufgetragen werden. Der Plot der initialen (R_i) Daten läßt eine Abschätzung der Variationsbreite der primären Elliptizität und die Feststellung zu, ob bei den rückgerechneten Achsenlagen eine Zufallsverteilung vorlag oder nicht (symmetrische oder asymmetrische Verteilung).

Die „strain"-Daten der drei aufeinander senkrecht stehenden Meßebenen (xy, yz, xz) wurden kombiniert, um die räumliche Lage und Ausdehnung des finiten Strainellipsoides zu erhalten. Die „strain"-Geometrie wird in einem Flinn-Diagramm dargestellt. Liegen die Werte um eine Gerade mit dem Anstieg von 45° (k=1), so handelt es sich um eine ebene Verformung („plane strain"). Ist $k<1$, liegt eine uniaxiale Plättung vor („flattening"), bei $k>1$ handelt es sich um eine uniaxiale Dehnung („constriction"). Durch den Vergleich des rechnerisch ermittelten Strainellipsoides mit den geologischen Geländeverhältnissen wird versucht, verschiedene Verformungszustände den im Gelände beobachteten Klein- und Großstrukturen zuzuordnen, um Aussagen über die Kinematik treffen zu können.

Insgesamt wurden 15 R_f/Φ-Analysen ausgewertet.

2.2.2. Sedimentpetrographische Untersuchungen

Eine Unterscheidung von Kalk- und Dolomitkomponenten und die Beurteilung einer sekundären Dolomitisierung erfolgte nach der bei B. D. EVAMY (1963) angegebenen Färbemethode.

An den mit Alizarin S und Hexacyanoferrat (III) gefärbten Gesteinsan- und Dünnschliffen konnten Calcite und Dolomite mit verschiedenen Eisengehalten unterschieden werden.

Die Wirkung der Metamorphose äußerte sich z. B. in arenitischen Ausgangsgesteinen in einer stärkeren Umkristallisation von detritischen Körnern und Matrix, deren Erfassung mittels des „point-counting"-Verfahrens auch wegen teilweise beträchtlicher Korngrößenunterschiede nicht mehr sinnvoll möglich war. Die Abschätzung der rekristallisierten Matrix (Epimatrix) erfolgte daher in Flächenprozent nach Schaubildern (z. B. E. FLÜGEL, 1978). Eine Auszählung betraf dann die noch erkennbaren Mineralkörner wie z. B. Mono-, Poly- oder Porphyrquarze oder Gesteinsbruchstücke wie z. B. Kristallin- oder Karbonatkomponenten. Der Gehalt an primär toniger Matrix (Protomatrix) war z. B. in den schwach metamorphen Grauwackenschiefern nicht mehr abschätzbar. In den meisten Fällen ist in derartigen Gesteinen heute nur mehr eine umkristallisierte Matrix (Epimatrix) zwischen lithischen Fragmenten vorhanden. Als Pseudomatrix werden allgemein die zu einer „Matrix" deformierten lithischen Fragmente bezeichnet. Dennoch kommt z. B. als Ausgangsgestein für heute als Grauwackenschiefer vorliegende Metasedimente am ehesten ein unreifes, tonreiches, fein- bis grobsandiges Sedimentgestein (Grauwacke) in Frage, wobei z.B. der primäre Feldspatgehalt nicht mehr abschätzbar ist. Eine eingehende Diskussion über Bildung und Definition von „Grauwacken" findet sich bei St. DZULYNSKI & E. K. WALTON (1965, S. 4ff) und bei F. J. PETTIJOHN, P. E. POTTER & R. SIEVER (1972, S. 197ff). Nach der Einteilung von R. H. DOTT (1964) werden klastische Gesteine ab etwa 15 % Matrix als Grauwacken bezeichnet.

Etwa 60 Proben von Metagrauwacken, Metaquarzareniten, Metaradiolariten und Feinbreccien wurden auf ihren (primären und sekundär neugebildeten) „Schwermineralgehalt" (Fraktion 0,063–0,16 mm) hin untersucht. Da die Proben teilweise reichlich Eisenkarbonat bzw. sekundäre Eisenoxyde führten, wurden sie zur weitgehenden Entfernung dieser störenden Verunreinigung vor dem Abtrennen mit Tetrabromäthan in konzentrierte Salzsäure gekocht, wobei der Verlust z. B. von Apatit in Kauf genommen wurde, um eine relative Anreicherung z. B. von Chromspinell oder Zirkon zu erteilen. Je Probe wurden nach Möglichkeit ca. 200 durchsichtige Körner ausgezählt. Um den durch die HCl-Behandlung verursachten Verlust an „Schwermineralien" abzuschätzen, wurden auch Spektren HCl-behandelter mit unbehandelten Streupräparaten verglichen.

Die Bestimmung der Illit-Kristallinität erfolgte in einigen Gesamtaufnahmen am Röntgendiffraktometer nach dem Prinzip (vgl. I. THUM und W. NABHOLZ, 1972), daß die „peak"-Breite des ersten Illit-Basisreflexes, gemessen in halber „peak"-Höhe, ein direktes Maß für den

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Grad der Metamorphose von Metapeliten darstellt. Die angegebenen Werte der Illitkristallinität sind um einen Gerätefaktor korrigiert, der nach einem Vergleichsstandardwert (Standard nach B. KUBLER, Messung Dr. M. KRALIK) bestimmt wurde.

Für eine mögliche Einstufung der Breccienserien wurden etwa 400 paläontologische und petrographische Dünnschliffe auf ihren Fossilgehalt hin untersucht. Die jüngsten nachweisbar aufgearbeiteten Schichtglieder waren Komponenten fossilführender Kössener Schichten und Crinoidenkalke des Lias. Im Radiolarit der Reckner Decke konnten noch umkristallisierte Radiolarien gefunden werden, die in Lösproben aber nicht mehr bestimmbar waren. In der Hochfeind-Decke wurden die höchsten Anteile der Schwarzeck-Schichten auf ihre mögliche Fossilführung hin beprobt. Untersuchungen auf Nannofossilien kamen wegen der Metamorphose nicht mehr in Frage. Pollenuntersuchungen in den grünen Phylliten und Lösproben aus den hangenden Marmorlagen brachten keine Ergebnisse. Eine eingehende Bearbeitung der in den schwach metamorphen Juraschichten noch spärlich vorhandenen Fossilien wie z. B. Belemniten, Crinoiden und Radiolarien ist im Rahmen dieser Arbeit nicht erfolgt. Die Einstufung der nachtriadischen Serien (Tab. 1 und 6) basiert daher weiterhin auf lithostratigraphischen Vergleichen.

2.3. Sedimentologische Interpretation

Faziesrekonstruktion

Es wurde bereits darauf hingewiesen, welche Einflüsse bei der Kompilation der lithologischen Säulenprofile beachtet werden mußten. Da wegen der Aufschlußverhältnisse im Gelände die Abschnitte zwischen den aufgenommenen Profilen meist nicht überschaubar waren, ist die Interpolation der Schichtglieder bereits ein weiterer subjektiver Interpretationsschritt. Aus diesem Grund wurde den Profilaufnahmen der schwach metamorphen Serien die bevorzugte Deutung einer sedimentären Faziesrekonstruktion als eigene Abbildung gegenübergestellt. Laterale und vertikale Fazieswechsel sowie räumliche Ergänzungen wurden in den Rekonstruktionen auf Grund der Geländekenntnisse eingetragen und sind auf ein willkürliches Bezugsniveau bezogen. Man kann ferner davon ausgehen, daß sich Sedimente unterschiedlicher Porosität schon während der Kompaktion unterschiedlich verhalten haben. Während sich die Textur z. B. Komponenten-gestützter Breccien relativ gering verändert haben wird, ist bei Areniten und Grauwacken mit einer stärkeren Deformation z. B. rinnenförmiger oder zungenförmiger Körper zu rechnen (vgl. F. J. PETTIJOHN, P. E. POTTER & R. SIEVER, 1972, S. 444). Ton - und Kalkschiefer bzw. Kalkphyllite sind aus einem ehemals tonigen, mergeligen oder kalkigen Schlamm hervorgegangen. Wegen der primär vorherrschenden Tonfraktion haben diese Sedimente die stärkste Volumsreduzierung bei der Kompaktion erfahren (vgl. A. PARKER & W. B. SELLWOOD, 1983; W. RICKEN, 1986). Erstaunlich ist, daß z. B. Spurenfossilien vom Typ *Chondrites* in karbonatischen Metapeliten noch genauso erhalten sind wie in Flyschablagerungen der Rhenodanubischen Flyschzone (vgl. M. ENZENBERG, 1967, Abb. 5). Im Vergleich zur tektonischen Deformation (siehe Kapitel „strain"-Analysen in den Grobklastika-führenden Türkenkogel-Schichten der Hochfeind-Decke) kann die Deformation durch Kompaktion (J. R. HAILS, 1976) vernachlässigt werden. Auf den Einfluß von Drucklösungen (quer zur Schieferung) auf die Kornform z. B. bei Grauwacken und Metareniten und auf die Mächtigkeitsreduzierung der Metasedimentabfolgen (vgl. W. PLESSMANN, 1964; S. MOSHER, 1976, 1987) wird nicht näher eingegangen. Mächtigkeitsangabe in den Profilen sind somit aus diesen Gründen und wegen z. B. schwer erkennbarer tektonischer Schichtreduzierungen nur mit Vorbehalt zu interpretieren. Um Faziesentwicklungen an verschiedenen Stellen im Gelände heute überhaupt miteinander vergleichen zu können, wurden bestimmte Faziesgrenzen als willkürlich horizontale Bezugsniveaus gewählt. Die in den Abbildungen daraus resultierende Geometrie von „mass flow"-Ablagerungen entspricht daher nicht unbedingt ihrer ursprünglichen Form.

Zur Schüttung der grobklastischen Ablagerungen

Ließ sich bei den Faziesrekonstruktionen in bezug auf einen Leithorizont eine laterale Verzahnung z. B. einer Breccien-Metapelit-Wechsellagerung mit einer mächtigen Breccienentwicklung rekonstruieren, so wurde daraus auch auf episodische Schüttungsereignisse für letztere geschlossen. Für eine nähere Charakterisierung der Profile wurde die Wechsellagerung von je zwei Lithofaziestypen nach dem Schema AB in einer Häufigkeitsmatrix halbquantitativ dargestellt. Der Interpretation der Faziesassoziationen liegt die Modellvorstellung eines submarinen Fächermodells zugrunde, wonach eine wiederholte Wechsellagerung z. B. der arenitischen oder tonig-mergeligen Fazies mit der Breccienfazies nur als relativ proximaler Ablagerungsraum gedeutet werden kann. Die Angaben über eine Schüttungsrichtung der Breccien resultieren neben sedimentologischen Beobachtungen hauptsächlich aus den indirekten Schlußfolgerungen, die aus der räumlichen Anordnung zeitgleicher aber unterschiedlicher Faziesassoziationen gezogen wurden. Die Angaben über die als wahrscheinlich interpretierten Schüttungsrichtungen beziehen sich auf die heutigen geographischen Verhältnisse und geben nicht die Paläoschüttungsrichtungen an.

Zum Mechanismus gravitativer Resedimentationsvorgänge

Die Ablagerung grober Komponenten-gestützter Breccien und die gleichzeitige Ablagerung von Sedimenten, die aus unterschiedlichen Korngrößen zusammengesetzt sind, wie z. B. Grauwacken oder Matrix-gestützte Breccien, wird allgmeine als „sediment gravity flow"- oder „mass flow"-Ablagerung gedeutet, deren Transport unter dem Einfluß der Schwerkraft vor sich gegangen und nicht über das Transportmittel Wasser („traction current") erfolgt ist, soweit dies aus der Sedimentabfolge erkennbar ist. Unterschiedliche „mass flow"-Ablagerungen sind im Jura des Unterostalpins weit verbreitet und belegen in ihrer Vielfalt den ursprünglich sedimentären Charakter der tektonisch überprägten Breccien. Die in dieser Arbeit verwendeten sedimentologischen Begriffe gehen auf die für „deep sea fans" entwickelte Lithofazies-Klassifikationen z. B. von E. MUTTI und E. RICCI LUCCHI (1972) bzw. R. G. WALKER (1978) zurück. Sie werden heute allgemein bei der vergleichenden Bearbeitung rezenter und fossiler Kontinentalhänge (H. E. COOK, M. E. FIELDS & J. V. GARDNER, 1982) bzw. der modernen sedimentologi-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schen Bearbeitung submariner „fans" (D. G. HOWELL & W. R. NORMARK , 1982) verwendet. Ausgehend von einem beschreibenden Klassifizierungsschema nach R. G. WALKER (1978) wird in dieser Arbeit auch eine genetische Klassifizierung der unterostalpinen „mass flow"-Ablagerungen versucht. Einen guten Überblick über Transport- und Ablagerungsvorgänge z. B. von „turbidity current", „fluidized sediment flow", „grain flow" und „debris flow" bringen G. V. MIDDLETON & M. A. HAMPTON (1973).

In den bearbeiteten Serien treten Turbidite nur vereinzelt und in geringmächtigen Lagen auf, sodaß ein „turbidity current"-Mechanismus nur untergeordnet und lokal die Sedimentbildung beeinflußt hat.

Der Begriff „debris flow" (Trümmer- oder Schuttstrom) wird sowohl für ein langsames Sedimentkriechen als auch für einen raschen Sturztransport (z. B. K. HSÜ, 1975) verwendet. Beide Vorgänge führen bei entsprechender Matrix zu einem ähnlichen Sedimentbild, woraus schon die Schwierigkeit einer genetischen Interpretation ersichtlich ist. Für 20–50 cm-mächtige konglomeratische „debris-flow"-Ablagerungen errechneten L. G. KESSLER & K. MOORHOUSE (1984) theoretische Geschwindigkeiten des „rigid plug" von 1,5 bis 4 m/sec bei Hangneigungen um 5°. Als Ablagerung eines „debris flow" wird eine unsortierte Breccie mit sandiger oder toniger Matrix angesehen, wobei die Bänke massiv ausgebildet und schlecht gradiert sind. „Pebbly mudstone", „bouldery mudstone" oder „Olisthostrome" können als „matrix-supported debris flow"- oder „mud flow"-Ablagerungen mit unterschiedlicher Komponentengröße interpretiert werden.

Im Gegensatz zum „sediment gravity flow" sind „slumps" Sediment-Abgleitungen infolge Schwerkraftwirkung mit starker interner Deformation und Rotation der zerbrochenen Schollen, während „slides" als an bestimmte Rutschflächen („slippage planes") abgerutschte Gleitkörper bezeichnet werden.

Es wurde in der Literatur wiederholt darauf hingewiesen, daß eine „mass flow"-Ablagerung nicht schematisch als Ergebnis nur eines einzigen Ablagerungsmechanismus betrachtet werden darf, sondern daß ein Sedimenttransport auch mehrere Stadien schwerkraftbedingter Transportmechanismen durchlaufen kann. Problematisch wird eine Faziesinterpretation dann, wenn auf Grund von Faziesassoziationen, für die rezent keine oder nur geringe aktuogeologische Kenntnisse vorhanden sind, auf das Environment geschlossen wird. Wird eine bestimmte Schicht mit einem Faziesbegriff belegt, der gleichzeitig als genetische Aussage den Ablagerungsmechanismus beinhaltet (wie z. B. Turbidit und „Fluxoturbidit"), so besteht auf Grund der im Ablagerungsmechanismus implizierten Vorstellung des Subenvironments die Gefahr eines Zirkelschlusses bei der Interpretation (vgl. G. SHANMUGAM, J. E. DAMUTH, R. J. MOIOLA, 1985).

In dieser Arbeit wird das Fächermodell im weiteren Sinn auf einen „submarine fan" (D. G. HOWELL & W. R. NORMARK, 1982) angewendet.

3. Zur Metamorphose der unterostalpinen Juraschichten

Messungen der Illit-Kristallinität und die in Dünnschliffen beobachteten Mineralneubildungen geben Hinweise auf den Metamorphosegrad dieser noch makroskopisch fossilführenden, schwach metamorphen Schichten. Die Illit-Kristallinität der alpin-metamorphen Juraschiefer erreicht in den Radstädter Tauern (Türkenkogel-Schichten der Hochfeind-Decke) Werte (nach B. KÜBLER) zwischen 2,5 und 3,8. Mit Halbhöhenbreiten zwischen 1,5 und 3,0 liegen auch die Mergelschiefer des Tarntaler Unterostalpins (Mölser Scharte NW Wattener Lizum; H. KRUMM & G. SCHNEIDER, 1983) ähnlich. Das unterostalpine Stockwerk der Ostalpen befand sich somit generell in einem epizonalen Bereich („low-grade metamorphism" nach H. G. F. WINKLER, 1979, S. 73). Es dürften ähnliche PT-Bedingungen wie in der nördlich benachbarten, tektonisch etwas tiefer gelegenen Klammkalkzone geherrscht haben, für die H. PEER & W. ZIMMER (1980, S. 456) die Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies beschrieben haben. Die für die „low-grade"-Metamorphose charakteristischen Mineralvergesellschaftung von Chlorit + Zoisit/Klinozoisit ± Aktinolith ± Quarz (H. G. F. WINKLER, 1979, S. 74) wurde nicht angetroffen, da in den nachtriadischen Schichten des Unterostalpins keine dem Südpennin vergleichbaren Metavulkanite auftreten.

Für Hellglimmer aus Tonschiefern der Türkenkogel-Schichten (Hochfeind-Decke) konnte in der Fraktion $<2\ \mu$ ein Alter von 28,7 ±2,9 Mill. Jahre bestimmt werden (H. HÄUSLER, 1983), was auf das Ereignis der Tauernmetamorphose hinweist.

In Metagrauwacken konnte im Dünnschliff bei größeren Quarzkomponenten randliche Subkornbildung beobachtet werden, woraus auf Temperaturen über 275°C (G. VOLL, 1976, 1980) geschlossen werden kann. Die primäre Matrix ist zu einem feinkörnigen, gering Albitführenden Quarz-Serizit-Gewebe („Epimatrix") umkristallisiert, in dem jedoch Fragmente und klastische Mineralkörner noch gut erkennbar sind. Stilpnomelan tritt sowohl in den aufsteigend metamorphen Juraserien der Hochfeind- und Reckner-Decke als auch im diaphthoritischen Twenger Kristallin der Lantschfeld-Decke auf (H. HÄUSLER, 1983, S. 190). Über die schwache alpidische (absteigende) Regionalmetamorphose des Twenger Kristallins berichtete Ch. EXNER (1971a, b). In den Mangan-führenden jurassischen Radiolaritquarziten der Hochfeind-Decke wurde neben Stilpnomelan auch mikroskopisch kleiner Granat neu gebildet. Im Jura der Reckner-Decke kam es im Kontakt zum Serpentinit zu einer Natronamphibolsprossung (M. ENZENBERG-PRAEHAUSER, 1976). An Mineralbildungen wurden im Dünnschliff ferner authigene Albite in Dolomitkomponenten, idiomorphe Turmaline und idiomorphe Dolomitblasten im Karbonatzement angetroffen.

4. Zur bisherigen Bearbeitung der nachtriadischen unterostalpinen Breccien

4.1. Tuxer Voralpen

Auf Grund der faziellen Vertretung der Tarntaler Breccie durch Belemniten-führende Kalke des Lias (A. PICHLER, 1859, S. 227) und wegen des Auftretens von Rhätkomponenten (B. SANDER, 1910) wurde schon frühzeitig ein jurassisches Alter der Breccienablagerungen vertreten. E. HARTMANN (1913, S. 261 ff) deutete die kalkig-dolomitischen Breccien als jurassisches Steilküstenschutt-Strandkonglomerat. Von L. KOBER (1912a, 1923, 1938), R. SCHWINNER (1935) und E. CLAR (1940,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

S. 79) wurde auf die übereinstimmende Schichtfolge in den nachtriadischen Breccienserien der Tarntaler Berge und Radstädter Tauern hingewiesen. M. ENZENBERG-PRAEHAUSER deutete (1976, S. 175) die unterschiedlich ausgebildeten Jurabreccien der Hippold- und Recknerdecke als annähernd zeitgleich und von Erosionsschwellen abgetragene und in wiederholten Ereignissen submarin abgelagerte Sedimente. Als Ursache für die Schwellenbildung und nachfolgende Erosion wurden die im tieferen Jura beginnenden tektonischen Unruhen angesehen. V. KNEIDL (1971) ließ die von E . CLAR (1940) und M. ENZENBERG (1967 etc.) erarbeitete Juragliederung sowie das Vorkommen von Rhätkomponenten in der Breccie außer acht und stufte die Tarntaler Breccie ins Karn ein. Ohne Kenntnis der Aufnahmen von M. ENZENBERG-PRAEHAUSER (1976) stellte H. W. SIEMERS (1976, S. 20ff) bei seiner Bearbeitung des Bereiches Graue Wand – Hippold einerseits Quarzitschollenbreccien ins Anis und andererseits solche, auch schwarze Lyditkomponenten führende Typen in den Dogger. O. THIELE vertrat (1976, S. 417) in Anlehnung an R. STAUB (1924, S. 175) noch eine andere Einstufung der Tarntaler Breccienserie im Bereich Torjoch – Graue Wand. Da er die in der polymikten Breccie NW der Torspitze auftretenden Quarzitkomponenten für Oberjura-Radiolaritkomponenten hielt, wurde von ihm für die gesamte Serie eine inverse Lagerung und für die Breccie zumindest ein Oberjura-Alter gefordert. Diese im Liegenden des Radiolarites auftretende aber stratigraphisch jünger gedeutete Tarntaler Breccie bezeichnete O. THIELE als „Torwandbreccie". Er interpretierte ferner die basalen Grauwackenschiefer als stratigraphisch jüngste Schichten, als flyschartige Sandsteine und Metaarkosen (O. THIELE, 1976, S. 306). In etwas abgewandelter Form wurden diese Vorstellungen auch der dem Kapitel von O. THIELE (1980) beigegebenen stratigraphischen Tabelle (l. c., Abb. 81, zusammengestellt von W. SCHNABEL) zugrunde gelegt. Die Umbenennung der Hippold-Decke in „Torwanddecke" und der Innsbrucker Quarzpyhllit-Decke in „Mölser Decke" erfolgte von O. THIELE (1975, S. 29; 1976, S. 420) deswegen, weil M. ENZENBERG-PRAEHAUSER ursprünglich die Quarzphyllitbasis der Hippold-Decke mit dem Quarzpyhllit der Innsbrucker Quarzpyhllit-Decke für ident gehalten und die Quarzphyllit-Decke als tektonisch tiefste, unterostalpine Decke aufgefaßt hat (vgl. A. TOLLMANN, 1977, S. 151). Ein guter Überblick über die Schichtfolgen der Hippold- und Recknerfazies findet sich bei A. TOLLMANN (1977, Tab. 5 und 6). Die geologische Neubearbeitung des Mieslkopfmesozoikums durch M. THÜNKER (1978) ermöglichte eine weitgehende Parallelisierung mit den Tarntaler Bergen, indem auch eine breccienärmere Reckner-Serie über einer breccienreicheren Hippold-Serie liegt (vgl. M. ENZENBERG, 1969).

4.2. Radstädter Tauern

Seit den ersten Aufnahmen von D. STUR (1854), K. PETERS (1854) und F. HAUER (1868, 1872) wurde schon die Auffassung einer sedimentären Entstehung der – heute nachtriadisch eingestuften – Breccien vertreten (Breccienkonglomeratbildung bei D. STUR [1854]; Brandungskonglomerat bei F. FRECH [1896]; Grundkonglomerat bzw. Transgressionskonglomerat bei M. VACEK [1882–1904] und C. W. GÜMBEL [1890]). In der Folge wurden vielfach die als „Rauchwacken" bezeichneten Breccien auch als tektonisch entstandene Reibungsbreccien interpretiert. F. FRECH (1901, S. 51; Karte) und V. UHLIG (in: F. BECKE & V. UHLIG, 1906; V. UHLIG, 1908) bezeichneten die Breccien der westlichen Hochfeindgruppe (Schwarzeckbreccie im weiteren Sinn) als Mylonit. Die Schwierigkeit, in den metamorph überprägten Serien des Hochfeindgebietes primär sedimentäre von nur sekundär gebildeten, tektonischen Breccien sicher auseinanderzuhalten, kommt schon in den Arbeiten von L. KOBER zum Ausdruck. In Anlehnung an E. SUESS, F. FRECH und V. UHLIG deutete auch L. KOBER anfangs (1912c) die Schwarzeckbreccie als Reibungsbreccie. 1922 (S. 214) beschrieb L. KOBER dann die tiefere Breccienserie (heute Türkenkogelbreccie) als „...reine Dolomitbreccien oder polygene Breccien..." und „Es sind zweifellos sedimentäre Gesteine...", die er mit den Pyritschiefern über dem fossilführenden Rhät angetroffen hat. Über die Schwarzeckbreccie, die er in den höheren Jura stellte, schrieb L. KOBER weiterhin (l. c.): „Die Schwarzeckbreccien halte ich für tektonische Breccien...". Letztlich betonte L. KOBER (1923) auch den primär sedimentären Charakter der Schwarzeckbreccie (l. c. S. 111): „...tatsächlich sieht man, wie in Schiefern Dolomite schwimmen..." und schränkte die tektonische Bildung auf die Ursachen der Breccienbildung ein. Nach den Arbeiten von E. CLAR (1935, 1937a–c) faßte L. KOBER (1938, S. 34) zusammen: „Es liegt in der Schwarzeckbreccie ein echt orogenes Sediment vor, das von den Stirnen wandernder Decken stammt, das tektonischer Schutt ist, der sedimentiert, dann wieder tektonisch verarbeitet wird". R. STAUB deutete (1924) die heute zur Hochfeind-Decke gezählte Schwarzeckbreccie als Transgressionsbreccie auf dem Kristallin der heute überschoben gedeuteten Lantschfelddecke. Nach den von R. STAUB interpretierten – inversen – Lagerungsverhältnissen kam er zu dem Schluß (l. c.; S. 181): **„Die Schwarzeckbreccie ist eine groborogene, teils konglomeratische, teils brecciöse Bildung der Kreide,** sie enthält, in **kristallinem glimmerigen Detritus** eingebettet, gröbere und feiner Brocken und Gerölle von kristallinen Schiefern, von Trias- und Juragesteinen" (fett geschriebene Textstellen sind auch im Original fett gedruckt, Anm. d. Verf.).

Die Gliederung der Juraschichten der Hochfeind-Decke (A. TOLLMANN, 1977, Tab. 3) geht im wesentlichen auf E. CLAR (1935) zurück. In den Dolomitschollen der Schwarzeck-Schichten nördlich vom Fuchssee meinte E. CLAR (l. c.; S 290), einerseits einsedimentierte Riesenblöcke zu sehen, deutete sie aber wegen der großen Ausmaße letztlich doch als tektonisch eingeschuppte Karbonatschollen. Wie vor ihm schon R. STAUB deutete E. CLAR (1937c, S. 271) die breccienführenden grünen Phyllite der Schwarzeck-Schichten als rein sedimentär durch eine zeitweise Einschwemmung von feinerem kristallinen Detritus in breccienreichere Partien entstanden. Er nahm für das Schuttmaterial kurze Transportwege an. S. BLATTMANN (1936) bezeichnete den in Quarzphyllitfazies, im Hangenden der Schwarzeckbreccie entwickelten Schieferhorizont als eine Art Flysch in metamorpher Fazies. R. STAUB (1924) erwog schon frühzeitig, die schwarzen Phyllite und Sandsteine NW des Weißenecks – nach heutiger Ansicht fazielle Vertreter des Radiolarit-Niveaus – als Flysch zu betrachten. Den Begriff „Weißeneckflysch" (vgl. A. TOLLMANN, 1962) für die grünen Phyllite der

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Schwarzeckschichten lehnte E. CLAR (1937) ab. Auf Grund ihrer relativ hohen Position wurden die grünlichen Phyllite der Schwarzeck-Schichten von A. TOLLMANN später (1977, S. 11) wieder mit unterkretazisch zu erwartenden Flyschablagerungen („Weißeneckflysch") verglichen (W. FRISCH et al., 1987, Abb. 5).

Zur Frage der Paläogeographie schrieb E. CLAR (1937, S. 286): „Der Ablagerungsraum des Hochfeindlias lag einer geröllführenden Schwelle viel näher als der des Pleißlingszuges, wobei allerdings noch nicht zu sagen ist, ob diese Schwelle – wie jetzt eher zu vermuten – im Norden lag oder im Süden, „...denn es ist (l. c.; S. 272) ... die Herkunftsrichtung der Gerölle derzeit noch fraglich." Die Vorstellung einer „geröllspendenden unterostalpinen Geantiklinalstirn" führte auch A. HOTTINGER (1935, S. 277, zit. in E. BRAUMÜLLER, 1939, S. 83) an. G. FRASL & W. FRANK kamen (1966, S. 43f, Beil. 2) bei der Rekonstruktion des südpenninischen Raumes ebenfalls zur Vorstellung einer Schwellenzone zwischen Pennin und Unterostalpin, wobei sie die Breccieneinschaltungen in der Fuscher Fazies von dieser Schwellenzone oder von lokalen Bruchstaffeln innerhalb des Fuscher Bereiches ableiten. In Fortführung dieser Grundidee, daß die breccienreicheren Serien der Hochfeindfazies näher dem Liefergebiet beheimatet wären als die breccienärmere Serie der Pleislingfazies, kam A. TOLLMANN (1977, S. 106f), wie schon F. THALMANN (1963, S. 172), zu dem Schluß, daß sich nach Abwicklung der unterostalpinen Decken eine schuttliefernde Schwelle im Jura nördlich der Hochfeindfazies befunden haben müßte. Dieses subaerisch aufragende, unterostalpine, „Lungauer Schwelle" genannte Erosionsgebiet sollte mit jeweils abnehmender Intensität nach Süden ins Unterostalpin und nach Norden ins Pennin klastisches Material geschüttet haben (vgl. auch A. TOLLMANN, 1980c, S. 39). Als Alter der als orogen bezeichneten Schwarzeckbreccie führte A. TOLLMANN (1977) auf Grund des unterlagernden Radiolarites und regionaler Überlegungen Oberjura bis Unterkreide an. Er verglich die z. T. Riesenschollen-führende Schwarzeckbreccie mit genetisch ähnlichen Breccien der Brecciendecke (H. HENDRY, 1972) und legte ihr einen submarinen Massentransport in Form submariner Sedimentlawinen zu Grunde.

5. Beschreibung und Interpretation nachtriadischer Schichten in den Tuxer Voralpen

Basis für die sedimentologische Bearbeitung der unterostalpinen Jurabreccien am Westrand des Tauernfensters waren die geologischen Karten 1 : 10.000 von M. ENZENBERG (1967) bzw. 1 : 25.000 von M. ENZENBERG-PRAEHAUSER (1976) sowie die Profile von E. CLAR (1940) und A. TOLLMANN (1977). Das kleine und tektonisch stark beanspruchte, von M. THÜNKER (1978) neu aufgenommene Mesozoikumsvorkommen am Mieslkopf, östlich Matrei am Brenner, ist in Fortsetzung der Tarntaler Berge das westlichste Vorkommen durchgehend aufgeschlossener, nachtriadischer unterostalpiner Schichtfolgen in den Ostalpen. Die Abwicklung der unterostalpinen Einheiten führt entsprechend der heutigen großtektonischen Gliederung zu folgender ehemaliger Nord–Süd-Anordnung:

1) Hippold-Decke mit breccienreicher Juraschichtfolge
2) Reckner-Decke mit lokal mächtigen Jurabreccien
3) Innsbrucker Quarzphyllit-Decke ohne rekonstruierbare Juraschichten

Da Ausbildung und Mächtigkeit der paläozoisch-mesozoischen Schichtfolgen der heutigen unterostalpinen Decken wichtige Anhaltspunkte für die Rekonstruktion jener Erosionsgebiete liefern, von denen die Komponenten der nachtriadischen Breccien bezogen werden können, wird kurz auf den heutigen Schichtumfang der Hippold- und Reckner-Decke eingegangen.

Schichtumfang der Hippold-Decke

Über paläozoischem Quarzphyllit und einer tektonisch stark reduzierten Triasserie folgt eine mächtige breccienführende Juraserie. Da diese Schichten bis auf eine Antiklinale östlich der Eiskarspitze in stratigraphisch aufrechter Lagerung über dem Quarzphyllit fol-

Tabelle 1.
Vergleich nachtriadischer Schichtglieder in den unterostalpinen Decken der Tarntaler Berge.

		HIPPOLD - DECKE		RECKNER - DECKE	
HÖH. MALM	HIPPOLDFAZIES	nicht aufgeschlossen	RECKNERFAZIES	Geier-Schichten	SERPENTINIT Mind. 10m: Feinbreccie, Tonschiefer Marmor
U.– MALM	Radiolarit-Sch.	Nur 5m aufgeschlossen: Mn-führender grüner und roter Radiolaritschiefer		Radiolarit-Sch.	Mind. 30m: Mn-führender roter ⊙ Radiolaritschiefer
LIAS – DOGGER	Tarntaler-Sch.	Mindestens 300m: ⊙ Tonschf., Kalkphyllit, Grauwackenschiefer, Marmor ≷ Tarntaler Breccie (Karb.-Quarz.-komp.)		Tarntaler-Sch.	ca 50-80m Tonschf., Kalkphyllit, Marmor ≷ Tarntaler Breccie (Karb.-komp.)

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

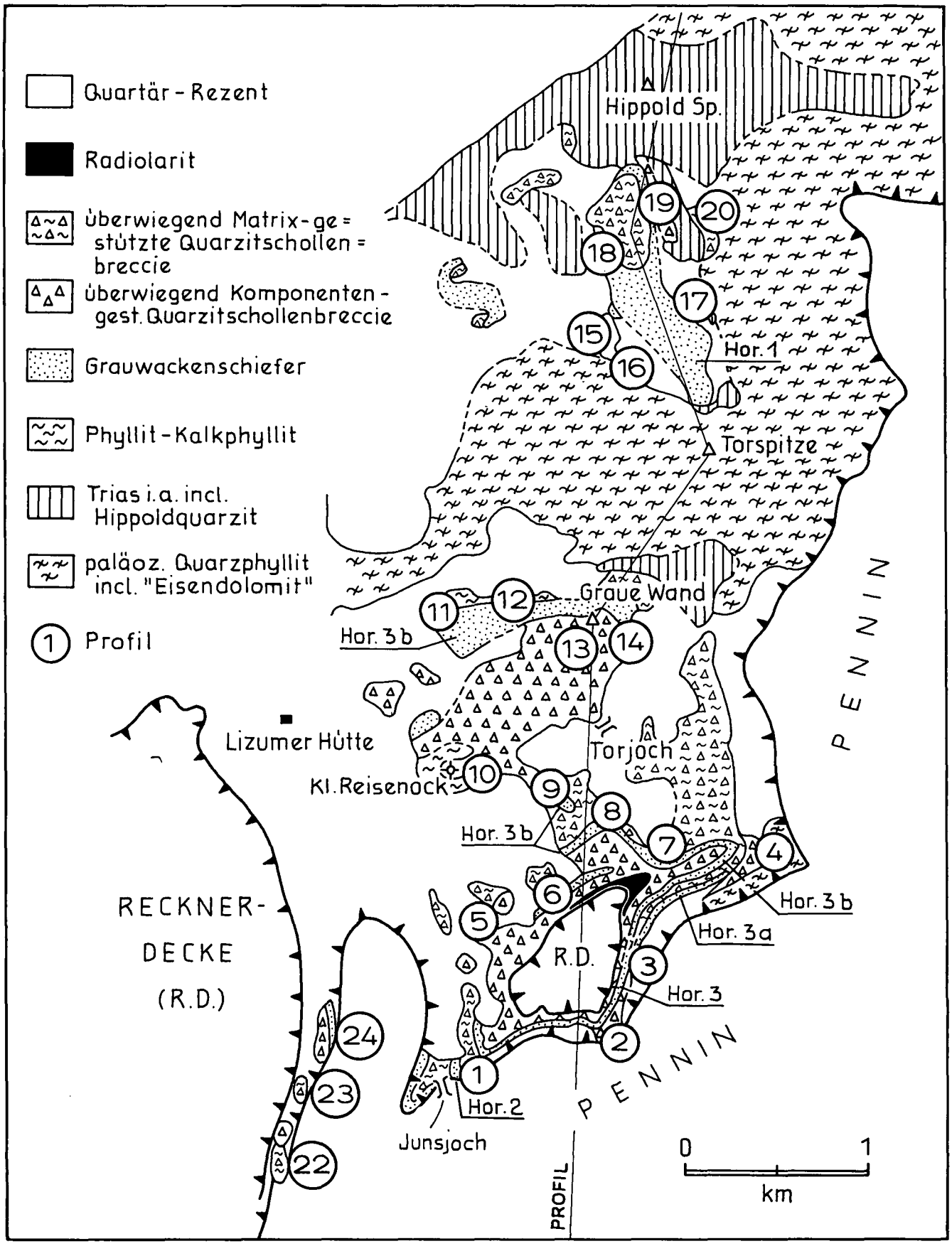


Abb. 3.
Vereinfachter geologischer Kartenausschnitt der Hippold-Decke mit der Kalkwand-Deckscholle der Reckner-Decke (R.-D.), Wattener Lizum. Übersicht über die bearbeiteten Profile mit Lage des geologischen Profilschnittes (Abb. 4). Leithorizont für die Gliederung der Tarntaler Breccie ist der Grauwackenschiefer-Horizont 3b („Haupt-Grauwackenschiefer"), der vom Junsjoch im Süden, nach Aufspaltung des Horizontes 3, bis zur Grauen Wand aufgeschlossen ist.
Umgezeichnet nach M. ENZENBERG-PRAEHAUSER (1976, Taf. 1).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gen, muß der Quarzphyllit als paläozoische Basis der Hippold-Decke angesehen und von dem heute nördlich anschließenden Quarzphyllit der verkehrt lagernden Innsbrucker Quarzphyllit-Decke tektonisch abgetrennt werden. Im Norden der Hippold-Decke, im Profil durch die Hippold-Spitze (vgl. M. ENZENBERG-PRAEHAUSER, 1976) folgt über einem mächtigen Quarzphyllit mit Grünschieferlagen und bräunlich verwitternden Eisendolomit-Einschaltungen sowie vereinzelt Lagen von Kieselschiefern die Permoskythbasis mit einer ca. 150 m mächtigen Quarzitserie. Diese Quarzite sind gebankt, basal hellgrün gefärbt und führen wie am Penken Geröllhorizonte mit Komponenten von Quarz, schwarzen Kieselgesteinen und bunten Phylliten (M. ENZENBERG-PRAEHAUSER, 1976, S. 168). Die höheren weißen Quarzite führen typische rosa Quarzgeröllchen. Die karbonatische Mitteltrias besteht aus Kalkschiefern, Rauhwacken und Dolomiten des Anis. Karn wurde bisher noch nicht beschrieben, lokal tritt mächtiger Hauptdolomit auf. Die Quarzphyllitbasis der Hippold-Decke keilt tektonisch gegen Süden aus, am Junsjoch liegen die Grauwackenschiefer des Jura auf Bündner Schiefern der Glockner-Decke. Die Trias tritt meist nur lokal und mächtigkeitsmäßig stark tektonisch reduziert zwischen Paläozoikum und Jura auf.

Die Jura-Schichten der Hippold-Decke bestehen aus einer Abfolge von Kalk-Ton- und Mergelschiefern, bis 40 m mächtigen Grauwackenschiefern, einer mächtigen Matrix-gestützten Breccie und der typischen, Komponenten-gestützten Tarntaler Breccie, die bis 150 m Mächtigkeit erreicht. Diese Schichten umfassen lithostratigraphisch Lias bis Dogger und werden von einem Radiolarit überlagert. Die Juraschichtfolge der Hippold-Decke ist über 300 m aufgeschlossen und reicht nur gering über den Radiolarit hinaus (Tab. 1).

Die von A. TOLLMANN (1977, Tab. 5) im Hangenden des Radiolarites als Geierserie beschriebenen Schichten werden zu den Tarntaler Schichten gerechnet. Die Namensgebung von A. TOLLMANN beruht auf der Aufschlußbeschreibung von M. ENZENBERG (1967, S. 29) an der Geier-Südseite, wo aber in einem verfalteten Profil die grobe Komponenten-gestützte Quarzitschollenbreccie aus dem stratigraphisch Liegenden des Radiolarites nochmals im Hangenden, also in inverser Lagerung, auftritt. Der Radiolarit bildet den sichtbaren Muldenkern dieser nordvergent verfalteten Serie.

Auch die von O. THIELE (1976, S. 417) angeführten – seiner Auffassung nach invers lagernden jüngsten Schichten – fallen auf Grund einer anderen Deutung des von ihm angegebenen Komponentenspektrums und einer anderen Deutung der Lagerungsverhältnisse der Grauwackenschiefer nicht unter die stratigraphisch im Hangenden des Radiolarites auftretenden Schichten.

Schichtfolge der Reckner Decke

Die Schichtfolge besteht nach M. ENZENBERG (1967) nur aus Mesozoikum, die ältere Basis ist nirgends mehr erhalten. Sie reicht vom Anis (Kalkwand-Profil) bis zu den Kieselschiefern des Radiolarit-Niveaus, die in Kontakt mit dem Serpentinit des Lizumer- und Naviser Reckner stehen.

Die Trias umfaßt Anis mit Gips, Rauhwacken und Dolomit sowie Wettersteindolomit. Die Raibler Schichten bestehen aus sandigen Tonschiefern, Dolomiten und hangenden Tonschiefern mit Dolomitbreccien von insgesamt 130 m Mächtigkeit. Der Hauptdolomit ist ca. 80 m massig und darüber noch etwa 100 m gebankt ausgebildet. Die von E. KRISTAN-TOLLMANN, A. TOLLMANN & J. GEYSSANT (1969) beschriebenen, ca. 30 m mächtigen Kössener Schichen bestehen aus einer Basalbreccie, aus Thecosmilienkalk, Tonschiefern und hangenden Dolomiten oder Kalken.

Der Jura ist wegen der lokalen Breccienführung verschieden ausgebildet. Vergleicht man die Säulenprofile in ihrer heutigen Position, so fällt die rasche Mächtigkeitsabnahme der Breccien im Liegenden des Radiolarites von Ost nach West auf. Über der Tarntaler Breccie des Lias bis Dogger folgen ca. 30 m mächtige, grünliche und rötliche Kieselschiefer, die von A. TOLLMANN (1977, Abb. 56) als Radiolarite des U.-Malm bezeichnet wurden. Die sedimentäre Schichtfolge endet mit Feinbreccien und Schiefern.

Über den im Hangenden auftretenden Serpentinit des Lizumer Reckner haben zuletzt B. LAMMERER (1972) sowie H. H. WEINKE & H. WIESENEDER (1982) berichtet (Tab. 1).

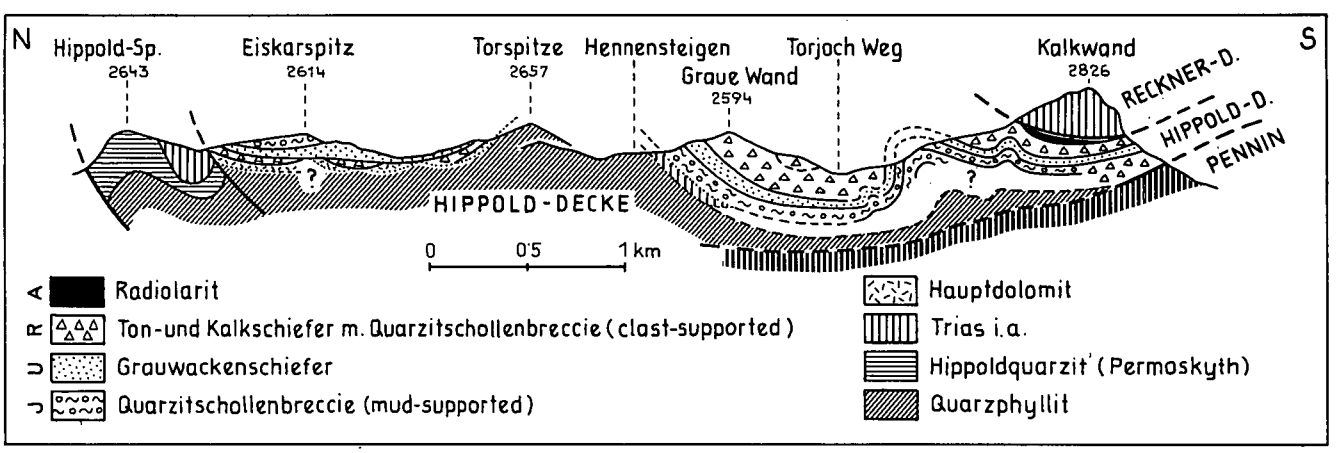


Abb. 4.
Nord–Süd-Profil der Jurabreccien-führenden Hippold-Decke in der Wattener Lizum (vgl. Abb. 3).
Umgezeichnet nach M. ENZENDORF-PRAEHAUSER (1976, Taf. 7, Prof. 2).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

5.1. Die nachtriadischen Schichten der Hippold-Decke

5.1.1. Verbreitung

Das Kerngebiet für die Bearbeitung und Rekonstruktion der unterostalpinen Jurabreccien in den Tuxer Voralpen bildet der durchgehend aufgeschlossene, etwa 2×3 km große Bereich in den Tarntaler Bergen, zwischen Junsjoch im Süden, der Torwand im Osten und dem Torjoch im Norden. Bis auf eine Antiklinale nordwestlich der Kalkwand, deren Nordteil südostvergent überkippt ist, liegen die Juraschichten aufrecht (Abb. 3, Prof. 1–14).

Der zweite noch zusammenhängend erhaltene Breccienbereich erstreckt sich nördlich der Torspitze bis zur Hippold-Spitze (Prof. 15–20). Der größte Teil der über Hauptdolomit einsetzenden Breccienserie liegt aufrecht, der Bereich westlich des Eiskarsees bildet den verkehrt liegenden Schenkel einer großen, vermutlich NE-vergenten Antiklinalstruktur (Abb. 4).

Einzelne kleinere, voneinander getrennte Breccienvorkommen befinden sich am Rand des Hauptkörpers der Reckner Decke, im inneren Lizumtal (Prof. 22–24), im Norden, im Bereich der Schotteben (Abb. 17, Prof. 25–27) und ein zusammenhängendes kleineres Vorkommen im Westen, in der Knappenkuchl (Prof. 28–29).

Im Mieslkopfgebiet ist zwischen Kreuzjöchl und Rauher Kamm eine stark verfaltete, invers lagernde Schichtfolge aufgeschlossen (Abb. 5), die im Gegen-

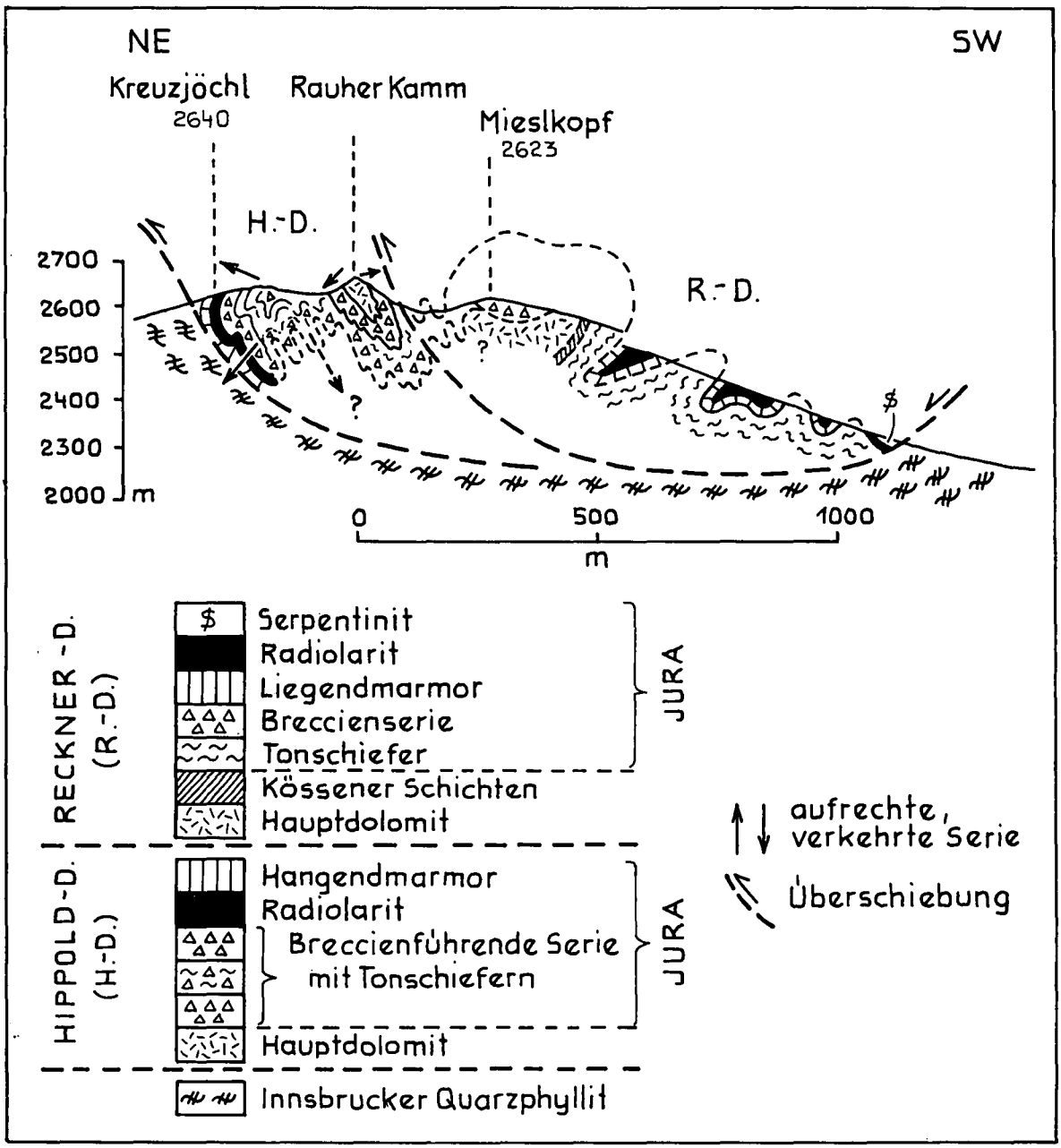


Abb. 5.
Schematisches geologisches Profil der breccienführenden Serien im Mieslkopfgebiet NE Matrei/Brenner (Blickrichtung von der Ochsenalm nach Osten). Wie in den Tarntaler Bergen werden die Schichten der Hippold-Decke von jenen der Reckner-Decke überlagert. Die Hippold-Decke bildet eine Tauchfalte mit inverser Lagerung der Juraschichten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

satz zu R. ROSSNER & W. SCHWAN (1982, Abb. 8) als Tauchfalte der Hippold-Decke interpretiert wird.

Als Leithorizont für die Untergliederung und Parallelisierung der verschiedenen Breccienhorizonte im Liegenden des Radiolarites der Tarntaler Berge haben sich die verschiedenen Niveaus der Grauwackenschiefer herausgestellt (Abb. 3). Im Norden der Hippold-Dekke ist im Eiskarspitz-Profil nur ein einziger, ca. 25 m mächtiger Grauwackenschiefer im Hangenden der Obertrias aufgeschlossen (Basis-Grauwackenschiefer, Horizont 1). Im südlichen Abschnitt der Hippold-Decke, im Profil Junsjoch – Graue Wand, treten im Liegenden des Radiolarits profilmäßig zwei Dekameter-mächtige Grauwackenschiefer-Horizonte auf. Der unmittelbar im Liegenden des Radiolarits befindliche Horizont 3 ist etwa 40 m mächtig. Der nur ca. 10 m mächtige liegende Grauwackenschiefer beim Junsjoch (Horizont 2) kann nicht mit dem Basis-Grauwackenschiefer (Horizont 1) vom Eiskarspitz-Profil parallelisiert werden, da im Süden der Hippold-Decke die Obertrias als Vergleichsbasis fehlt. Ein weiteres Vorkommen von Grauwackenschiefern westlich vom Junsjoch wird als tektonische Schichtwiederholung gedeutet.

Der mächtige Grauwackenschiefer im Liegenden des Radiolarits (Horizont 3) spaltet sich gegen Norden und Osten in ein liegendes (Horizont 3a) und hangendes (Horizont 3b) Niveau auf, zwischen die sich andere Schichtglieder einschalten. Das hangende der beiden Niveaus ist fast durchgehend verfolgbar, vom Junsjoch im Süden bis zur Grauen Wand im Norden aufgeschlossen und ist das wichtigste Bezugsniveau für die Breccienglliederung in den Tarntaler Schichten der Hippold-Decke. Es wird als Haupt-Grauwackenschiefer (Horizont 3b) bezeichnet. Im Hangenden und Liegenden dieses Haupt-Grauwackenschiefers treten die für die Rekonstruktion der Schüttungsrichtung wichtigen Profilabschnitte Komponenten-gestützter und Matrix-gestützter Breccien auf. Im Mieslkopfgebiet kommen im Jura keine Grauwackenschiefer vor.

Aufgrund der Lagerungsverhältnisse, zwischen Obertrias im Liegenden (Bereich Hippold) und dem Radiolarit im Hangenden (z. B. Bereich Kalkwand) und wegen des Auftretens gering-mächtiger, normal-gradierter Grauwackenschiefer (Abb. 16, Prof. 9/3) werden die Tarntaler Schichten, im Gegensatz zur Interpretation von O. THIELE (1976), als aufrecht lagernde Serie angesehen.

5.1.2. Schichtglieder der Hippoldfazies

Die nachtriadischen Schichten der Hippold-Decke gliedern sich in die Tarntaler Schichten und in die Radiolarit-Schichten. Die Tarntaler Schichten umfassen lithostratigraphisch Lias–Dogger.

5.1.2.1. Tarntaler Schichten

Die Tarntaler Schichten der Hippold-Decke setzen sich aus Komponenten-gestützten Breccien, Matrix-gestützten Breccien, Grauwackenschiefern, Kalkmarmor sowie Ton- und Kalkschiefern zusammen. Die an Quarzitkomponenten reiche Karbonatbreccie wurde von M. ENZENBERG als „Quarzitschollenbreccie" bezeichnet.

5.1.2.1.1. Komponenten-gestützte Breccie

Breccienbänke aus Komponenten-gestützten Breccien sind überwiegend ohne Internschichtung. Nur selten kommen normal-gradierte Typen vor und untergeordnet ist in einer Breccienentwicklung eine Zunahme der Komponentengröße gegen das Hangende zu beobachten. Im folgenden wird versucht, die Geometrie der Breccienkörper, Größe und Zusammensetzung der Komponenten und noch erkennbare sedimentäre Strukturen sowie Profilabschnitte näher zu charakterisieren.

A) Faziesbeschreibung

a) Komponenten-gestützte Breccien ohne Internschichtung („disorganized"-Breccientyp)

Nicht geregelte, „chaotische" Breccien sind der auffälligste und häufigste Breccientyp in den Tarntaler Schichten der Hippold-Decke (Taf. 1, Fig. 5). Sie treten in cm-, dm- und m-mächtigen Bänken und Linsen und in Dekameter-mächtiger Entwicklung auf. Einzelne Breccienbänke sind bei entsprechenden Aufschlußverhältnissen über mehrere Zehnermeter verfolgbar. Kilometerweit anhaltende Breccienbänke wurden nicht angetroffen. Die durchschnittliche Komponentengröße in

Tabelle 2.
Zusammensetzung schwach metamorpher und umkristallisierter Gesteine der Hippold-Decke (Dünnschliffauswertung, Angaben in Flächenprozent).

	A		B		C		
	H 394	H 591/1	H 503	H 566	H 587	H 589	H 590
Grundmasse	60	40	30	50	60	50	—
Monoquarz	24	52	58	37	34	32	40
Polyquarz	10	1	8	6	<1	4	9
Porphyrquarz	1	—	?	—	—	—	2
Mikrokristalliner Quarz	≈1	—	—	—	—	<1	3
Quarz-Hellglimmer-Aggregate	4	7	4	7	5	7	28
Grüne Gesteinsbruchstücke, teilweise mit Chromspinell	—	—	—	—	<1	<1	2
Karbonatkomponenten	—	—	—	—	—	6	16

A) Quarzitkomponenten der Tarntaler Breccie.
H 394 und H 591/1: Profil Graue Wand.
B) Quarzite der Triasbasis.
H 503: Permoskythquarzit Profil Hippold; H 566: Paläozoischer Kieselschiefer nördlich Klammjoch.
C) Grauwackenschiefer der Tarntaler Schichten.
H 587 – H 590: Horizont 1, südlich Eiskarspitze.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

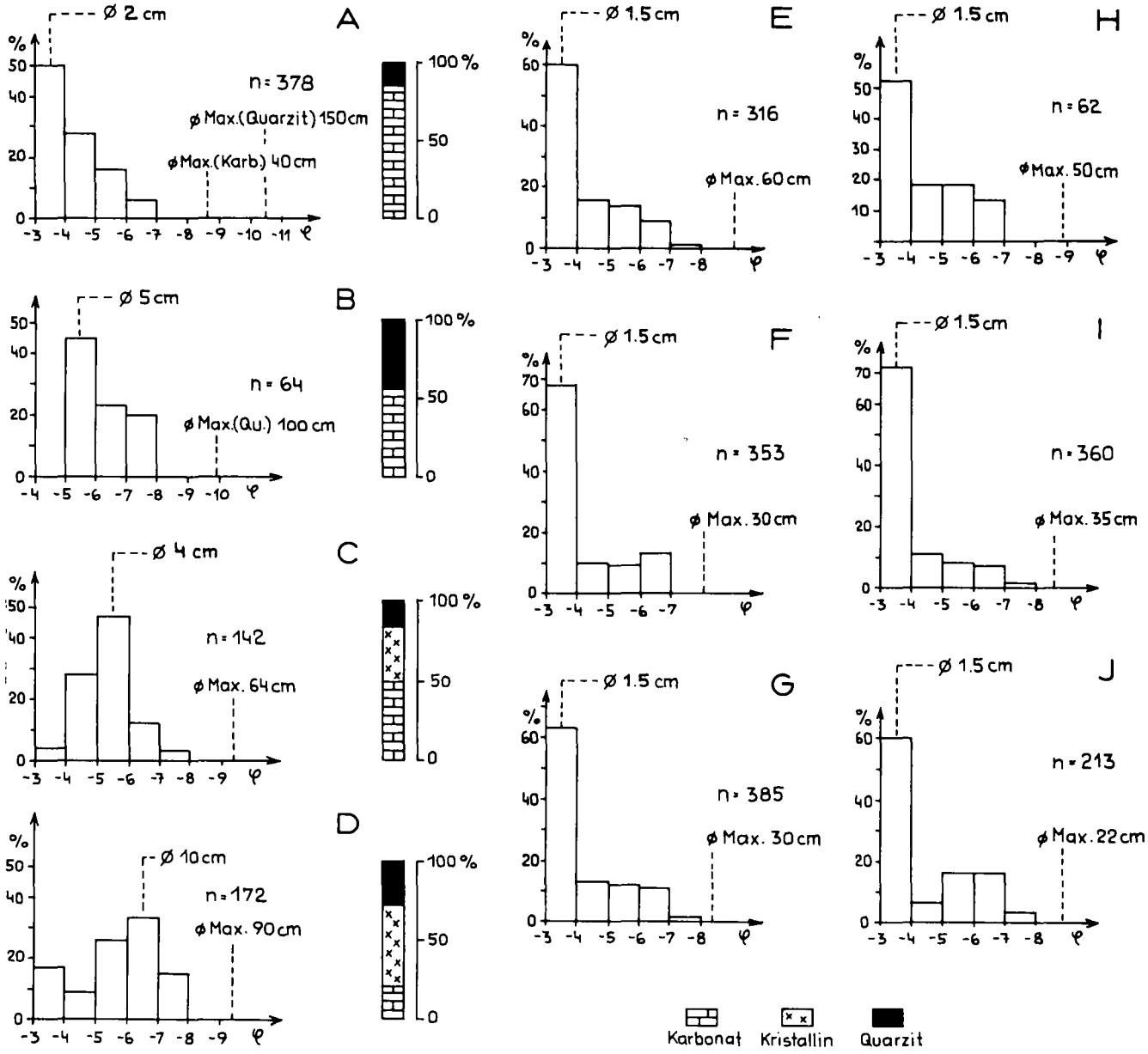


Abb. 6.
Verteilungsdiagramme der gemessenen, scheinbaren Korngrößen unterostalpiner Jurabreccien in den Radstädter Tauern und Tarntaler Bergen. Der Modalwert schwankt zwischen 1,5 und 10 cm.
A) Komponenten-gestützte Tarntaler Breccie, Typ A, Hippold-Decke, Profil Graue Wand, Wattener Lizum.
B) Komponenten-gestützte Tarntaler Breccie, Typ AC, Hippold-Decke, Profil Graue Wand, Wattener Lizum.
C) Komponenten-gestützte Schwarzeck-Breccie, Typ A, Hochfeind-Decke, Speikkogel, SW Tweng.
D) Komponenten-gestützte Schwarzeck-Breccie, Typ B, Hochfeind-Decke, Speikkogel, SW Tweng.
E–G) Komponenten-gestützte Tarntaler Breccie, Typ A, Reckner-Decke, Sonntagsrinne, Wattener Lizum.
H) Matrix-gestützte Schwarzeck-Breccie, Typ A, Hochfeind-Decke, nördlich Vd. Fuchssee, SW Tweng.
I–J) Komponenten-gestützte Breccie, Typ ähnlich Türkenkogelbreccie, unterostalpine Breccienserie nördlich des Schwarz-Kogels, NW Zederhaus.

1 m mächtigen Breccienbänken beträgt 1–5 cm, in ca. 5 m mächtigen Bänken 3–10 cm. Als größte Komponenten wurden z. B. in m-mächtigen Breccienbänken noch 40–100 cm große Komponenten transportiert.

Die Verteilung der Quarzit- und Karbonatkomponenten ist aus den Diagrammen A und B (Abb. 6) ersichtlich. Die Breccienkomponenten einer 3,5 m mächtigen Bank (Meßfläche senkrecht zur Bankung) sind meist 5 cm groß (Diagramm B), der Mittelwert der drei größten Komponenten beträgt 22 cm, die längste Komponente (Quarzitscholle) wurde mit 100 cm gemessen. Vergleichsmessungen auf der Schichtfläche dieser Bank (Diagramm A) lassen ein Spektrum mit geringerer Komponentengröße erkennen, was auf einen schwachen Gradierungseffekt an der Bankoberseite zurückgeführt wird. Auch der mittlere Durchmesser der drei größten Komponenten ist mit 13 cm deutlich unter dem Wert, der auf die Meßfläche senkrecht zur Bankung ermittelt wurde.

Komponenten

M. ENZENBERG-PRAEHAUSER (1976, S. 173f) führte als Komponenten der Tarntaler Breccie neben verschiedenen Karbonaten, vorwiegend Triasdolomiten, auch Kalkkomponenten an, von denen eindeutig Lumachellen des Rhät erkennbar waren. In geringerem Umfang kommen auch Karbonatbreccien als Komponenten vor, wie schon B. SANDER (1941, A. 123) erwähnte. Charak-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

teristsich für die „Quarzitschollenbreccie" sind vor allem hellgrüne bis weiße Quarzite, Serizitquarzite und Serizitquarzitschiefer sowie Quarzite, die häufig rosa Quarzgeröllchen oder schwarze Kieselschiefergeröllchen (Lydite) führen.

M. ENZENBERG (1967, S. 26f) interpretierte das Auftreten von Quarzitkomponenten (vgl. Taf. 1, Fig. 2–4; Taf. 2, Fig. 1–3) als einen Hinweis auf eine ehemalige Wechsellagerung von Breccien mit Quarzarenitlagen, wobei eine schollenartige Aufarbeitung der Quarzarenitlagen zu Komponenten von dm- bis m-Größe postuliert werden müßte. Im Gegensatz zu dieser Auffassung werden die Quarzitschollen der Tarntaler Breccie weder als früh lithifizierte und dann fast synsedimentär aufgearbeitete Quarzarenite noch als tektonisch zerscherte Quarzarenitlagen der Tarntaler Schichten gedeutet. Als Hauptargument für diese Neuinterpretation sei angeführt, daß innerhalb der Tarntaler Schichten der Hippold-Decke heute nirgends Quarzarenitlagen vorkommen, die auf eine ehemalige weitere Verbreitung dieser Fazies hinweisen würden. Da aber in der heute erhaltenen Schichtfolge keine Quarzarenite mit Breccien oder Metapeliten wechsellagern und ferner nur unreife Arenit-Pelit-Gemische produziert und abgelagert worden sind (Grauwacken) und es sich bei den Tarntaler Schichten allgemein schon um eine proximale Ablagerung handelt (Breccienserie), wird auch eine Existenz von jurassischen Quarzareniten im Liefergebiet der Breccie ausgeschlossen. Auf die lithologische Ähnlichkeit der Quarzitschollen mit den Permoskythquarziten hat ja M. ENZENBERG (1967, S. 27) bereits hingewiesen.

Die Quarzitkomponenten der Tarntaler Breccie lassen sich gut mit Quarziten der Triasbasis und paläozoischen Quarziten vergleichen (Tab. 2). So ist die Zusammensetzung einer weißen Quarzitkomponente (H 394) mit einer Korngröße zwischen 0,06 und 0,8 mm sehr ähnlich dem Permoskythquarzit (H 503) vom Profil Hippold-Spitze. Im Dünnschlif H 503 ist noch eine primäre Schichtung durch Hellglimmer-reiche Lagen und Zirkonanreicherungen erkennbar. Ein etwas unterschiedlicher Quarzittyp als Breccienkomponente (H 591/1) läßt sich sehr gut mit dem „schwarzen Kieselschiefer" im Quarzpyhllit der Hippold-Decke (z. B. nördlich Klammjoch, H 566) vergleichen, als dessen Ausgangsgestein eine schlecht sortierte, grobkörnige Quarzwacke angenommen werden kann. Im Dünnschliff H 566 weisen die linsenförmig zerscherten, spindelförmigen und stark undulös auslöschenden Quarze (von 0,2–9 mm Länge) und zerbrochenen Turmaline auf eine starke kataklastische Beanspruchung hin. Berücksichtigt man die unterschiedliche tektonische Beanspruchung, so läßt sich bei den Quarziten nicht nur makroskopisch sondern auch mikroskopisch eine gute lithologische Übereinstimmung zwischen Breccienkomponenten und zugehörigem Ausgangsgestein feststellen. Auch der hohe Zirkongehalt in Quarzitkomponenten der Breccie (z. B. H 571) ist gut mit jenem in Quarziten der Triasbasis (Profil Hippold, H 503; vgl. Tab. 3) vergleichbar.

Die Rundung der Karbonatkomponenten ist allgemein „subrounded", während die Quarzitkomponenten die Rundungsklassen „subangular" bis „angular" aufweisen.

B. SANDER (1941, S. 123) führte auch das seltene Vorkommen eines einsedimentierten Quarzporphyrs von der Grauen Wand an. Diese Beobachtung ergänzt sehr gut das Auftreten von Porphyrquarzen als klastische Körner in den Grauwackenschiefern der Tarntaler Schichten. Das Alter des Porphyrs ist ungewiß, da heute kein Porphyroid in der paläozoischen Schichtfolge der Hippold-Decke auftritt. Nach den Untersuchungen von G. HADITSCH & H. MOSTLER (1983, Abb. 2) treten in der unterostalpinen Quarzphyllit-Decke saure Vulkanite im Ordovicium auf. Andererseits wäre im Vergleich mit anderen Porphyroiden, wie z. B. in unterostalpinen Schichtfolgen des Semmering-Wechselgebietes (A. TOLLMANN, 1977, S. 167) oder in der penninischen Wustkogelserie, auch ein permisches Alter denkbar.

Der Nachweis paläozoischer Karbonatkomponenten ist aus Lösproben karbonatischer Breccienkomponenten bisher noch nicht gelungen. Es treten aber auch keine Komponenten bräunlicher Spatdolomite bzw. bläulicher Dolomitmarmore oder Bändermarmore auf, die z. B. für das Silur der Innsbrucker Quarzpyhllit-Dekke charakteristisch sind (vgl. J. G. HADITSCH & H. MOSTLER, 1983; z. B. paläozoische Dolomitvorkommen im aufgelassenen Steinbruch 500 m östlich Kirche 726 in Ampaß oder bläuliche Marmore 100 m SE Kapelle Windegg bzw. am Weg Kapelle Windegg nach Vorderwildbad). Auch Magnesit, wie er z. B. im Bergbau Tux vorkommt, ist noch nicht als Komponente in der Breccie nachgewiesen worden.

Das Vorkommen von Oberjura-Radiolaritkomponenten (O. THIELE, 1976) in der polymikten Breccie NW der Torspitze konnten nicht bestätigt werden. Es dürfte sich bei den von ihm als Radiolarit angesprochenen Komponenten vielmehr um Komponenten jener paläozoischen Kieselschiefer handeln (Lydite), die auch schon in Permoskythquarziten als Gerölle auftreten. Daß kein Radiolarit aufgearbeitet wurde geht indirekt auch daraus hervor, daß die Tarntaler Breccie selbst nicht resedimentiert worden ist.

Aus dem Komponentenspektrum läßt sich ein unterostalpines Liefergebiet rekonstruieren, in dem Triaskarbonate (mit fossilführenden Rhätkalken) Permoskythquarzit, paläozoische Kieselschiefer und ein Porphyr, vermutlich unterpermischen Alters, erodiert wurden.

Matrix

Die in kleinsten Zwickeln zwischen den Komponenten der Komponenten-gestützten Quarzitschollenbreccie erkennbare Grundmasse ist stets karbonatisch bis kieselig. Es besteht kein Zweifel, daß auch vor der tektonischen Beanspruchung der Breccien der Matrixgehalt ganz untergeordnet war und die Breccie schon bei der Ablagerung Komponenten-gestützt strukturiert war (Taf. 1, Fig. 4). Es ist aber anzunehmen, daß die Matrix auch vor der Zementierung mit Karbonat bzw. vor einer Verdrängung durch Quarzmobilisate aus karbonatischem bis kieseligem Material bestanden hat. Im heutigen Grenzbereich einer groben Breccienentwicklung zu den westlich anschließenden Grauwackenschiefern (Abb. 9, Prof. 5) tritt lokal eine Grundmasse auf, die dem Grauwackenschiefer entspricht. Obwohl diese Verzahnung der mächtigen ungeregelten Breccie mit den Grauwackenschiefern NW der Kalkwand schlecht aufgeschlossen und tektonisch stark überprägt ist, weist die Grauwacken-„Matrix" doch eher auf eine primäre laterale Verzahnung der beiden Fazies als auf eine rein tektonische Durchmischung der Breccie mit liegenden Grauwackenschiefern hin.

Sedimentäre Strukturen

Die Beschreibung nicht ebenflächiger Breccienbänke ist wegen der starken tektonischen Überprägung pro-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

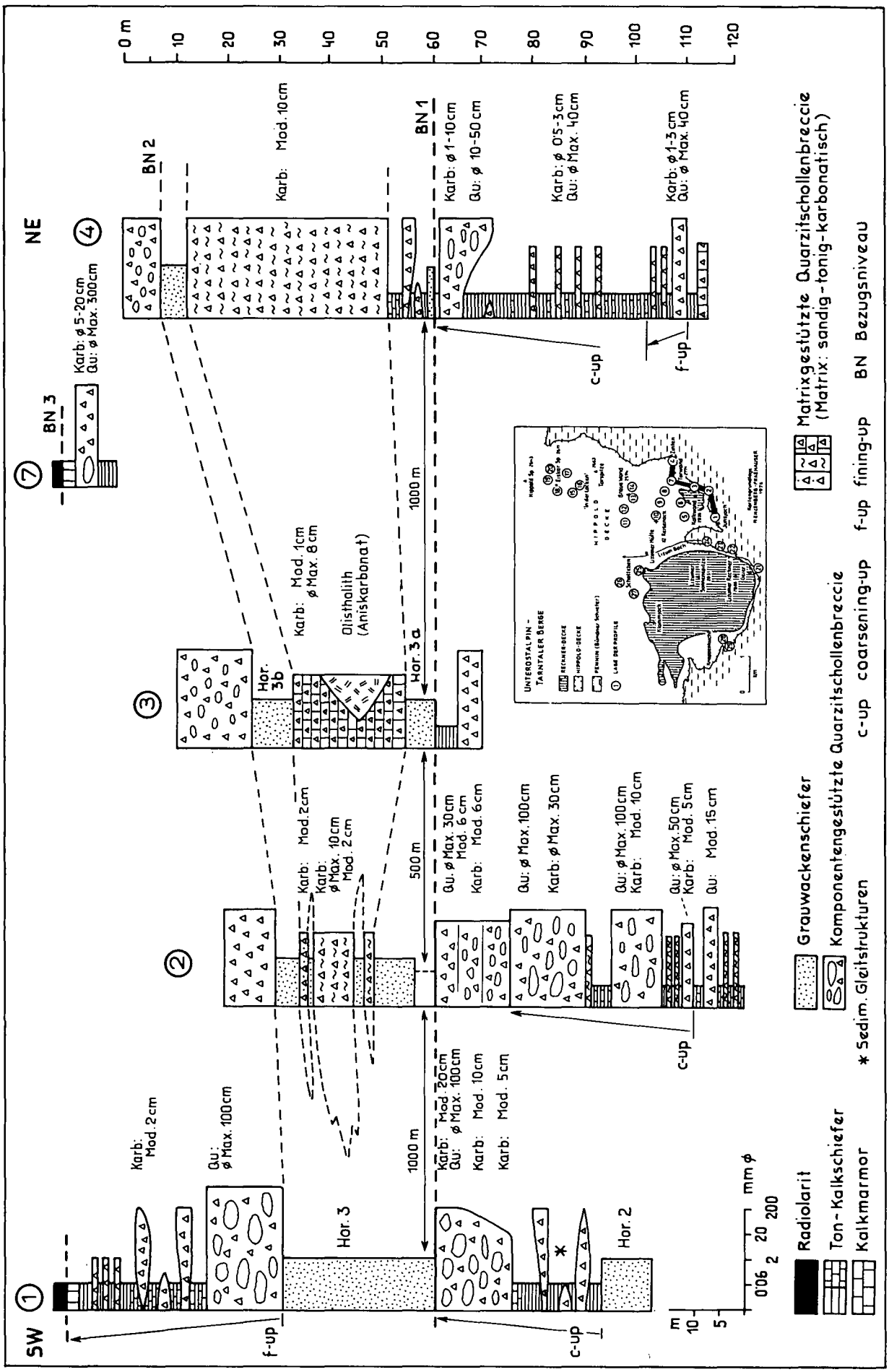


Abb. 7.
Ost-West-Profile der Tarntaler Schichten im Südteil der Hippold-Decke, Junsjoch, Wattener Lizum.
Der mächtige Grauwackenschiefer (Hor. 3), dessen Basis als horizontales Bezugsniveau gewählt wurde (BN-1), spaltet sich gegen Norden und Osten auf (Hor. 3a und 3b).
Dazwischen befindet sich eine nach Westen auskeilende Serie Matrix-gestützter Breccien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

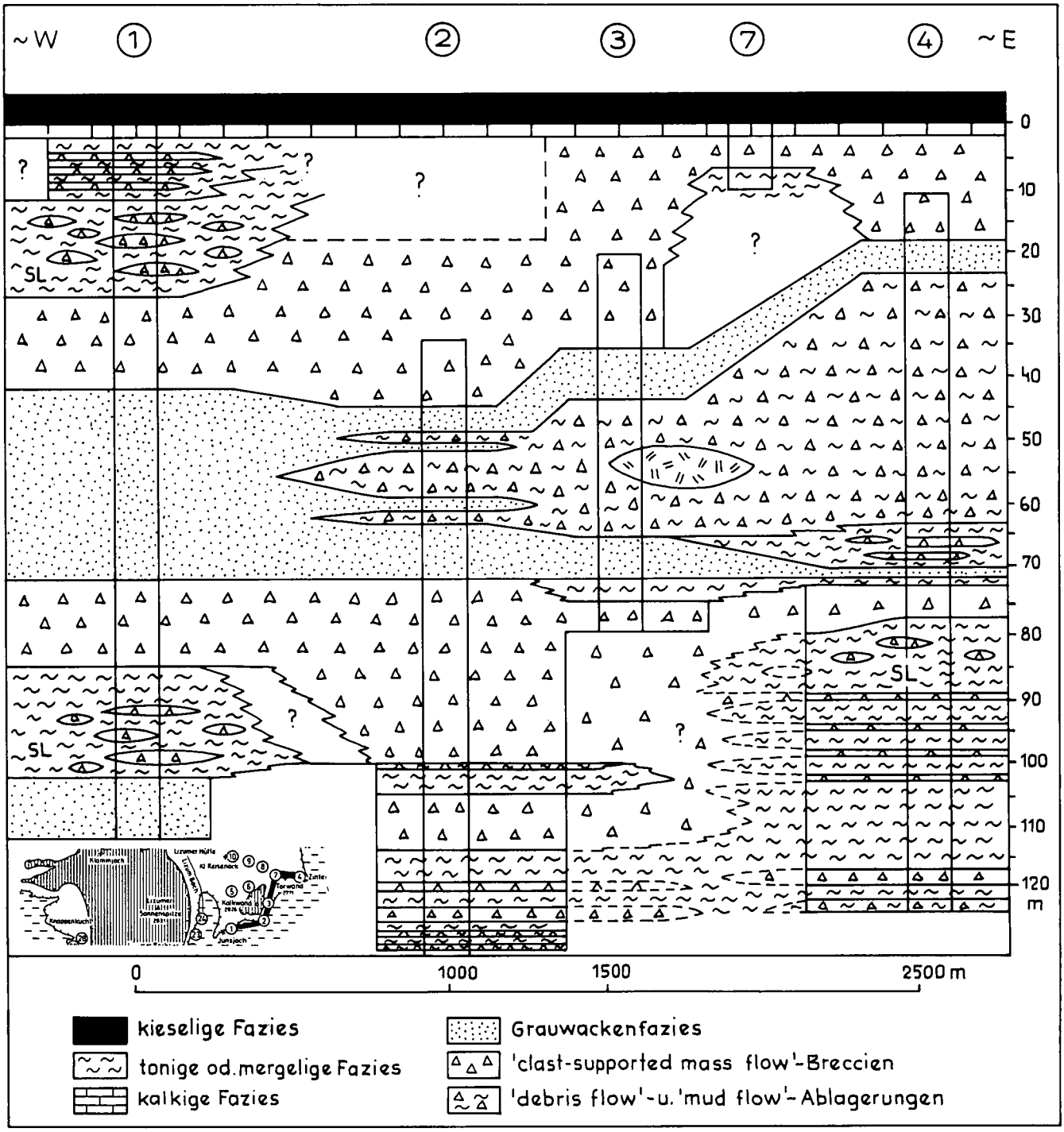


Abb. 8.
Ost-West-Faziesrekonstruktion der Tarntaler Schichten im Südteil der Hippold-Decke, Wattener Lizum.
Die Profile (Abb. 7) wurden auf das willkürlich horizontal gewählte Niveau der Radiolarit-Schichten sowie der Grauwackenfazies (Hor. 3) bezogen. „Clast-supported mass flow"-Breccien sowie „mud flow"-Ablagerungen sind im Gelände in Nord–Süd-Richtung kanalisiert.

blematisch. In Fällen, in denen bei einer diskordanten Bankunterseite die Bankoberfläche eben ausgebildet ist, wird auf eine primäre Basalerosion geschlossen. In einigen Fällen bestätigen „rip up"-clasts die erosive Wirkung während des Breccientransports. Beispiele für Brecciebänke mit erosiver Basis finden sich im Zinten-Profil (Abb. 7, Prof. 4) und im östlichen Sammelprofil der Grauen Wand (Abb. 11, Prof. 14). In zahlreichen Aufschlüssen fällt der rasche laterale Fazieswechsel der Komponenten-gestützten Breccie auf (Taf. 1, Fig. 1). So läßt sich z. B. im Graue Wand-Profil (Abb. 11, Prof. 13–14) das laterale Auskeilen Zehnermeter-mächtiger Breccienbänke in dm–m-mächtige Breccienbänke in östlicher und westlicher Richtung beobachten. Aus der Wechsellagerung der Breccienbänke mit Tonschiefern und Kalkphylliten läßt sich die episodische Schüttung von Breccienmaterial ableiten, die in der teilweise gebankten aber durchgehenden Breccienentwicklung (z. B. Prof. 14, Bank 1–6) nicht zum Ausdruck kommt.

Die Komponenten-gestützte Breccie der Hippold-Decke ist für eine orientierte Probennahme nicht geeignet. Die Komponenten der dünnen Breccienbänke sind meist gleichförmig eckig („subrounded") und zeigen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

deshalb schon auf den Schichtflächen keine Einregelung. Die Komponenten der mächtigen Breccienbänke sind wieder zu groß , sodaß im Anschnitt parallel zur Schichtfläche eine statistische Auswertung der Orientierung der Längsachsen nicht möglich ist.

b) Komponenten-gestützte Breccien mit Internschichtung
(geregelte, normal- und invers-gradierte Breccien; „organized", „graded" und „invers-to-normally graded" Breccientyp)

Nur relativ selten wurden in den Tarntaler Schichten Breccien mit eingeregelten Komponenten und Breccienbänke mit einer Abnahme oder Zunahme der Komponentengröße gegen das Hangende angetroffen. In Meter-mächtigen Breccienbänken beim Torjoch sind vor allem dm- bis m-große plattige Quarzitkomponenten gut eingeregelt (Taf. 1, Fig. 1). Eine Abnahme der Komponentengröße gegen das Hangende tritt in ebenen, m-mächtigen Breccienbänken z. B. westlich vom Torjoch, am Kl. Reisenock (Abb. 11, Prof. 9, 10) und in der geringmächtigen Breccienabfolge westlich der Hauptentwicklung ungeschichteter Breccien, im Graue Wand-Bereich, auf. Eine Gradierung kommt auch innerhalb einer ca. 10 m mächtigen, gegen Osten auskeilenden Breccienbank westlich vom Torjoch vor. Während diese Breccie basal vorwiegend aus 20–50 cm großen Quarzitkomponenten besteht, dominieren gegen das Hangende die Karbonatkomponenten mit einem Durchmesser von 5 cm (Taf. 1, Fig. 3). Lateral gegen Osten ist eine Abnahme der Bankmächtigkeit bis auf wenige Dezimeter verfolgbar, wobei gleichzeitig mit der Bankdicke auch der Modalwert bis auf 1,5 cm abnimmt. Diese Beobachtungen lassen auf ein primäres Auskeilen der mächtigen Breccienbank gegen Osten hin schließen. Es handelt sich bei dieser auskeilenden Breccienbank um einen Teil eines mindestens 100 m breiten, Ost-West-verlaufenden linsenförmigen Querschnittes eines in Nord-Süd-Richtung aufgeschlossenen Breccienkörpers. Dieser über 10 m mächtige Breccienkörper ist in Nord–Süd-Richtung heute tektonisch stark boudiniert. Auf Grund der primären Erstreckung

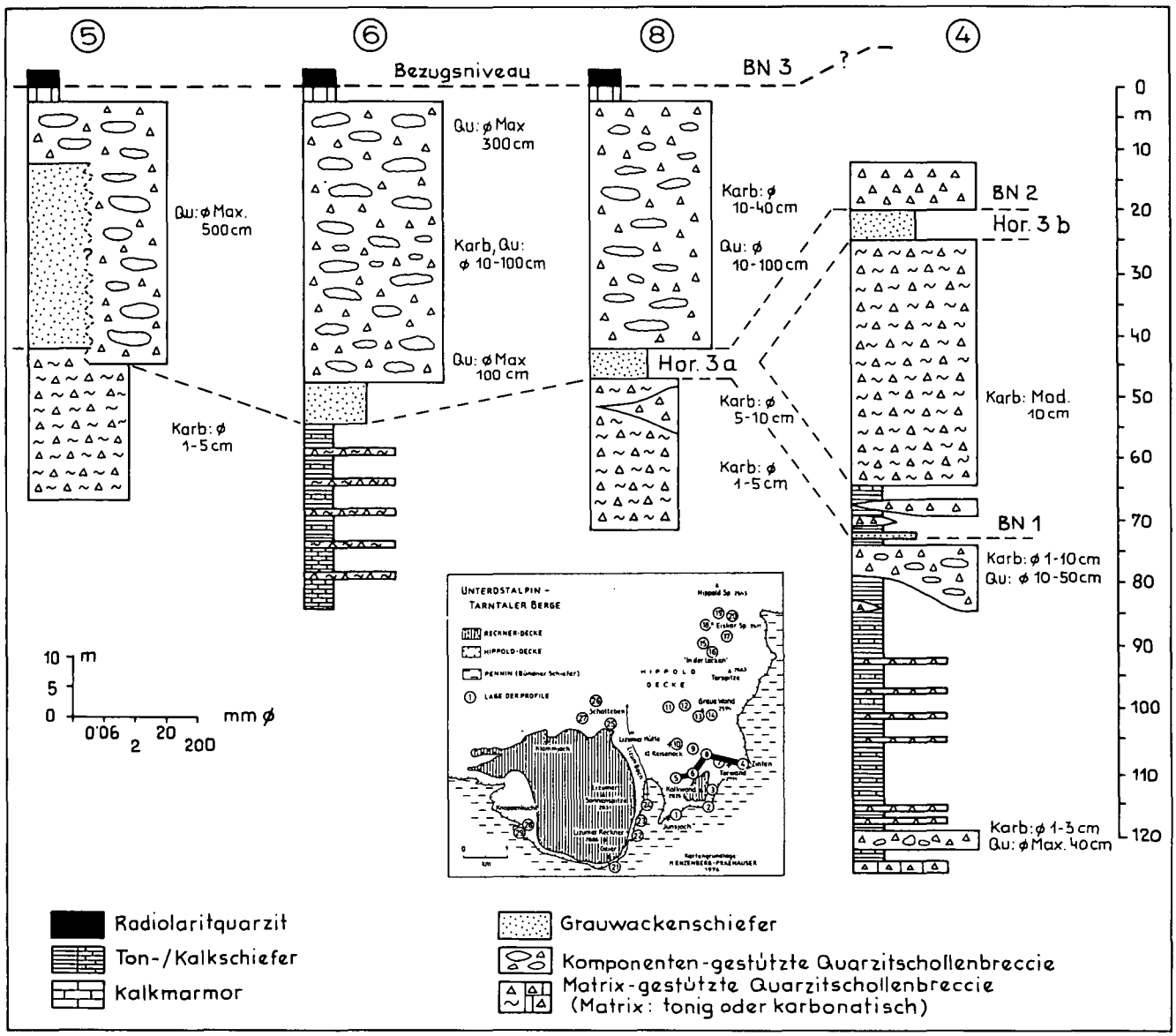


Abb. 9.
Ost–West-Profile der Tarntaler Schichten im südlichen Teil der Hippold-Decke, Torwand, Wattener Lizum.
Im Hangenden des Haupt-Grauwackenschiefers (BN-2) tritt eine mächtige, bis knapp unter die Radiolarit-Schichten (BN-3) reichende Komponenten-gestützte Breccie („Quarzitschollenbreccie„) auf.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

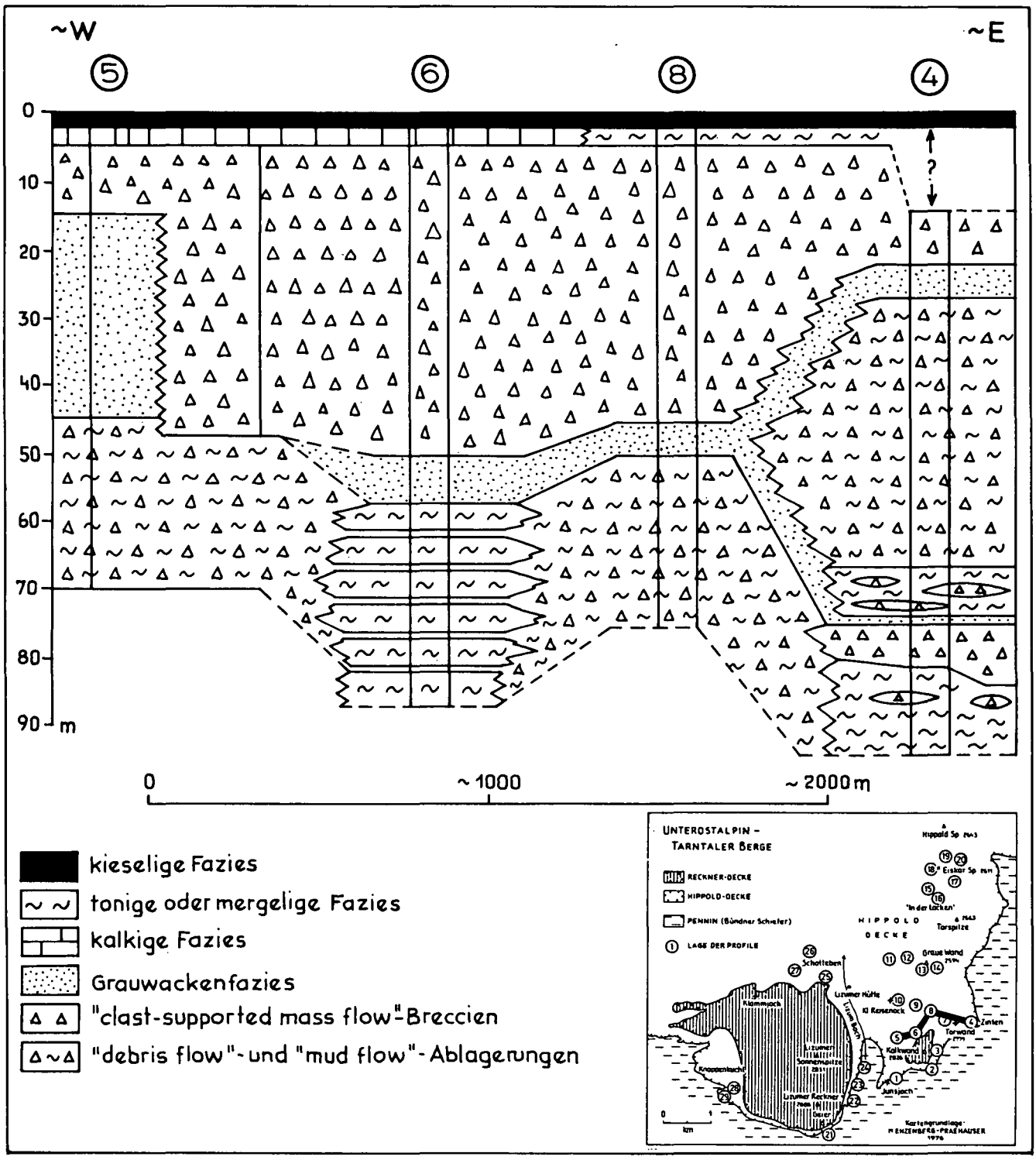


Abb. 10.
Ost–West-Faziesrekonstruktion der Tarntaler Schichten im südlichen Abschnitt der Hippold-Decke.
Die Profile (Abb. 9) wurden auf die willkürlich horizontal gewählte Basis der Radiolarit-Schichten bezogen. „Clast-supported mass flow„-Breccien und „mud flow"-Ablagerungen sind in Nord–Süd-Richtung kanalisiert.

dieses Nord–Süd-verlaufenden Breccienkörpers und der Ablagerung gröberer Breccienkomponenten im Zentrum und feinerer Breccienkomponenten am Rand des Schüttungskörpers, wird auch auf einen Transport in Nord–Süd-Richtung geschlossen. Ob es sich dabei um Breccienablagerungen in einer basal erodierten Rinne oder um einen Breccien-Lobus gehandelt hat, ließ sich nicht mehr feststellen.

In den Breccienvorkommen der Knappenkuchl treten in Tonschiefern häufig kleinräumige Breccienkörper mit inverser Gradierung auf. In einem nur 75 cm mächtigen, linsenförmigen, ca. 3 m langen Breccienkörper erreichten die am häufigsten angetroffenen Komponenten Durchmesser von 0,5–2 cm. Der Breccienkörper ist deutlich invers- bis normal-gradiert. Auch ein ca. 5 m mächtiger, etwa 15 m langer, ebenfalls linsenförmiger Breccienkörper enthält am häufigsten Komponenten von 0,5–2 cm, die gegen das Hangende bis 30 cm Länge erreichen. Auch in einer ca. 15 m mächtigen Breccienbank der groben Quarzitschollenbreccie am Juns-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

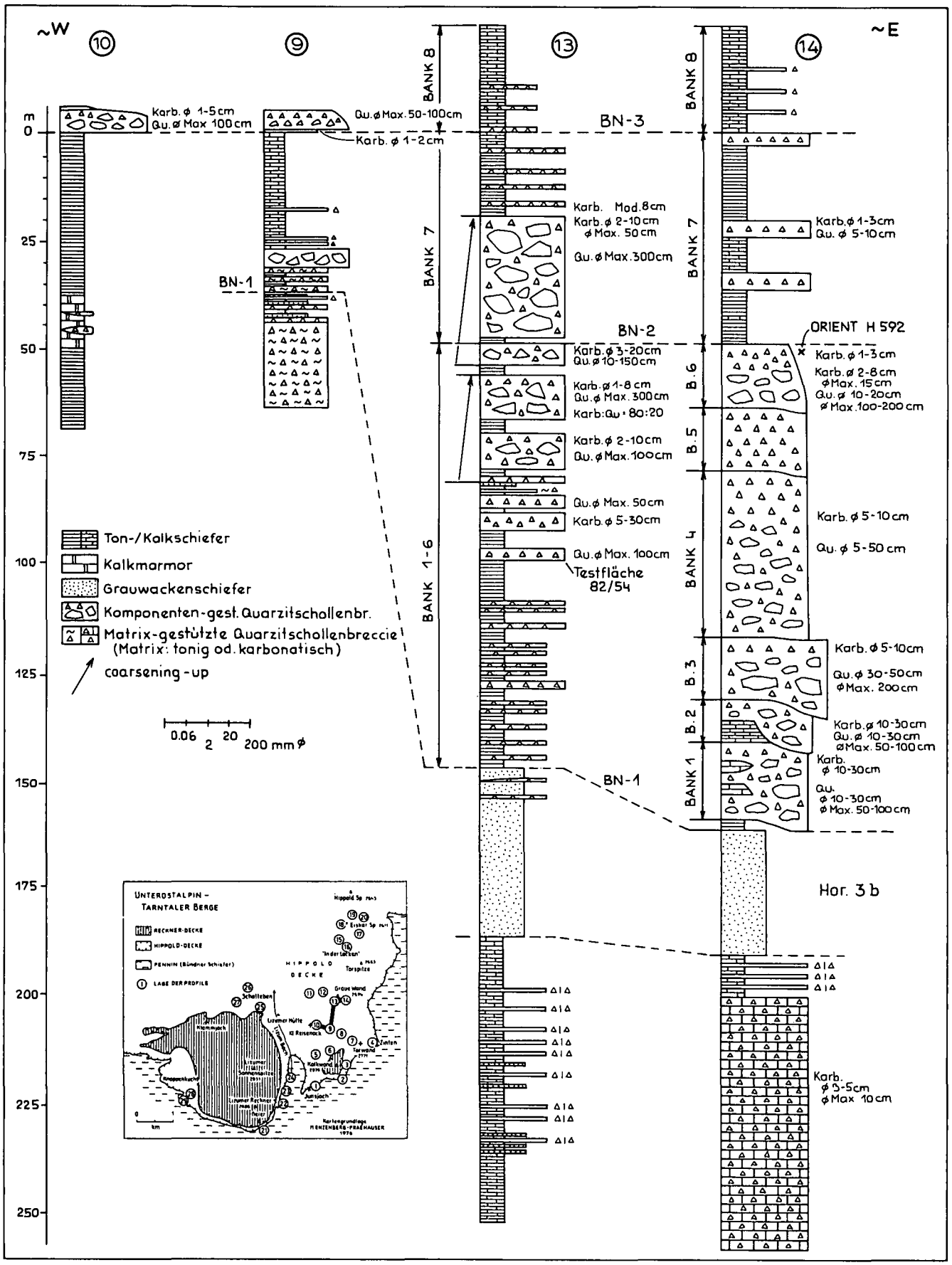


Abb. 11.
Ost–West-Profile der Tarntaler Schichten im mittleren Abschnitt der Hippold-Decke, Graue Wand, Wattener Lizum.
Gegenüber den vergleichbaren Profilschnitten im Süden (Junsjoch, Abb. 7) erreicht die Breccienentwicklung im Hangenden des Haupt-Grauwackenschiefers (BN-1) bei der Grauen Wand die doppelte Mächtigkeit. Die durchgehende Breccienfazies (Prof. 14) geht lateral gegen Westen (Prof. 13) in eine Wechsellagerung Komponenten-gestützter Breccien mit Ton-Mergelschiefern über.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

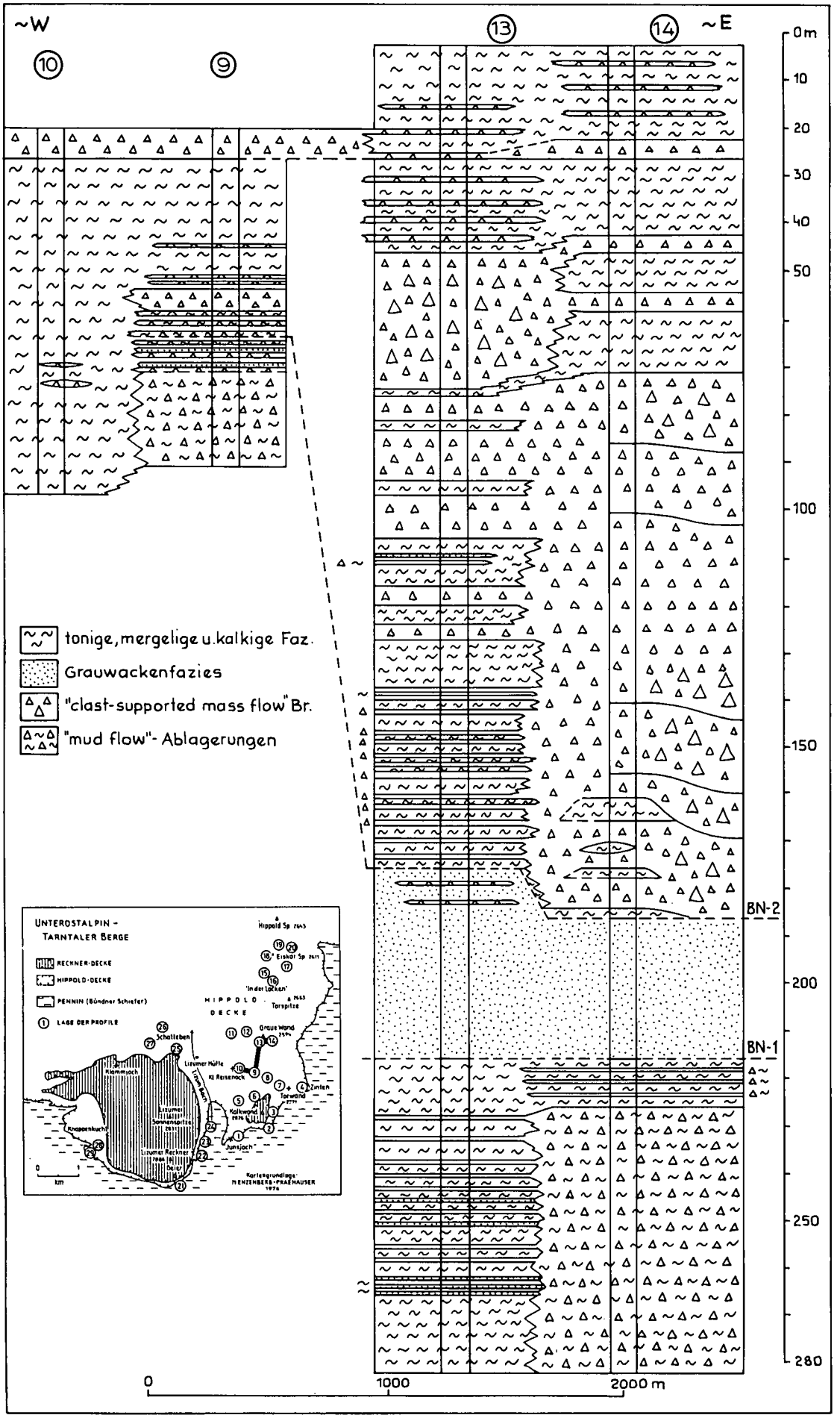


Abb. 12.
Ost–West-Faziesrekonstruktion der Tarntaler Schichten im mittleren Abschnitt der Hippold-Decke, Graue Wand, Wattener Lizum.
Die Profile (Abb. 13) wurden auf das willkürlich horizontal gewählte, im Gelände durchgehend aufgeschlossene Bezugsniveau 1 bezogen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

joch tritt eine Zunahme der Komponentengröße gegen das Hangende auf. Der Modalwert der Karbonatkomponenten nimmt von der Basis (15 cm) über 10 cm im mittleren Profilabschnitt gegen das Hangende bis auf 20 cm zu. In diesem Bereich treten dann auch m-lange Quarzitschollen auf.

Die Komponentenverteilung ist in den gradierten, den invers-gradierten und invers- bis normal-gradierten Breccien ähnlich wie in den ungeschichteten Breccien. In den dm–m-mächtigen Breccienbänken dominiert der Anteil an Karbonatkomponenten (bis 100 %), während Quarzitkomponenten meist gröber sind und eher in mächtigeren Breccienbänken auftreten. In den geschichteten und ungeschichteten Breccientypen treten gleichermaßen nur Quarzite als Großschollen auf. Olistholithe fehlen.

Auf Grund des raschen lateralen Auskeilens von Breccienbänken in Ost- und Westrichtung und der Haupterstreckung von Breccienkörpern in Nord–Süd-Richtung wird auf eng kanalisierte Breccienschüttungen in meridionaler Richtung geschlossen.

c) Charakterisierung von Profilabschnitten

Dezimeter- bis meter-mächtige, Komponenten-gestützte Breccienbänke treten fast ausschließlich in Wechsellagerung mit Ton- und Mergelschiefern auf (Abb. 7–12). Nur in der geringmächtigen faziellen Vertretung des Haupt-Grauwackenschieferhorizontes (Abb. 16) kommt es auch zu einer Wechsellagerung von dm-mächtigen Komponenten-gestützten Breccien mit dm-mächtigen Grauwackenschiefern.

Innerhalb der Tarntaler Schichten der Hippold-Decke kommen nur wenige vertikale Sequenzen vor, die eine Zunahme der Komponentengröße, verbunden mit einer Zunahme der Bankmächtigkeit gegen das Hangende („coarsening-up"), bzw. eine nach oben hin feiner werdende Abfolge von Breccienbänken („fining-up") erkennen lassen. Eine Tendenz in der Zunahme der Mächtigkeit Komponenten-gestützter Breccienbänke ist im zentralen südlichen Abschnitt, im Liegenden des Haupt-Grauwackenniveaus, zu erkennen (Abb. 7, Prof. 2 und 4). Auch lateral zur Hauptbreccienschüttung ist im Hangenden des Haupt-Grauwackenschieferniveaus (Abb. 11, Prof. 13) eine Zunahme der Bankmächtigkeiten bei gleichzeitiger Größenzunahme der Quarzitkomponenten zu erkennen (Sequenz mit einem groben „coarsening- and thickening-upward"). Im Bereich der Bänke 1–6 ist in diesem Querschnitt (Abb. 11, Prof. 13–14) eine Progradation von Osten nach Westen zu erkennen.

Ein grobes „coarsening-up" tritt ferner östlich der Eiskarspitze (Abb. 14, Prof. 17) auf. Diese vertikalen Sequenzen können jeweils als Vorstoß einzelner Breccien-Loben gedeutet werden.

Der umgekehrte Fall eines andeutungsweisen „fining-up" konnte nur lateral zur Hauptbreccienschüttung, im Liegenden des Haupt-Grauwackenniveaus (Abb. 7, Prof. 4) gefunden werden. Diese Abfolge kann als lateral östliche Fazies einer Breccienentwicklung interpretiert werden, deren Hauptschüttung sich mehr gegen Westen verlagerte, wo es auch gleichzeitig zu einer Zunahme der Komponentengröße in der hangenden Breccienentwicklung gekommen ist. Daß diese Breccien-Loben gegen Norden geendet haben, läßt sich daraus ableiten, daß Komponenten-gestützte Breccien im Liegenden des Haupt-Grauwackenschiefers weiter nördlich fehlen. Dort tritt statt dessen eine Matrix-gestützte Breccie auf.

Es lassen sich im zentralen Teil der Hippold-Decke, im Liegenden des Radiolarites, insgesamt vier unterschiedliche Entwicklungen Komponenten-gestützter Breccien unterscheiden:

- Eine profilmäßig mächtige, durchgehende aber eng kanalisierte Breccientenwicklung verläuft von Süden (Abb. 10, Prof. 6) nach Norden (Abb. 12, Prof. 14). Auf nur 2000 m Entfernung nimmt dabei die Mächtigkeit der durchgehenden Breccienentwicklung von 50 m auf über 100 m zu. In diesem kanalisierten Bereich tritt häufig Basalerosion und einfache Gradierung auf.

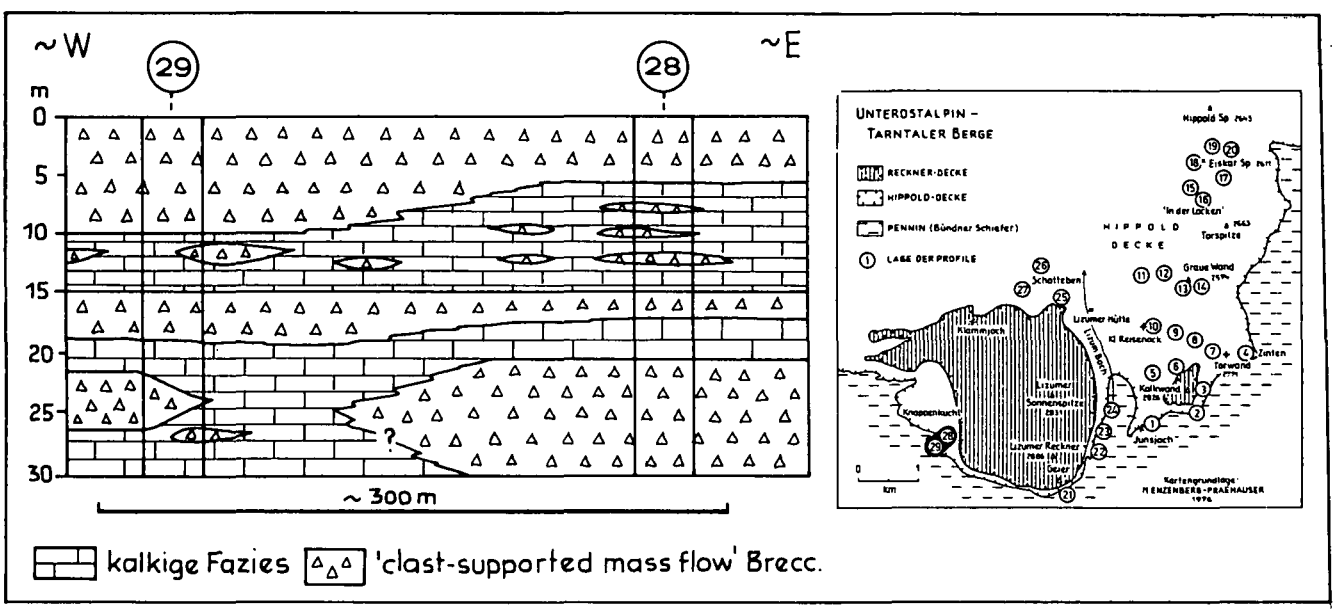


Abb. 13.
Ausschnitt einer Ost-West-Faziesrekonstruktion der Tarntaler Schichten im Westteil der Hippold-Decke, Knappenkuchl, Wattener Lizum.
Als Bezugsniveau wurde eine durchgehend aufgeschlossene Breccienbank gewählt. Die Rekonstruktion läßt den kleinräumigen Fazieswechsel der Tarntaler Schichten erkennen.

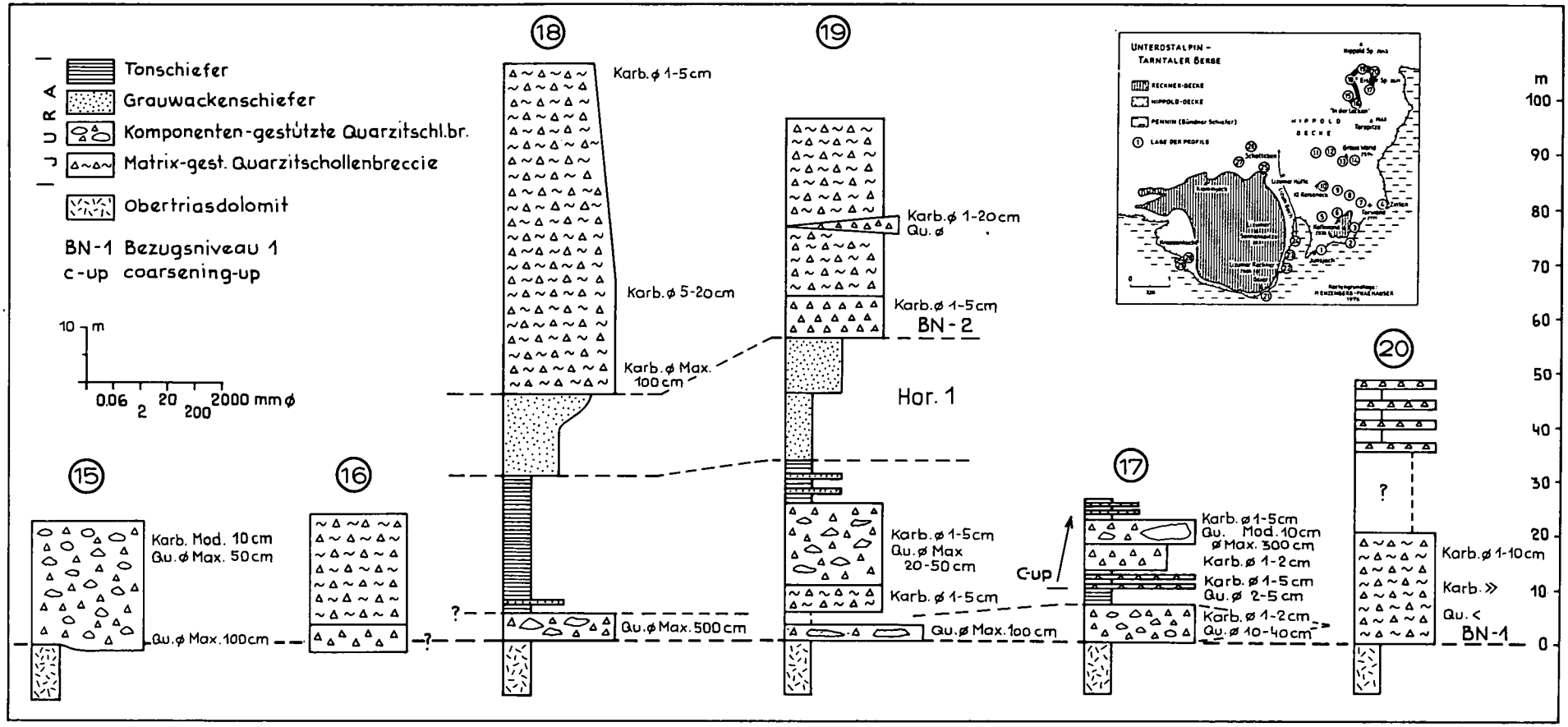


Abb. 14.
Ost-West-Profile der Tarntaler Schichten im Nordteil der Hippold-Decke, Eiskar-Spitz, Wattener Lizum.
Die Profile wurden auf das willkürlich horizontal gewählte Hangende (BN-1) der Obertrias bezogen. Ein Vergleich mit den Tarntaler Schichten im Süden ist nicht möglich, weil einerseits im Süden die Obertrias fehlt und andererseits im Norden die Radiolarit-Schichten nicht ereicht werden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

- Gegen Westen geht diese durchgehende Breccienentwicklung in eine Wechsellagerung aus Breccienbänken mit Ton- und Mergelschiefer-Zwischenlagen über (Abb. 8, Prof. 1; Abb. 12, Prof. 9, 13).
- Noch weiter westlich (Abb. 11, Prof. 10) wird eine mächtige Tonschiefer-Kalkphyllit-Fazies kaum mehr von Komponenten-gestützten Breccienschüttungen beeinflußt.
- Ganz untergeordnet treten im NW, in einer geringmächtigen zyklischen Abfolge, dm-mächtige Komponenten-gestützte Breccien mit dm-mächtigen Grauwackenschiefern und dm-mächtigen Tonschiefern auf (Abb. 16). Diese Entwicklung ist eine fazielle Vertretung des sonst mächtigen Haupt-Grauwackenschiefers und liegt räumlich zwischen der Wechsellagerung der Ton-Mergelschiefer mit der „clast-supported mass flow"-Breccie und der weitgehend von Breccien unbeeinflußten Tonschiefer-Kalkphyllit-Entwicklung.

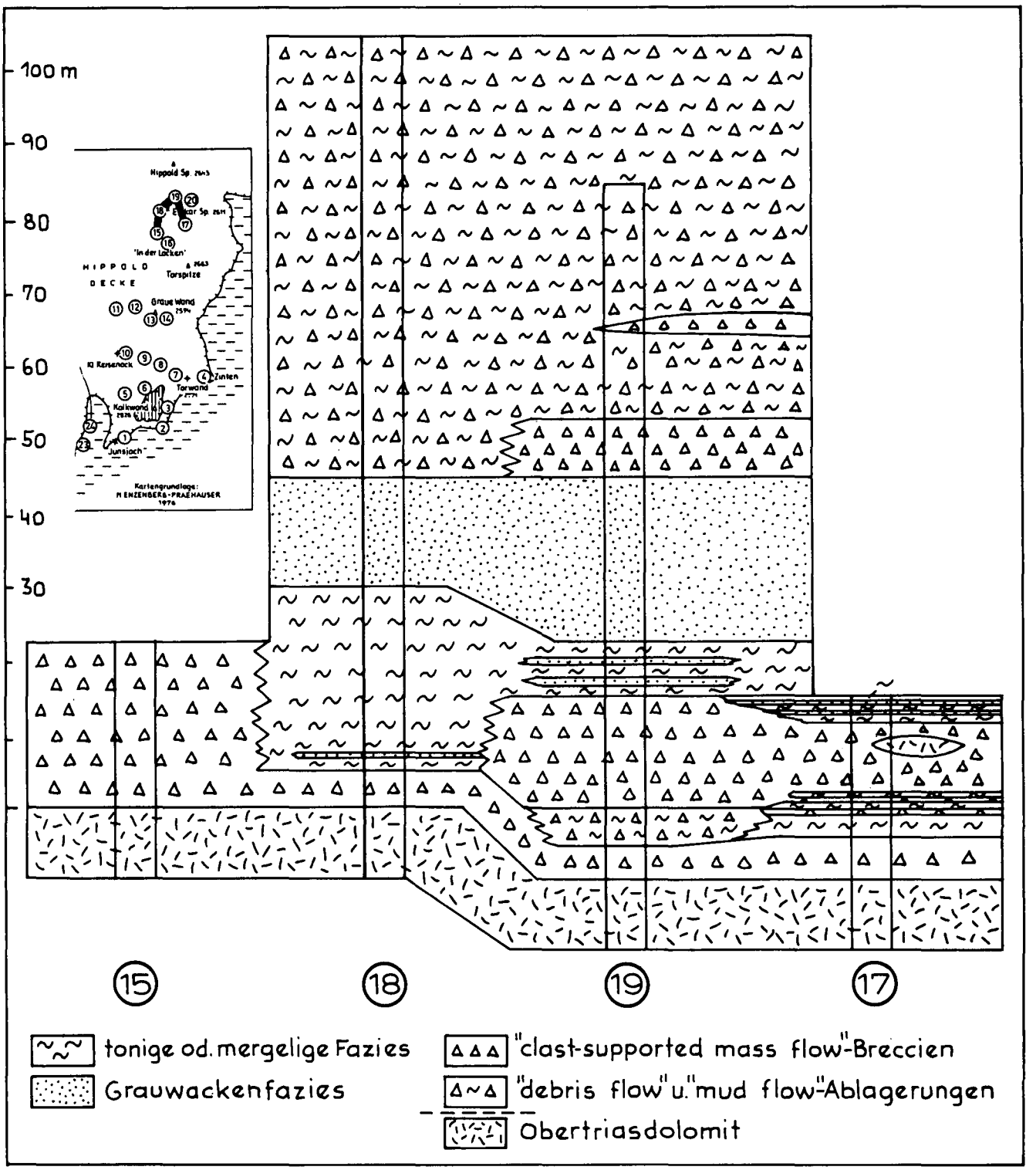


Abb. 15.
Ost-West-Faziesrekonstruktion der Tarntaler Schichten im Nordteil der Hippold-Decke, Eiskar-Spitze, Wattener Lizum.
Die Profile (Abb. 14) wurden auf das willkürlich horizontal gewählte Hangendniveau der Grauwackenfazies (Hor. 1) bezogen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Aus dieser faziellen Verteilung Komponenten-gestützter Breccien läßt sich ein in Nord–Süd-Richtung kanalisierter Schüttungs- und Hauptablagerungsbereich von einem weiter westlich gelegenen Bereich mit ganz untergeordneter Breccienschüttung unterscheiden. Die Ablagerung des Breccienmaterials erfolgte hauptsächlich in Breccien-Loben.

B) Interpretation des Ablagerungsmechanismus Komponenten-gestützter Breccien

Die Wechsellagerung von „clast-supported mass flow"-Breccien mit der marinen pelitischen Fazies bzw. mit der Grauwackenfazies wird als wiederholte, zeitweise Schüttung von unterschiedlichen Mengen bereitgestellten groben Breccienmaterials gedeutet. Auf Grund der heutigen Geometrie der Breccienkörper wird auf eng kanalisierte submarine Schuttströme geschlossen. Als Mechanismus für den Transport des grobklastischen, Matrix-armen Karbonat- und Quarzitschuttes wird ein „debris flow" angenommen.

Die aus Abb. 11 (Prof. 13–14) ersichtliche, allgemein westgerichtete Progradation der Breccienloben läßt eine Materialanlieferung aus allgemein südöstlicher Richtung vermuten.

Die geringmächtige Breccienentwicklung im Hangenden des Haupt-Grauwackenschiefers (Hor. 3b, Südabschnitt, Junsjoch) kann als mindestens 2000 m breiter Zufuhrkanal interpretiert werden, in welchem die Breccien hauptsächlich transportiert und nur zum geringen Teil auch abgelagert worden sind. Das „coarsening up" in dieser bis zum Radiolarit durchgehenden Breccienentwicklung läßt auf eine Verlagerung des Schüttungsfächers gegen Norden schließen. Im nördlicheren Ablagerungsbereich der Tarntaler Schichten (Profil Graue Wand) kam es zu einer dreimal mächtigeren Breccien-sedimentation, was bei einer Wechsellagerung und Verzahnung mit der pelitischen Fazies auf einen distaleren Ablagerungsbereich hinweist.

5.1.2.1.2.
Matrix-gestützte Breccie

Als Matrix-gestützte Breccien werden Komponentenführende Ton- bis Mergelschiefer oder Komponentenführende Marmore bezeichnet. Auch Komponentenführende Grauwackenschiefer kommen in den Tarntaler Schichten der Hippold-Decke vor.

Die Matrix-gestützten Breccien sind stets ungeschichtet und lassen keine sedimentären Strukturen erkennen.

Als Komponenten kommen fast ausschließlich Karbonatkomponenten vor. Quarzitkomponenten sind selten. Die Matrix-gestützte Breccie tritt nur selten in dm-mächtigen Lagen, häufiger in m-mächtigen Lagen und meistens in einer Dekameter-mächtigen Entwicklung auf. Eine bis über 40 m mächtige, Matrix-gestützte Breccie mit einer Ton-Mergelschiefer-Matrix kommt im Südosten (Abb. 7, Prof. 4), im Liegenden des Haupt-Grauwackenhorizontes (BN-2) vor. Die Breccie geht, nach Westen hin auskeilend, in eine Wechsellagerung aus Matrix-gestützen Breccien und Grauwackenschiefern über (Abb. 7, Prof. 2), die noch weiter gegen Südwesten (Prof. 1) endet. Die Karbonatkomponenten erreichen in der 10–20 m-mächtigen Breccie einen Modalwert von 2 cm und maximal 8–10 cm Größe. In der 40 m mächtigen Entwicklung beträgt der Modalwert 10 cm. Olistholithe von 10–15 m Länge treten auf (vermutlich anisische Karbonatscholle SE der Kalkwand [M. ENZENBERG-PRAEHAUSER, 1976, Karte]; vermutlicher Hauptdolomit beim Torjoch).

Eine diesem Niveau entsprechende, über 50 m-mächtige, Matrix-gestützte Breccie mit karbonatischer Matrix tritt ebenfalls im Liegenden des Haupt-Grauwackenhorizontes (Abb. 11, hier BN-1), an der Basis des Graue Wand-Profils auf. Trotz der mächtigen Entwicklung beträgt auch hier der Modalwert für Karbonatkomponenten nur 4 cm, bei einer maximalen Größe von 10 cm. Aus der Wechsellagerung m-mächtiger, Matrix-gestützter Breccien mit Ton- und Mergelschiefern, die lateral die durchgehende Matrix-gestützte Breccie vertreten (Abb. 12), läßt sich auch die mächtige Entwicklung Matrix-gestützter Breccien als Summe von einzelnen, aufeinanderfolgenden Schüttungsereignissen interpretieren.

Während die Karbonatkomponenten der Matrix-gestützten Breccie trotz unterschiedlicher Mächtigkeiten meist nur 1–10 cm erreichen, bildet die über 60 m-mächtige, Matrix-gestützte Breccie südlich der Eiskar-Spitze ein Ausnahme (Abb. 14, 15; Prof. 18). Bei einer Größe der Karbonatkomponenten von 5–20 cm und einer maximalen Länge der größten Karbonatkomponenten von 10 m (schwarzer Crinoidenkalk des Rhät/Lias) an der Basis nimmt die Größe der Komponenten gegen das Hangende der Entwicklung bis auf durchschnittlich 3 cm und eine maximale Größe von 30 cm ab.

Während die Komponentenanzahl pro Flächeneinheit in den Matrix-gestützten Breccien im allgemeinen sehr gering ist – die Komponenten „schwimmen" in den Tonschiefern und Kalkphylliten – sind die Komponenten im basalen Eiskar-Spitz-Profil (Abb. 14, Prof. 18) vergleichsweise dicht gepackt. Trotz der starken tektonischen Längung der Kalkkomponenten ist der hohe Matrixgehalt aber deutlich erkennbar. Als Komponenten treten dabei graue Dolomite und schwarze Kalke, gelegentlich schwarze Crinoidenkalke sowie eisenschüssige Quarzite auf. Der Rundungsgrad der Karbonatkomponenten ist wie bei jenen der Komponentengestützten Breccie „angular" bis „subangular". Den Bereitstellungsraum für die Komponenten der Matrix-gestützten Breccie erfüllten vorwiegend Triaskarbonate mit lokaler Vormacht von Rhätkalken und sehr untergeordnet Quarzite des Permoskyth. Das Spektrum gleicht somit im wesentlichen jenem der Komponenten-gestützten Breccie.

Neben der mächtigen Entwicklung Matrix-gestützter Breccien bzw. deren faziellen Vertretung durch eine Wechsellagerung Matrix-gestützter Breccienlagen mit Ton- und Mergelschiefern tritt nur ganz selten eine Wechsellagerung cm-mächtiger, Matrix-gestützter Breccien mit dm-mächtigen Grauwackenschiefern auf (zyklische Wechsellagerung, Torjoch, Abb. 16). In diesen nur 20 cm-mächtigen Lagen Matrix-gestützter Breccien erreichen die Karbonatkomponenten nur 0,5–4 cm Größe. Nur in einer einzigen, 150 cm mächtigen, Matrix-gestützten Breccienbank (Abb. 7, Prof. 2) wird die Matrix von einem Grauwackenschiefer gebildet.

Aus der räumlichen Verteilung der durchgehenden Entwicklung Matrix-gestützter Breccien und deren faziellen Vertretung durch die Wechsellagerung der Breccienfazies mit der pelitischen Fazies (Abb. 19) kann, wie für die Komponenten-gestützte Breccie, auf eine

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Ablagerung in allgemein Nord-Süd-Richtung geschlossen werden.

Da sich ein gleichzeitiger Transport von pelitischen Sedimenten und Breccien durch submarine Meeresströmungen ausschließen, liegt eine gemeinsame Sedimentation von Matrix und Komponenten als „mass-flow"-Ablagerung nahe. Vermutlich haben sich flächenhaft abgleitende gröbere Schuttströme mit den Tonen und Mergeln eines submarinen Abhanges durchmischt und sind dann als Matrix-gestützte Breccie weiter transportiert und in einem tieferen Meeresbereich z. B. als „pebbly mudstone" abgelagert worden. Matrix-är-

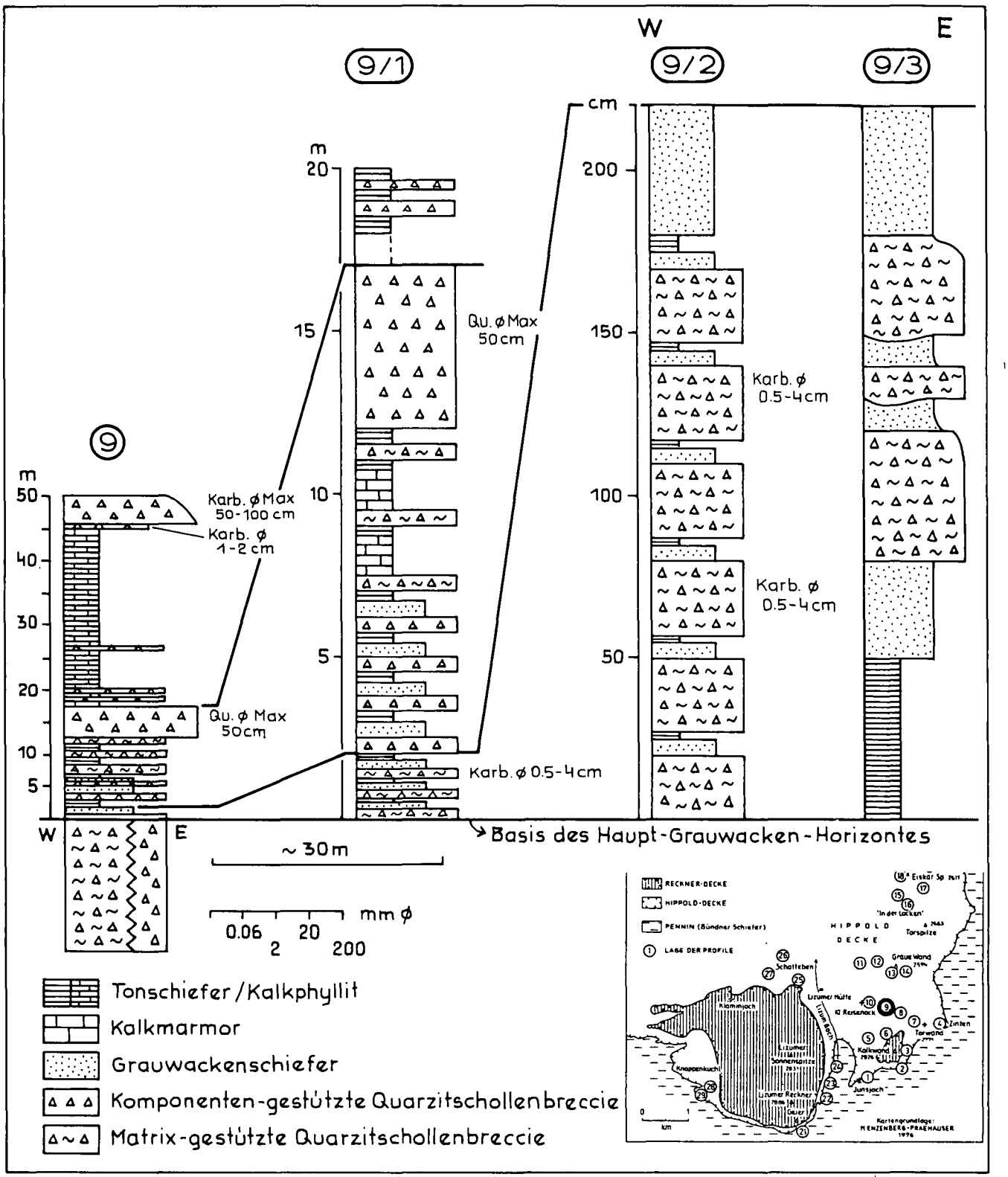


Abb. 16.
Sedimentologische Detailprofile der Tarntaler Schichten im südlichen Abschnitt der Hippold-Decke, südlich Torjoch, Wattener Lizum.
Der sonst mächtige Haupt-Grauwackenschiefer ist südlich des Torjochs als ca. 10 m mächtige Wechsellagerung aus Komponenten- und Matrix-gestützten Breccien mit Grauwackenschiefern und Ton-Kalkschiefern ausgebildet. Diese Profile belegen die episodische Ablagerung der einzelnen Schichtglieder.

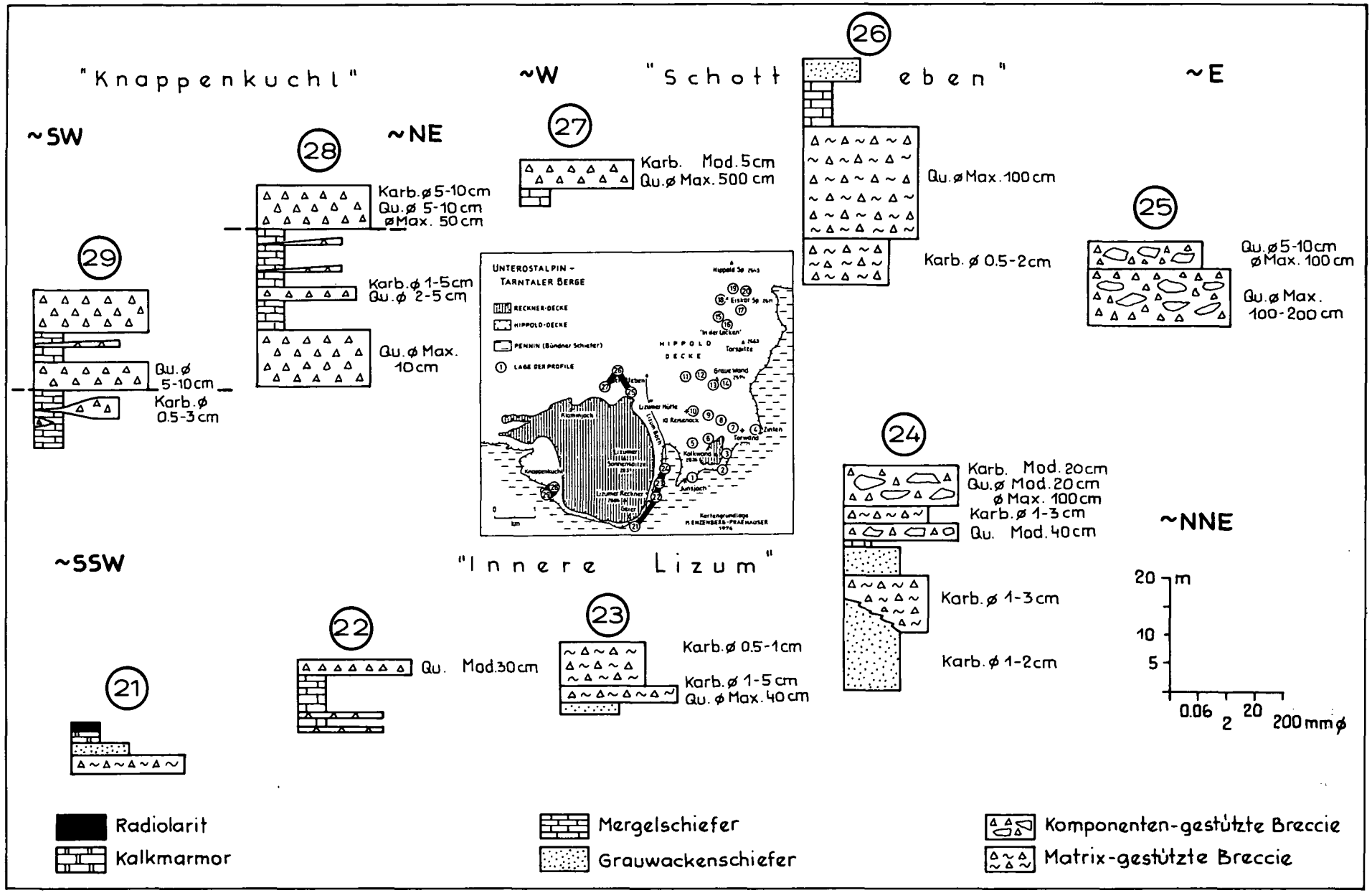


Abb. 17.
Teilprofile der Tarntaler Schichten der Hippold-Decke im Umkreis der überschobenen Reckner-Decke, Wattener Lizum.
Nur die Tarntaler Schichten im Liegenden des Radiolarits (Prof. 21) lassen sich mit jenen im südlichen Hauptabschnitt der Hippold-Decke parallelisieren.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

mere Breccien wurden wahrscheinlich als „debris flow" und Matrix-reichere Breccien als „mud flow" transportiert. Ähnlich wie die „clast-supported mass flow"-Breccien wurden auch die „mud flow"-Ablagerungen episodisch und bevorzugt kanalisiert geschüttet.

5.1.2.1.3. Grauwackenschiefer

A) Faziesbeschreibung

Die Grauwackenschiefer treten profilmäßig in einer Dekameter-mächtigen Entwicklung oder in dm-mächtigen Lagen auf. In der mächtigen Entwicklung sind meist weder Bankung noch Internschichtung erkennbar. Möglicherweise sind ehemals vorhandene BOUMA-Abfolgen bei der Durchbewegung und Metamorphose unkenntlich geworden. In der ca. 15 m-mächtigen Entwicklung des Basis-Grauwackenschiefers (Horizont 1, Eiskar-Profil) tritt eine deutliche Korngrößenzunahme gegen das Hangende auf. Die Basis bilden grünliche Phyllite und im invers-gradierten Hangendabschnitt sind den grobkörnigen Grauwackenschiefern bis cm-große Karbonatkomponenten eingelagert (Abb. 14, Prof. 18; vgl. Taf. 2, Fig. 5).

Der bis 40 m mächtige Haupt-Grauwackenschiefer (Horizont 3) geht faziell gegen Nordosten (südlich vom Torjoch) in eine nur 7 m mächtige Wechsellagerung aus Breccien, Grauwackenschiefern und Ton-Mergelschiefern über (Abb. 16). Diese Wechsellagerung besteht basal aus sechs Zyklen je dm-mächtiger, Matrix-gestützter Breccien, dm-mächtiger Grauwackenschiefer und dm-mächtiger Ton- und Mergelschiefer mit insgesamt 2 m Mächtigkeit und hangend 4 Zyklen je dm-mächtiger, Komponenten-gestützter Breccien, dm-mächtiger Grauwackenschiefer und dm-mächtiger Ton-Mergel-

Tabelle 3.
Schwermineralverteilung [in Korn-%] der HCl-behandelten Proben aus Schichten der Hippold- und Reckner-Decke.
DS = Anzahl der durchsichtigen Körner; zr = Zirkon; cr = Chromspinell; ggb = grüne Gesteinsbruchstücke mit Chromspinell; tur = Turmalin; rut = Rutil; so = Sonstige (Brookit/Anatas, Monazit, Titanit, Epidot/Zoisit).

		Hippold-Decke								Reckner-Decke							
		Probe	DS	zr	cr	ggb	tur	rut	so	Probe	DS	zr	cr	ggb	tur	rut	so
Höherer Malm	Geier-Schichten									H 306	150	43	1	—	33	20	3
										H 317	105	34	—	—	4	60	2
										H 618	75	39	5	8	16	24	8
										H 586	212	47	5	4	23	19	2
Unter-Malm	Radiolarit-Schichten	H 623	+	+	—	—	+	—	—	H 626	—	—	—	—	—	—	—
		H 624	+	+	—	—	—	—	—								
Lias – Dogger	Tarntaler Schichten	H 570	204	34	3	5	38	18	2								
		H 569/1	202	43	7	3	31	13	3								
		H 569/2	204	45	6	3	27	18	1								
		H 297	201	50	4	13	17	15	1								
		H 298	204	58	4	7	17	14	—								
		H 399	160	42	7	11	22	16	2								
		H 587	202	45	11	17	14	8	5								
		H 588	168	42	5	10	16	19	8								
		H 589	200	49	21	3	13	13	1								
		H 590	202	50	9	3	12	20	6								
Quarzit		H 503	202	96	—	—	1	3	—								
Permoskyth		H 571	90	67	—	—	24	7	2								
Paläozoische Schiefer		H 566	202	32	—	—	60	6	2								

HIPPOLD-DECKE
Radiolarit-Schichten
H 623, H 624: roter Radiolaritschiefer, Mieslkopf

Tarntaler Schichten
Grauwackenschiefer
Grauwackenschiefer-Horizont 3
H 297, H 298: westlich Graue Wand
Grauwackenschiefer-Horizont 2
H 399: Junsjoch
Grauwackenschiefer-Horizont 1
H 587 – H 590: südlich Eiskarspitz

Quarzit der Triasbasis
H 503: Profil Hippold-Spitze
H 571: Komponente in Tarntaler Breccie, Schotteben

Paläozoische Kieselschiefer
H 566: nördlich Klammjoch

RECKNER-DECKE
Geier-Schichten
Karbonatfeinbreccie
H 306 Staffisee/Naviser Reckner
H 317: Sonntagsrinne
H 618: östlich Klammjoch
H 586: südlich Lizumer Sonnenspitze

Radiolarit-Schichten
H 626: roter Radiolaritschiefer, Mieslkopf

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schiefer mit insgesamt 5 m Mächtigkeit. In den dm-mächtigen Grauwackenschieferlagen tritt Basalerosion der Matrix-gestützten Breccien und eine normale Gradierung gegen das Hangende auf (Abb. 16, Prof. 9/3). Nach dem wiederholten Auftreten in dieser geringmächtigen zyklischen Abfolge kann auf eine episodische Schüttung der Grauwackenschiefer geschlossen werden. Somit dürfte sich auch die durchgehende Entwicklung in den drei mächtigen Grauwackenschiefer-Horizonten als Summe wiederholter Einzelschüttungen interpretieren lassen.

Noch weiter gegen Nordosten geht der mächtige Haupt-Grauwackenschiefer bzw. die zyklische Breccien-Grauwackenschiefer-Tonschiefer-Abfolge lateral in einen geringmächtigen Tonschiefer über. Auf nur 1000 m Distanz tritt somit in der Ausbildung der Grauwackenschiefer lateral ein rascher Fazieswechsel mit starken Mächtigkeitsunterschieden auf. Im Vergleich zu den gröberen Grauwackenschiefern ist dabei die pelitreichere Fazies tektonisch stärker durchbewegt.

Die grobkörnigen Grauwackenschiefer des Eiskarspitz-Profils (Grauwackenschiefer-Horizont 1) wurden näher auf ihre Zusammensetzung hin untersucht. Im Dünnschliff (H 587–H 590) konnten noch Gesteinsbruchstücke und Mineralkörner von 0,5–6 mm Größe abgegrenzt werden. Die Epimatrix beträgt flächenmäßig bis über 50 % (Tab. 2). Die Schliffe H 587–H 590 lassen neben einem hohen Anteil an Monoquarzen noch relativ häufig Gesteinsbruchstücke von kristallinen und karbonatischen Ausgangsgesteinen erkennen. Von prinzipieller Bedeutung ist das Auftreten von mikrokristallinen Quarzen, Porpyhrquarzen und Chromspinell-führenden grünlichen Gesteinsbruchstücken. Die Schwermineralspektren der mit HCl-behandelten, schwach metamorphen lithischen Wacken weisen neben einer Zirkonvormacht (Tab. 3) einen hohen Prozentsatz an Chromspinell und Chromspinell-führenden grünlichen Gesteinsbruchstücken auf. Auch in den höheren Niveaus der Grauwackenschiefer sind die Schwermineralspektren sehr ähnlich. In der Korngröße 0,16–0,063 ist Chromspinell durchwegs mit grünlichen Gesteinsbruchstücken vergesellschaftet, die bereits im Dünnschliff (z. B. H 397) erkennbar sind, auf ihre Zusammensetzung hin aber noch nicht näher untersucht wurden (Tab. 4).

konnten noch nicht nachgewiesen werden, sind aber nicht auszuschließen.

❷ Quarzitkomponenten lassen auf Quarzite der Triasbasis, Typ „Hippoldquarzit" des Permoskyth und Typ „Kieselschiefer" aus dem paläozosichen Quarzphyllit schließen.

❸ Porphyrquarze lassen auf einen sauren Vulkanit als Ausgangsgestein schließen, der in der unterostalpinen Schichtfolge der Innsbrucker Quarzphyllit-Dekke im Ordovicium auftritt, regional aber auch aus dem Perm bekannt ist. Auch eine Resedimentation von Porphyrquarzen aus Permoskythquarziten (vgl. Taf. 2, Fig. 4) wäre denkbar.

❹ Mikrokristalline Quarze können mit Lyditen des Paläozoikums verglichen werden. Diese Lydite treten auch schon als cm-große Komponenten in konglomeratischen Quarziten der Triasbasis auf.

❺ Quarz-Hellglimmer-Aggregate sowie größere Hellglimmer und Biotite lassen auf kristalline Ausgangsgesteine schließen. Polykristalline Quarze könnten von Gangquarzen stammen.

❻ Mindestens zwei Generationen von Zirkonen lassen auf verschiedene Zirkon-führende Ausgangsgesteine schließen. Die Generation gerundeter rosa Zirkone ist resedimentiert worden, während eine andere Generation aus farblosen, wasserklaren und idiomorphen Kristallen besteht. Eine Klassifizierung der Zirkone ist im Rahmen dieser Arbeit nicht erfolgt.

❼ Der teilweise hohe Gehalt an Chromspinell wird in Verbindung mit Chromspinell-führenden grünlichen Gesteinsbruchstücken auf die Erosion eines ultrabasischen Ausgangsgesteines zurückgeführt. Von diesem ultrabasischen Gesteinskörper sind nur Reste in Grauwackenschiefern, nicht aber als Breccienkomponenten vorhanden.

Aus dem gemeinsamen Auftreten von Chromspinell, siliziklastischem Detritus sowie Quarzit- und Karbonatbruchstücken in den Grauwackenschiefern kann auf ein Liefergebiet geschlossen werden, in dem neben einer unterostalpinen Schichtfolge auch ein ultrabasischer Körper erodiert wurde. In den Metaquarzareniten der Triasbasis (Hippold-Profil H 503) und in den paläozoischen Kieselschiefern (Klammjoch H 566) der Hippold-Decke, die auch massenhaft in der Tarntaler Breccie als Komponenten auftreten (z. B. Schotteben H 571) –

Tabelle 4.
Durchschnittswerte und Variationsbreite der Schwermineralführung aus Schichten der Hippold-Decke (in Korn-%, Proben HCl-behandelt, vgl. Tab. 3; * = Vergleichswerte aus der Reckner-Decke).
DS = Anzahl der durchsichtigen Körner; zr = Zirkon; cr = Chromspinell; ggb = grüne Gesteinsbruchstücke mit Chromspinell; tur = Turmalin; rut = Rutil; so = Sonstige.

	Analysenzahl	DS	zr	cr + ggb	tur	rut	so
Radiolarit-Schichten (Unterer Malm)	2, *1	0, *0 —	0, *0 —	0, *0 —	0, *0 —	0, *0 —	0, *0 —
Tarntaler Schichten (Lias – Dogger)	7	191 (160–204)	48 (42–58)	18 (11–28)	16 (12–22)	15 (8–20)	3 (1–8)
Permoskythquarzit	2	146 (90–202)	81 (67–96)	0 —	13 (1–24)	5 (3–7)	1 (0–2)

B) Interpretation des Liefergebietes

Aus den klastischen Bestandteilen der schwach metamorphen lithischen Wacken ergeben sich Hinweise auf folgende aufgearbeitete Schichtglieder:

❶ Karbonatkomponenten lassen auf triadische Karbonatgesteine schließen; paläozoische Komponenten vgl. Tab. 3 – wurde kein Chromspinell angetroffen. Da auch aus den heutigen Schichtfolgen unterostalpiner Decken im Westen des Tauernfensters keine paläozoischen ultrabasischen Körper bekannt sind, liegt der Schluß nahe, daß es sich bei dem Chromspinell-liefernden Körper um einen im Jura in die unterostalpine Schichtfolge gelangten Ultrabasit handeln könnte. Da

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der Chromspinell bereits in dem basalen Grauwackenschiefer-Horizont auftritt (Profil Eiskarspitz), kann auf eine tieferjurassische Platznahme eines Ultrabasites, etwa im Lias–Dogger, geschlossen werden.

Vergleichsweise sei auf die ebenfalls Chromspinell-führenden, schwach metamorphen jurassischen Metasedimentfolgen am Nordrand des Unterengadiner Fensters hingewiesen (Idalp-Sandstein [R. OBERHAUSER, 1976, 1980, 1983]; zur bisherigen tektonischen Position vgl. auch I. THUM, 1969; A. DAURER, 1977, 1980; V. HÖCK & F. KOLLER, 1987). So enthält z. B. die arenitische Probe mit dem von R. OBERHAUSER (1976, S. A158) beschriebenen Abruck eines *Hecticoceras* sp. (des Callovien) ein Schwermineralspektrum von 24 % Zirkon, 16 % Rutil, 1 % Anatas/Brookit, 29 % Turmalin, 11 % Apatit sowie 19 % Chromspinell (R. OBERHAUSER in V. HÖCK et al., 1986, S. 111). Die ehemalige Position der über buntem Keuper und Steinsberger Kalk folgenden, mit dem informellen Begriff „Idalp-Schichten" bezeichneten Serie kann als Äquivalent der zur Tasna-Decke gehörigen Serie von Ardez (U. GRUNER, 1981, S. 44) und somit als mittelpenninisch gesehen werden. Diese Schichten treten auf der Idalpe im Liegenden einer verfalteten Metaradiolarit-Ophiolith-Abfolge (der Arosa-Zone) auf. Bei dem Idalp-Sandstein (R. OBERHAUSER, 1976, 1983) handelt es sich um arenitische Lagen innerhalb einer Tonschieferfolge, die neben Phyllosilikaten (Hellglimmer) Quarz und Albit häufig lithische Fragmente wie z. B. fossilführende Mikrit- und Dolosparitkomponenten führen, sodaß für dieses Gestein der Begriff Grauwacke zutrifft.

In der über dem fossilreichen Steinsberger Kalk auftretenden ca. 30 m-mächtigen Wechsellagerung dm-mächtiger Grauwacken mit Tonschiefern (Schmalzköpf-

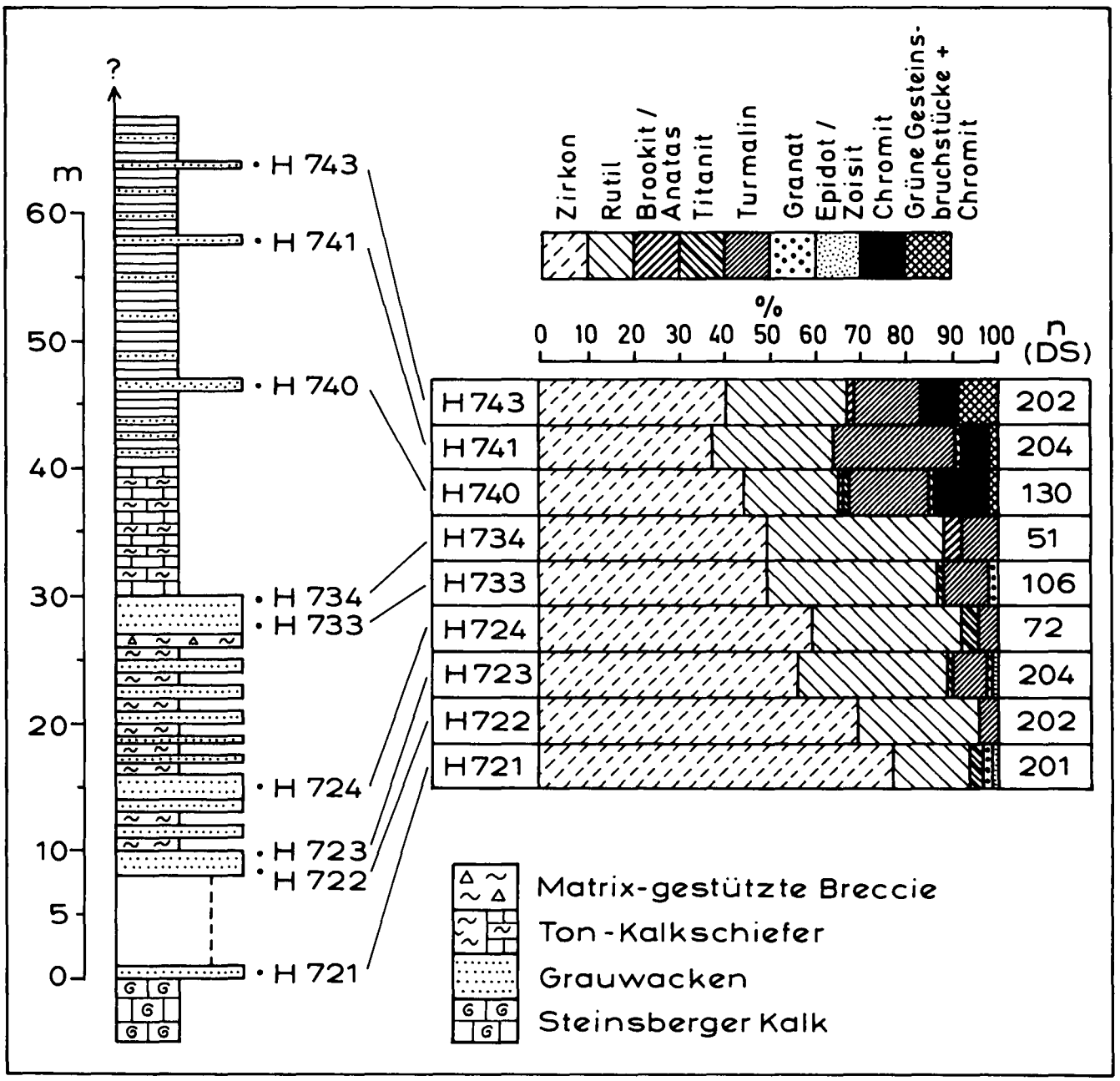


Abb. 18.
Schwermineralspektren in den schwach metamorphen, tiefer-jurassischen Schichten der Tasna-Decke am Nordrand des Unterengadiner Fensters.
Schmalzköpfligrat-Profil, Idalpe südlich Ischgl; Proben mit konzentrierter Salzsäure behandelt.
Erst die Grauwackenbänke innerhalb der über 30 m mächtigen Ton-Kalkschieferfolge des höheren Dogger führen Chromspinell.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ligrat-Profil/Idalpe vgl. R. OBERHAUSER, 1983, Abb. 2) dominiert Zirkon in den Schwermineralspektren. In der hangenden, ca. 30 m-mächtig aufgeschlossenen Tonschieferfolge treten nur mehr vereinzelt bis zu dm-mächtige Grauwackenlagen auf, deren Schwermineralspektren neben einer Zirkonvormacht stärkere Beimengungen von Chromspinell und grünen, Chromspinell-führenden Gesteinsbruchstücken enthalten.

Aus dem noch vorhandenen Altbestand an klastischen Komponenten, wie z. B. Zirkon, Granat, Chromspinell, Hellglimmer, Porphyrquarze und fossilführenden Mikritkomponenten bzw. Dolomitkomponenten lassen sich ebenfalls räumlich benachbarte Liefergebiete rekonstruieren, von denen einerseits siliziklastisches und karbonatisches Material und andererseits ultrabasisches Material stammt. Neben Hinweisen auf eine erodierte Schichtfolge aus Ortho- und Paragesteinen mit einer permomesozoischen Bedeckung tritt, fossilbelegt im Dogger, ein neues Liefergebiet auf, von dem Chromspinell geschüttet wird (H740–H743; vgl. Abb. 18).

Das gemeinsame Auftreten von Chromspinell mit grünlichen Chromspinell-führenden Gesteinsbruchstükken läßt in beiden Ablagerungsräumen auf einen relativ kurzen Transportweg dieser lithischen Fragmente schließen.

C) Interpretation des Ablagerungsmechanismus der Grauwacken

Die schlecht sortierten, unreifen Quarzwacken und lithischen Wacken sind in episodischen Ereignissen sedimentiert worden. Für den Transport derartiger Sand-Ton-Gemische wird ein „mass-flow"-Mechanismus angenommen. Für die Bildung der nur lokal auftretenden, gering-mächtigen und normal-gradierten Grauwackenfazies kann eine Ablagerung aus „turbidity currents" angenommen werden. Es ließ sich nicht entscheiden, ob die pelitische Fazies im Hangenden der gradierten Grauwackenfazies als Abschluß eines Turbidits oder als hemipelagisch-pelagische Normalsedimentation gedeutet werden kann. Für die durch Metamorphose und Tektonik stark überprägte mächtige Grauwackenfazies der Hippoldfazies, die auch durch eine inverse Gradierung charakterisiert ist, kann eine Vielzahl von Schüttungsereignissen, möglicherweise aus „high-density turbidity currents" angenommen werden.

5.1.2.1.4. Ton- und Kalkschiefer

Ton- und Kalkschiefer kommen selten in cm-dünnen Lagen vor und sind meist dm- bis mehrere Dekametermächtig entwickelt. Die Fazies tritt oft in Wechsellagerung mit Komponenten- und Matrix-gestützten Breccien, nicht aber in Wechsellagerung mit der Grauwakkenfazies auf. Beim Kl. Reisenock (Abb. 11, Prof. 10) tritt eine 70 m-mächtige Ton-Kalkschiefer-Entwicklung mit untergeordnet Marmorlagen auf, die nur sehr gering von einer Breccienfazies beeinflußt werden. Die Ton- und Kalkschiefer kommen als „rip up-clasts" in basal erodierenden Komponenten-gestützten Breccien vor und bilden auch die Matrix von „mud-supported" Breccien. Interne Sedimentstrukturen sind nicht erhalten.

In den Kalkschiefern finden sich Lebensspuren des Ichnogenus *Chondrites* (Schotteben, M. ENZENBERG-PRAEHAUSER, 1976, S. 172). Nach den Angaben von A. WETZEL (1981) lassen sich aus dem alleinigen Auftreten dieser Spurenfossilien keine Rückschlüsse auf ein marines Subenvironment und damit auf eine Ablagerungstiefe ziehen.

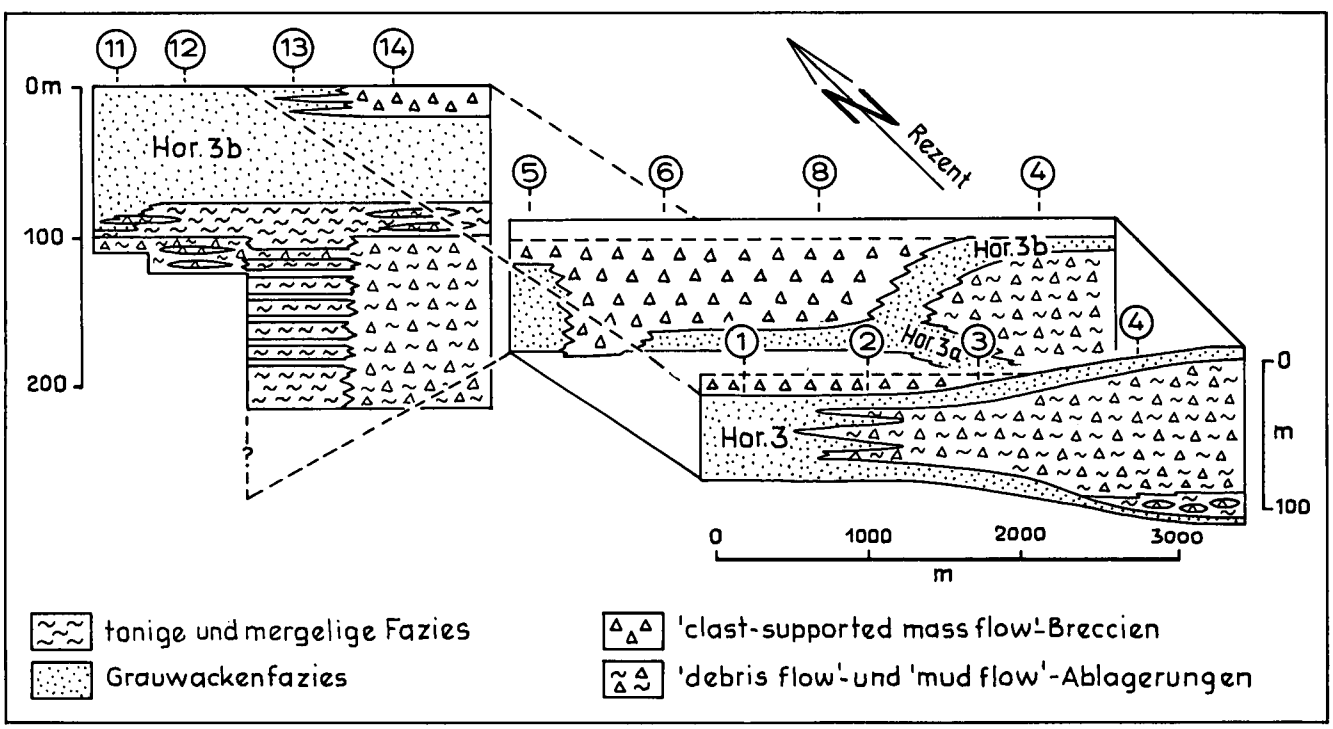


Abb. 19.
Versuch einer schematischen räumlichen Faziesrekonstruktion der Tarntaler Schichten im Niveau der Haupt-Grauwackenentwicklung (Hor. 3) im südlichen Teil der Hippold-Decke, Wattener Lizum.
Im Südosten treten gleichzeitig mit der Grauwackenfazies „mud flow"-Ablagerungen auf. Weiter westlich wurden „clast-supported mass flow"-Breccien abgelagert. Weiter im Norden sind der Grauwackenfazies wieder „mud flow"-Ablagerungen zwischengeschaltet.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Da in der tonig-mergeligen Fazies Hinweise auf eine Ablagerung aus turbiditischen Strömen fehlen, wird auf eine Ablagerung aus Suspensionen in einem niedrig energetischen Milieu des hemipelagischen bis pelagischen Bereiches geschlossen. Das tonig-mergelige Material der „mud-supported"-Breccien ist während eines Komponententransportes von einem proximaleren Ablagerungsbereich aufgenommen und dann mit den Komponenten vermischt, als schlammreiche Breccie, in distalere Bereiche verfrachtet worden. Belemniten belegen das marine Milieu, Spurenfossilien weisen außerdem auf Bioturbation hin.

In der pelitischen Fazies dürfte es lateral zur kanalisierten Hauptschüttung der mächtigen „clast-supported mass flow"-Breccien zu synsedimentären Gleitvorgängen gekommen sein, wofür sich aber wegen der starken Verfaltung und tektonischen Überprägung der Serien westlich der Kalkwand keine eindeutigen Beispiele anführen lassen.

5.1.2.1.5. Kalkmarmor

In den Tarntaler Schichten tritt der Kalkmarmor sehr untergeordnet innerhalb der mächtigen Ton-Mergelschiefer-Entwicklung und geringmächtig im Übergang zu den Radiolarit-Schichten auf. So sind z. B. der 60 m-mächtigen Ton-Kalkschieferabfolge beim Kl. Reisenock (Abb. 11, Prof. 10) wenige m bräunlicher Kalkmarmor zwischengeschaltet. In diesem Marmor treten Feinbreccienlagen auf. Im Liegenden der Radiolarit-Schichten tritt häufig ein m-mächtiger Marmor bzw. eine Wechsellagerung mm–cm-dünner Mergelschiefer und mm-dünner Tonschieferlagen auf (Abb. 9, Prof. 5–8). In diesen dünnen Marmorzwischenlagen ist auf Grund feinster grünlicher phyllitischer Lagen eine ebene Parallelschichtung zu erkennen. Eine Gradierung konnte nicht festgestellt werden.

Wie die Ton- und Kalkschiefer bildet auch der Kalkmarmor die Matrix von „mud-supported" Breccien, wie sie beispielsweise im Liegenden des Haupt-Grauwackenschiefers häufig auftreten.

Die kalkige Fazies wurde nicht näher bearbeitet. Möglicherweise wurde sie aus Suspensionen in einem niedrig energetischen Milieu abgelagert.

5.1.2.2. Radiolarit-Schichten

Die Radiolarit-Schichten der Hippold-Decke sind nur wenige m-mächtig und tektonisch stark beansprucht im Süden, im Liegenden der Kalkwand-Deckscholle (Abb. 3) und, ebenfalls nur wenige m-mächtig, in einem Teilprofil (Abb. 17, Prof. 26) nördlich der Lizumer Hütte aufgeschlossen. Im Hangenden der mächtigen Breccienserie (Torjoch – Graue Wand, Abb. 12) der Tarntaler Schichten kommt der Radiolarit im Profil nicht mehr vor.

Die gebänderten grünlichen und rötlichen Kieselschiefer, die in enger Wechsellagerung mit mm-dünnen, grünlichen Phyllitlagen auftreten, entwickeln sich allmählich aus einer dünnschichtigen Marmor-Tonschiefer-Wechsellagerung der hangendsten Tarntaler Schichten. Die Radiolarit-Schichten der Hippold-Decke sind breccienfrei.

5.2. Die nachtriadischen Schichten der Reckner Decke

5.2.1. Verbreitung

Die Juraschichten der Reckner-Decke wurden in den Tarntaler Bergen (Abb. 20) und vergleichsweise am Mieslkopf (Abb. 5) bearbeitet. Die Internstrukturen der Reckner-Decke (Profil, Abb. 21) zeigen in Anlehnung an M. ENZENBERG-PRAEHAUSER (1976) eine riesige liegende Antiklinale (Lizumer Sonnenspitz – Tarntaler Köpfe) aus Hauptdolomit und plastisch ausgewalzter Juraschichtfolge im Süden. Die flächenmäßige Verbreitung der Jurabreccie im Liegenden des Radiolarites ist beschränkt. Sie tritt nur lokal in größerer Mächtigkeit auf. Die breccienfreie Entwicklung des tieferen Jura besteht überwiegend aus Ton- und Mergelschiefern.

Der Radiolarit ist zwischen Klammspitze und Tarntaler Köpfe, z. B. 300 m WSW Kote 2478, 200 m nördlich K. 2478, 100 m westlich K. 2478 und NE vom Klammsee intensiv um Ost–West-Achsen verfaltet. Da sowohl im Liegenden als auch im Hangenden des Radiolarites eine Wechsellagerung von grünen Tonschiefern mit Marmorlagen auftritt und ferner große Areale nördlich der Tarntaler Köpfe mit Schutt bedeckt sind, wird die Rekonstruktion der Lagerungsverhältnisse in diesem Teil der Reckner-Decke erschwert.

A. TOLLMANN (1977, Abb. 56) hat nach der Bearbeitung des unterostalpinen Rhät der Tarntaler Berge durch E. KRISTAN-TOLLMANN, A. TOLLMANN & J. GEYSSANT (1969) den von M. ENZENBERG-PRAEHAUSER ins Rhät gestellten Dolomit flächenmäßig als Hauptdolomit tektonisch abgetrennt (vgl. Abb. 22: Hauptdolomit-Lamelle = Antiklinale 1). Bei der Abwicklung der Faltenstrukturen kommt nach A. TOLLMANN (vgl. Schema, Abb. 22) den Breccien der Synklinale S2 eine südlichere Position als jenen der Synklinale S1 zu. Die gering verfaltete Breccienserie westlich der Lizumer Hütte sowie die Vorkommen beim Schober können nach diesem Schema in das Niveau von S1 gestellt werden und nehmen damit die paläogeographisch nördlichste Position aller aufgeschlossenen Breccienvorkommen der Reckner-Decke ein (vgl. paläogeographische Rekonstruktion Abb. 56). In der Karte von M. ENZENBERG-PRAEHAUSER (1967, 1976) ist der von E. KRISTAN-TOLLMANN, A. TOLLMANN & J. GEYSSANT (1969) als Hauptdolomit erkannte Dolomit am Ostende des Isslgrabens, westlich des „Unteren Tarntals", mit der Signatur für „Rhät-Dolomit" eingetragen. Vermutlich ausgehend von dieser Überlagerung der fossilführenden Kössener Schichten durch Hauptdolomit und einer flächenhaften Gleichsetzung der von M. ENZENBERG-PRAEHAUSER als „Rhät-Dolomit" bezeichneten Dolomite mit Hauptdolomit rekonstruierte A. TOLLMANN (1977) eine durchgehende Antiklinale A1 als Hauptdolomitlamelle der Reckner-Decke. Aus der Detailbegehung des Bereiches um den westlichen See im „Unteren Tarntal" lassen sich zwei flache, WNW-vergente Hauptdolomitantiklinalen mit entsprechenden b-Achsen erkennen (Abb. 23). Die von E. KRISTAN-TOLLMANN, A. TOLLMANN & J. GEYSSANT (1969, Abb. 1) bearbeiteten Kössener Schichten bilden eine zwischen diesen Hauptdolomitantiklinalen liegende Mulde mit aufrechtem Liegend- und inversem Hangendschenkel (vgl. auch E. HARTMANN, 1919, Abb. 2). Diese Lagerungsverhältnisse werden nun als NW-vergente Struktur im Liegenden der Kilometer-langen, nordvergenten Antiklinale der Tarnta-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

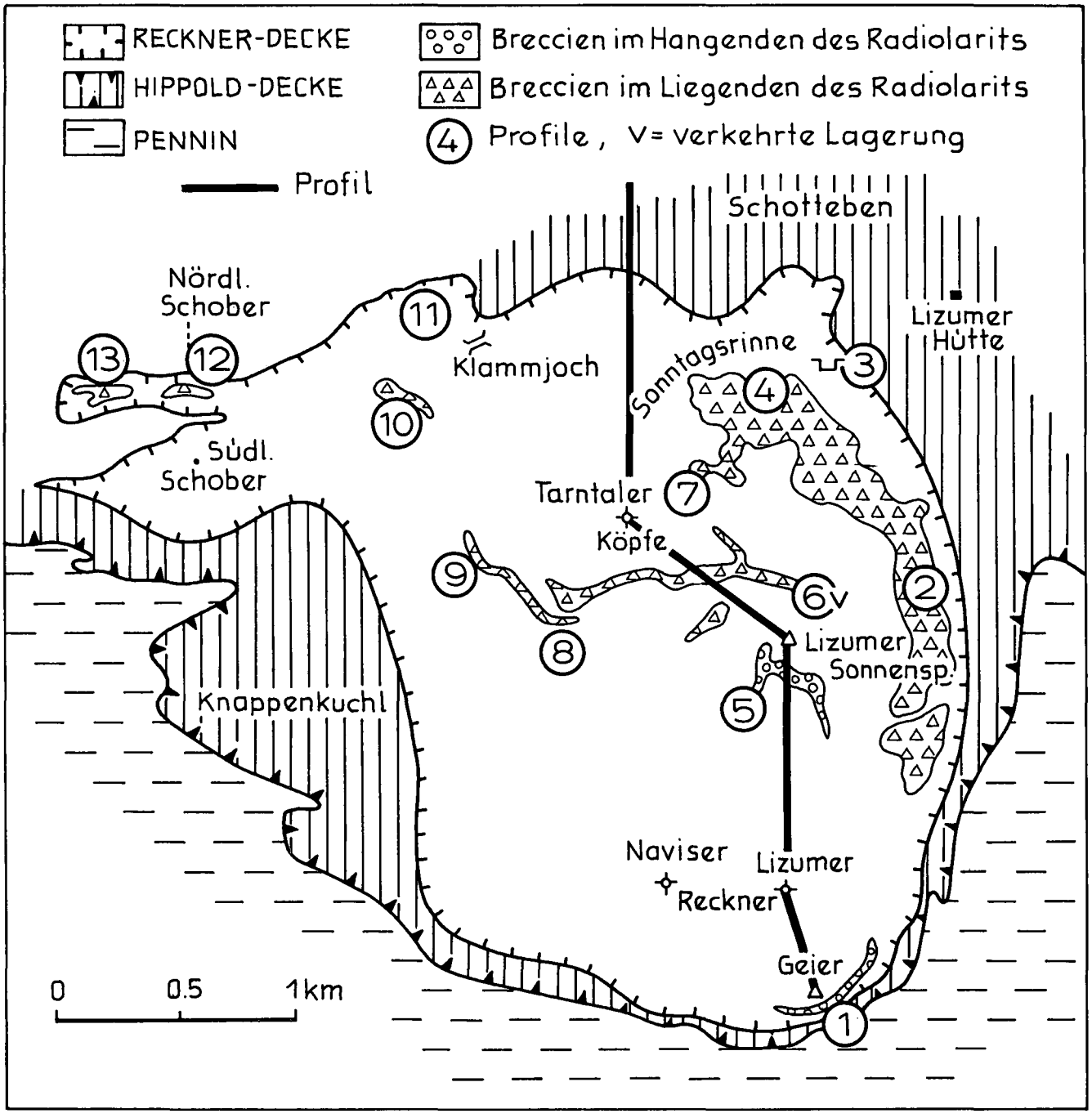


Abb. 20.
Vereinfachter geologischer Kartenausschnitt der stark verfalteten Reckner-Decke (Wattener Lizum) mit Übersicht der bearbeiteten Profile.
Umgezeichnet nach M. ENZENBERG-PRAEHAUSER (1976, Taf. 7).

ler Köpfe gesehen. Diese Deutung bildet auch die Grundlage für die Abwicklung der breccienführenden Juraschichten in der paläogeographischen Rekonstruktion (Abb. 56).

Obwohl die Reckner-Decke in der Wattener Lizum einen viel stärkeren Großfaltenbau aufweist als die Hippold-Decke, ist die Tarntaler Breccie der Reckner-Dekke weniger deformiert als jene der Hippold-Decke. Die Breccienkomponenten sind selten tektonisch gelängt und kaum bruchhaft verformt (Taf. 3, Fig. 3).

Nur in der um NE-SW-Achsen verfalteten, grobgebankten Komponenten-gestützten Tarntaler Breccie zwischen Wetzsteinbruch und Sonntagsrinne sind die Dolomitkomponenten deutlich in Richtung der Lineation gedehnt.

Die kompilierbare Schichtfolge der tektonisch höheren Schuppe südlich vom Mieslkopf ist sehr gut mit der breccienärmeren Entwicklung in der Reckner-Decke der Tarntaler Berge vergleichbar. Die Juraschichten beginnen über Hauptdolomit bzw. Kössener Schichten und bestehen aus einer ca. 40 m-mächtigen Ton-Kalkschieferfolge mit gering-mächtigen, Komponenten-gestützten Karbonatbreccien im Liegenden und Hangenden. Darüber folgt über einem 5–10 m-mächtigen Marmor der Radiolarit, in dessen Hangendem sich, wie am Lizumer Reckner, der Serpentinit befindet. Die Lagerungsverhältnisse wurden daher im Gegensatz zu R. ROSSNER & W. SCHWAN (1982, Abb. 8) als aufrechte Serie interpretiert, die um Ost–West-verlaufende b-Achsen großräumig verfaltet ist (H. HÄUSLER, 1985, S. 298).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

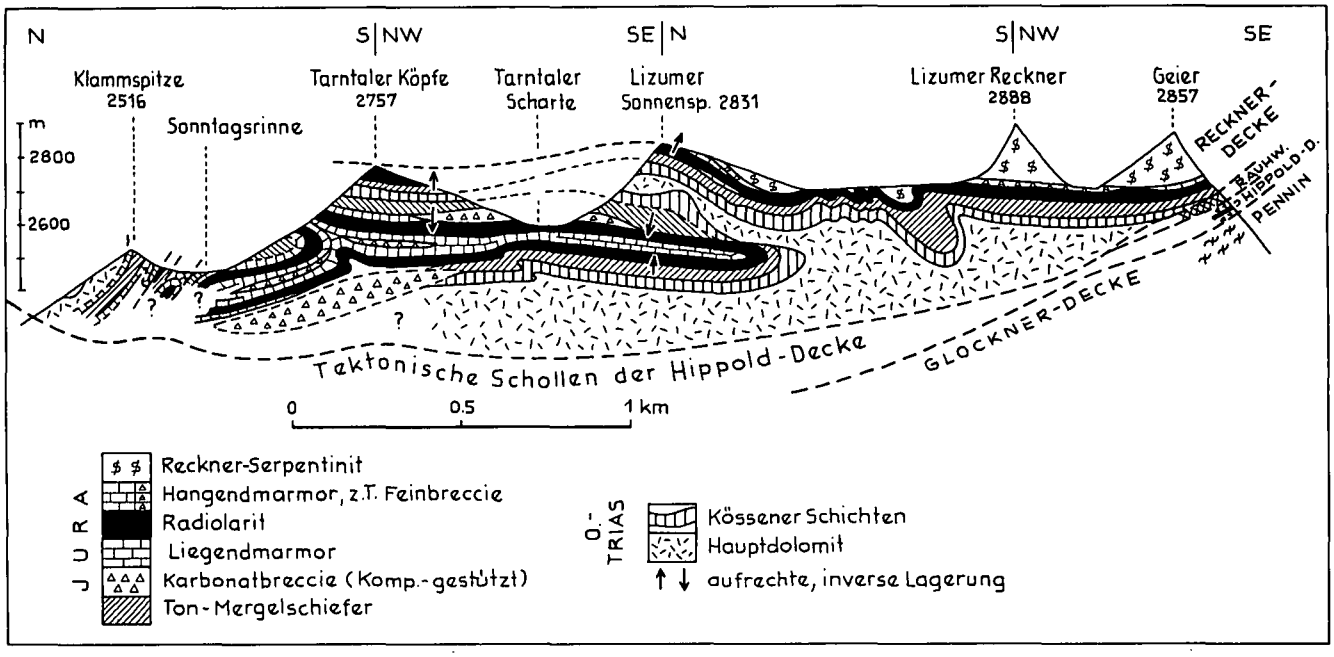


Abb. 21.
Geologisches Nord–Süd-Profil der Reckner-Decke in den Tarntaler Bergen (Wattener Lizum).
Umgezeichnet nach M. ENZENBERG-PRAEHAUSER (1976).

5.2.2. Schichtglieder der Recknerfazies

Die Recknerfazies läßt sich im Hangenden der Kössener Schichten in die Tarntaler Schichten des Lias –Dogger, in die Radiolarit-Schichten des U.-Malm und in die Geier-Schichten des höheren Malm gliedern.

5.2.2.1. Tarntaler Schichten

Die Tarntaler Schichten der Recknerfazies sind durch eine breccienreiche und eine breccienfreie Entwicklung charakterisiert. Sie setzen sich aus Komponenten- und Matrix-gestützten Breccien sowie Ton-Kalkschiefern und Marmorlagen zusammen. Eine Grauwackenfazies kommt in den Tarntaler Schichten der Reckner-Decke nicht vor. Die folgende Faziesbeschreibung bezieht sich auf den heutigen Hauptkörper der Reckner-Decke, zwischen Geier im Süden und dem Nördlichen Schober im Nordwesten (Abb. 20), auf den in der Wattener Lizum die Jura-Schichten beschränkt sind. Die Tarntaler Schichten beginnen mit Ton-Kalkschiefern über den fossilreichen Kössener Schichten bzw. mit einer diskordant über Hauptdolomit und Kössener Schichten einsetzenden Breccie. Als Bezugshorizonte für die Parallelisierung der einzelnen Profile wurde die Triasoberkante und das Einsetzen der Radiolarit-Schichten gewählt.

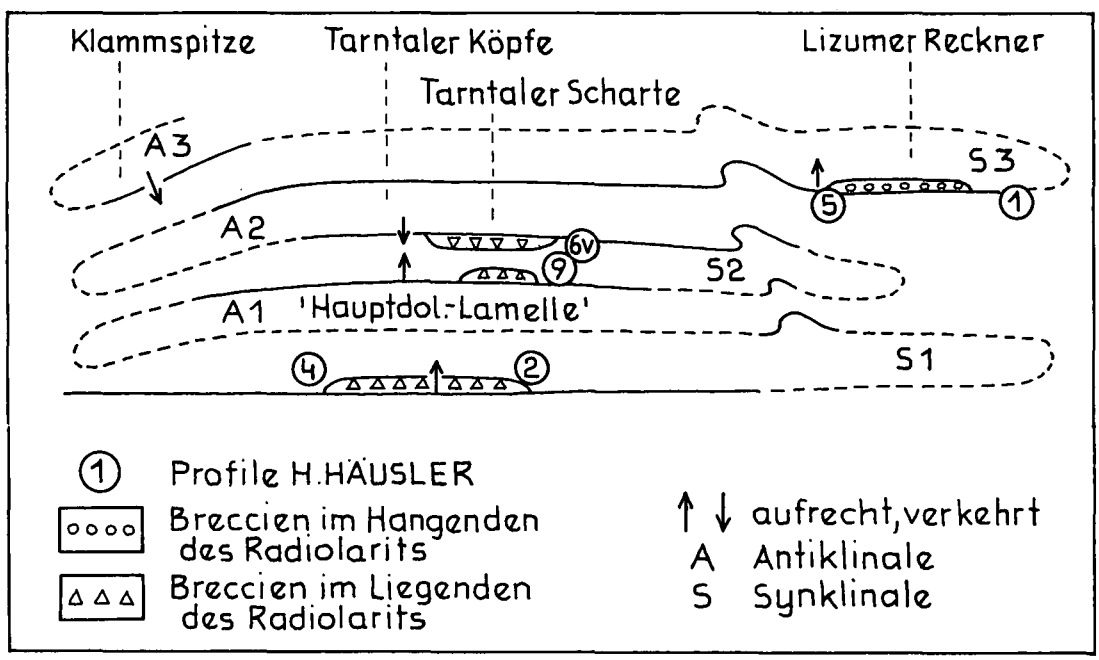


Abb. 22.
Schematisches tektonisches Profil der Reckner-Decke nach A. TOLLMANN (1977, Abb. 56) mit Ergänzung der Breccienvorkommen und bearbeiteten Profile.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

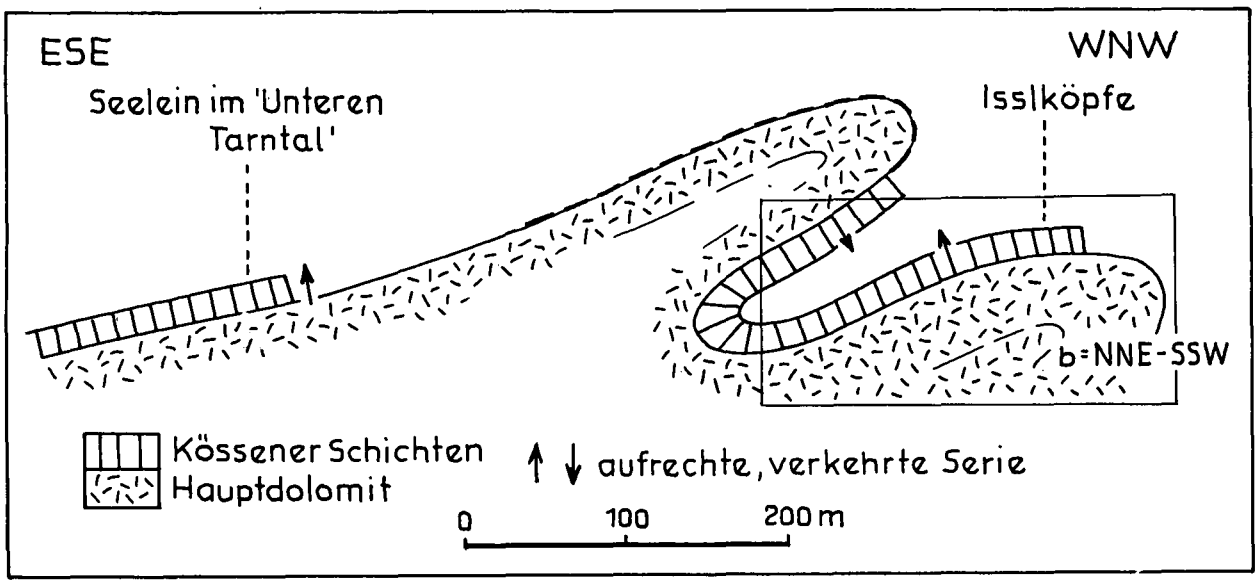


Abb. 23.
WNW-vergente Faltenstrukturen der Reckner-Decke 550 m SW der Tarntaler Köpfe am Ostrand des Isslgrabens. Schematisches Ansichtsprofil der Isslköpfe. Nach E. KRISTAN-TOLLMANN, A. TOLLMANN & J. GEYSSANT (1969, Abb. 1), umgezeichnet und gegen Osten ergänzt. Die Kössener Schichten bilden den Muldenkern zwischen zwei Hauptdolomit-Antiklinalen.

5.2.2.1.1.
Komponenten-gestütze Breccie

Die Komponenten-gestützte Tarntaler Breccie der Reckner-Decke tritt in Profilen mit aufrechter Lagerung in der mächtigen Felsbarriere SW der Lizumer Hütte (Abb. 20, Prof. 2, 4), beim Nördl. Schober (Prof. 12, 13) und westlich der Tarntaler Köpfe (Prof. 8, 9) und in verkehrter Lagerung östlich der Tarntaler Köpfe (Prof. 6, 7) auf. In diesen Vorkommen dominiert der ungeregelte Breccientyp, der Dezimeter- bis Dekameter-mächtig, gebankt, oder in Breccienkörpern mit linsenförmigem Querschnitt auftritt. Normal-gradierte und invers- bis normal-gradierte Breccien treten nur gelegentlich und in m-mächtigen Bänken auf. Nur untergeordnet kommt es zu einer Wechsellagerung von „clast-supported mass flow"-Breccien mit „mud-supported"-Breccien.

Die insgesamt über 50 m-mächtige Breccienentwicklung des Inneren Lizumtales (Abb. 20, Prof. 2–4) setzt im Süden diskordant über Hauptdolomit und Kössener Schichten ein, was auf eine Plombierung einer frühjurassischen Bruchtektonik schließen läßt. Die mächtige Komponenten-gestützte Karbonatbreccie ist im Süden, 1 km NE des Lizumer Reckner, über dem Hauptdolomit massig ausgebildet und weist dort erst im Hangenen eine dm–m-dicke Bankung mit parallel-geschichteten Lagen auf, in denen Amalgamation und andeutungsweise eine inverse bis normale Gradierung auftritt (Taf. 3, Fig. 1). Der mächtige, über 2000 m Nord–Süd-streichende Breccienkörper wird aus mehreren, je einige Meter- bis Dekameter-mächtigen, schwer abgrenzbaren Breccienbänken aufgebaut, deren Mächtigkeit stark variiert und die nicht durchgehend verfolgt werden können. In diesen Nord– Süd-Aufschlüssen erscheinen die einzelnen Bänke teilweise tektonisch in Großkörper zerlegt, teilweise entsteht aber auch der Eindruck eines primären Anschwellens und Auskeilens einzelner, mehrere m-mächtiger Breccienbänke, was auch mit den sedimentologischen Detailbeobachtungen in Einklang steht (Abb. 24). Etwa 1,5 km NNE des Lizumer Reckner ist beim Hohen Lahner eine Breccienbank auf ca. 50 m Nord–Süd-Erstreckung aufgeschlossen, deren Mächtigkeit von maximal 8 m nach Norden und Süden bis auf wenige Meter abnimmt. Der mittlere Durchmesser der fünf größten Komponenten erreicht im mächtigen zentralen Teil des Breccienkörpers 50 cm, während der maximale Durchmesser im Norden

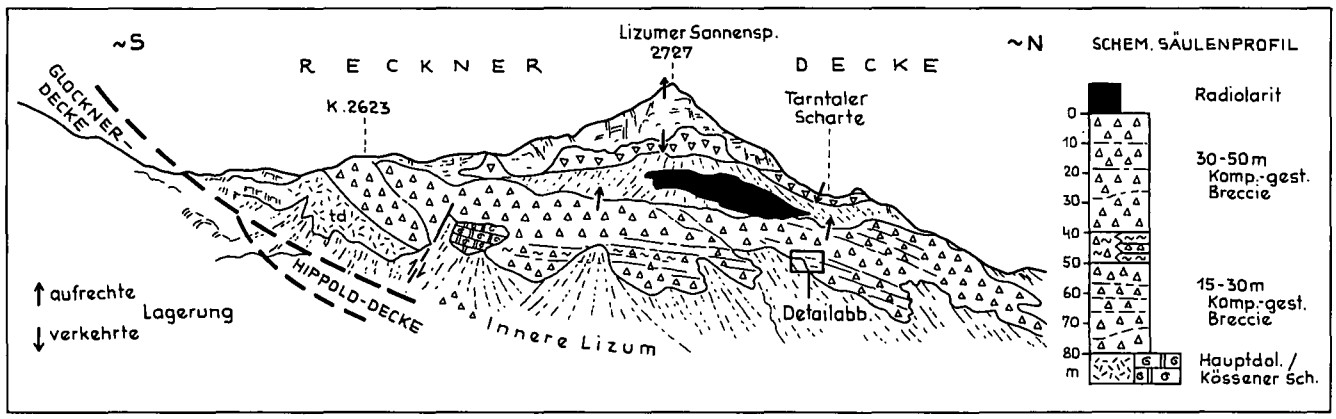


Abb. 24.
Schematische geologische Ansichtsskizze der Breccienaufschlüsse der Reckner-Decke östlich der Lizumer Sonnenspitze, Tarntaler Berge, Wattener Lizum (Detail siehe Abb. 25).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

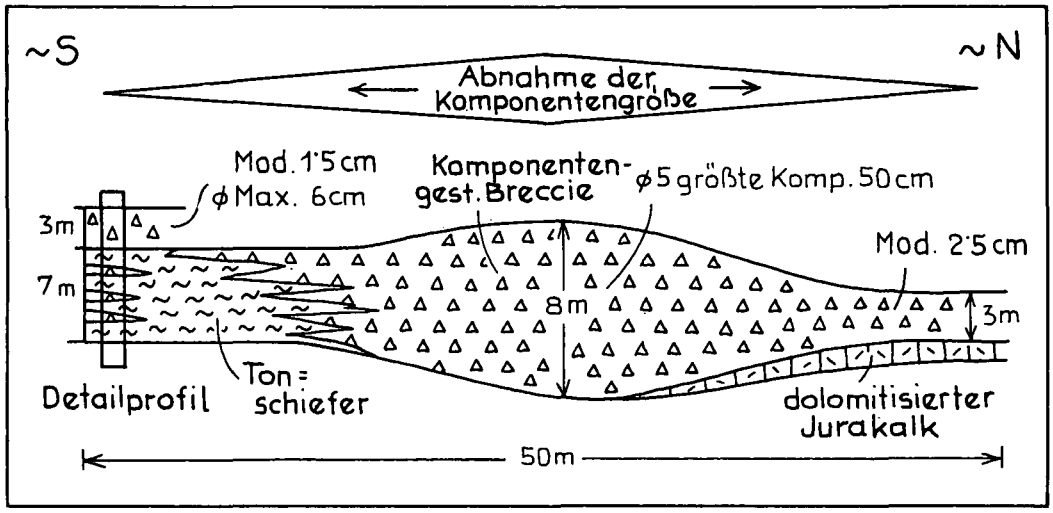


Abb. 25.
Detailskizze einer Komponenten-gestützten Breccienbank aus der mächtigen Breccienentwicklung der Reckner-Decke, Inneres Lizumtal, Tarntaler Berge, Wattener Lizum (vgl. Abb. 24).
Der linsenförmige Querschnitt eines ca. 8 m mächtigen Breccienkörpers läßt auf eine kanalisierte Breccienschüttung in Ost–West-Richtung schließen, da die Breccienbank primär nach Norden und Süden auskeilt, bzw. sich mit den Tonschiefern verzahnt. Das Detailprofil links ist in Abb. 26 dargestellt.

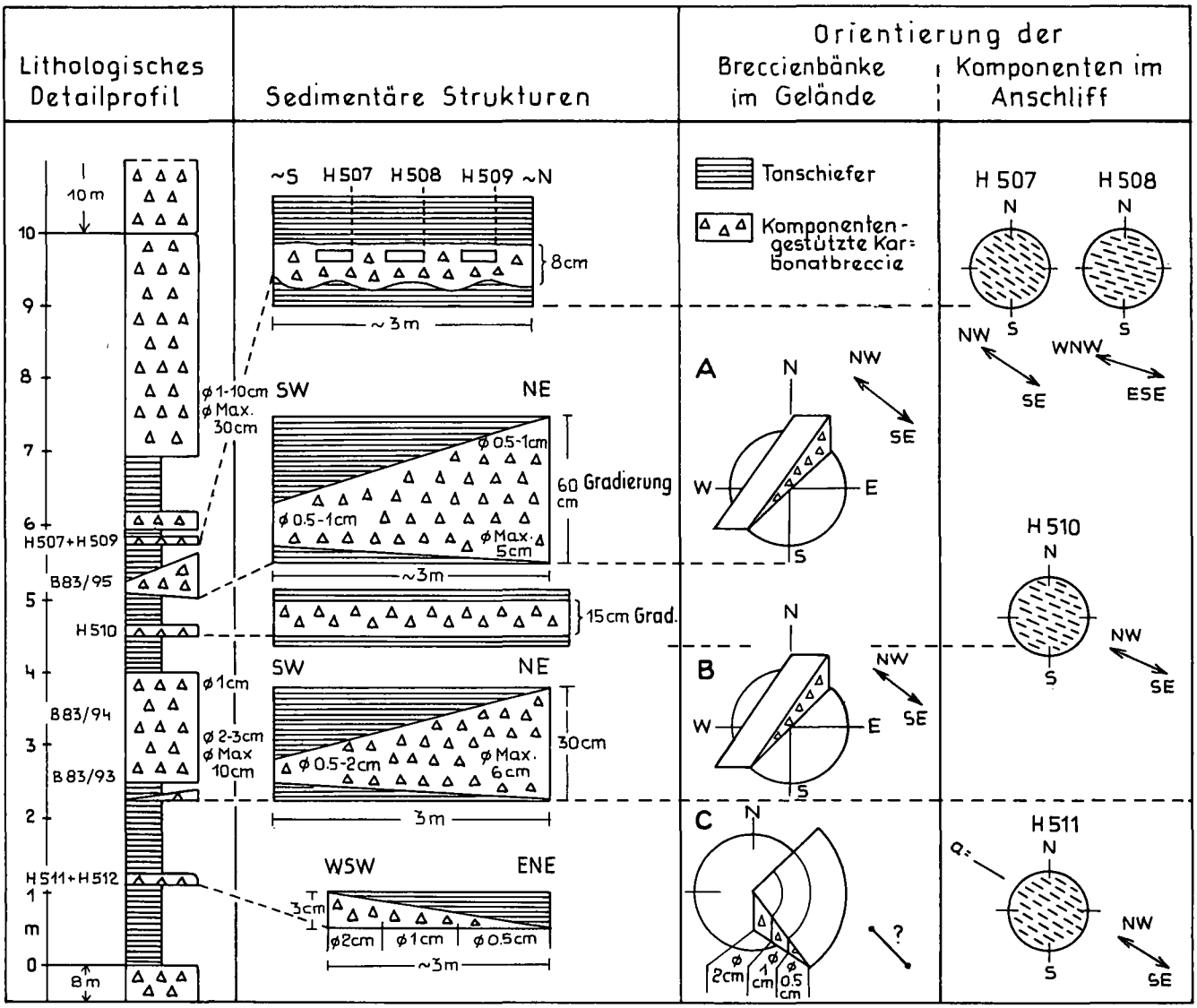


Abb. 26.
Detailprofil aus einer Tonschiefer-Breccien-Wechsellagerung innerhalb der mächtigen Komponenten-gestützten Tarntaler Breccie der Reckner-Decke nördlich des Hohen Lahner, Tarntaler Berge, Wattener Lizum.
Wie bei den mächtigen Breccienbänken (Abb. 25) läßt auch die Geometrie der auskeilenden Feinbreccienbänke auf einen Transport in NW–SE-Richtung schließen. Die Klasteneinregelung, die an orientiert entnommenen Proben im Anschliff parallel zur Bankung gemessen wurde, zeigt ebenfalls eine Orientierung der Komponenten-Längsachsen (Länge = 0,5–2 cm) in NW–SE-Richtung.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und Süden nur 5 cm beträgt (Abb. 25). Dieser linsenförmige Aufschluß wird auf Grund der Größenverteilung der Komponenten als Querschnitt eines zungenförmigen oder rinnenförmigen Breccienkörpers interpretiert, dessen Längserstreckung allgemein in Ost–West-Richtung vermutet wird. Auf Grund dieser Beobachtungen und der heutigen räumlichen Verteilung der Breccien wird auch für die anderen linsenförmigen Großkörper des Nord–Süd-streichenden Breccienzuges eine Schüttungsrichtung allgemein senkrecht dazu, etwa in Ost–West-Richtung angenommen. Der beschriebene, ca. 50 m lange Breccienkröper geht im Süden in eine 7 m-mächtige Wechsellagerung aus dm–m-dicken Breccienbänken mit Ton- und Kalkschiefern über (Detailprof., Abb. 26). Diese Feinbreccien lassen häufig eine unregelmäßig-wellige Unterkante erkennen. Sie zeigen eine Korngrößenabnahme gegen das Hangende und keilen oft aus. Ähnlich wie die 8 m-mächtige Breccienbank keilen auch die dm-mächtigen Feinbreccien vor allem gegen SW und NE aus, was wiederum auf einen Breccientransport senkrecht dazu, in NW–SE-Richtung, schließen läßt.

Auch von dm–m-mächtigen Breccienlagen reichen vereinzelt „Breccienwülste" in die unterlagernden, flach liegenden und parallel geschichteten Tonschiefer, was als lokale Erosionsdiskordanz gedeutet wird.

Die überwiegende Orientierung von 0,5–1 cm-großen Komponentenlängsachsen im Schnitt parallel zur Schichtung zeigt in orientiert entnommenen Handstükken eine Haupteinregelung in NW–SE-Richtung.

In den cm–dm-mächtigen, Komponenten-gestützten Karbonatbreccien, die in einer gering-mächtigen Wechsellagerung mit dünnen Tonschieferlagen innerhalb der grobgebankten Breccienentwicklung beim Hohen Lahner, 1,5 km NW des Lizumer Reckner, auftreten (Abb. 26), ist wieder eine Beziehung zwischen dem Modalwert und der Bankdichte ersichtlich. In einer 1 m-mächtigen, gradierten Breccienbank nimmt der Modalwert von basal 2,5 cm gegen das Hangende auf 1 cm ab. Der maximale Komponentendurchmesser dieser Bank beträgt basal 10 cm. In einer 3 m-mächtigen Bank nimmt ebenfalls die Korngröße von der Basis gegen das Hangende ab. Der mittlere Durchmesser der fünf größten Komponenten beträgt basal 30 cm, während der Komponentendurchmesser im Hangenden nur zwischen 1–10 cm schwankt. In einer 60 cm mächtigen Breccienbank beträgt der Modalwert für Karbonatkomponenten nur 1 cm. Ferner treten dm–m-mächtige Breccienbänke untergeordnet in der breccienarmen Entwicklung im Westen der Reckner-Decke auf (Abb. 29, Prof. 9).

Die Karbonatkompontenten sind fast immer schlecht sortiert, in den verschiedenen Vorkommen in ihrer Korngrößenverteilung aber sehr ähnlich ausgebildet. Das Diagramm E (Abb. 6) zeigt die Komponentenverteilung einer grobgebankten Breccie im Liegenden des Radiolarites westlich der Lizumer Hütte. Die 0,5×1 m große Meßfläche senkrecht zur Schichtung weist eine Breccie mit einem Modalwert von 1,5 cm, einem mittleren Durchmesser der drei größten Komponenten von

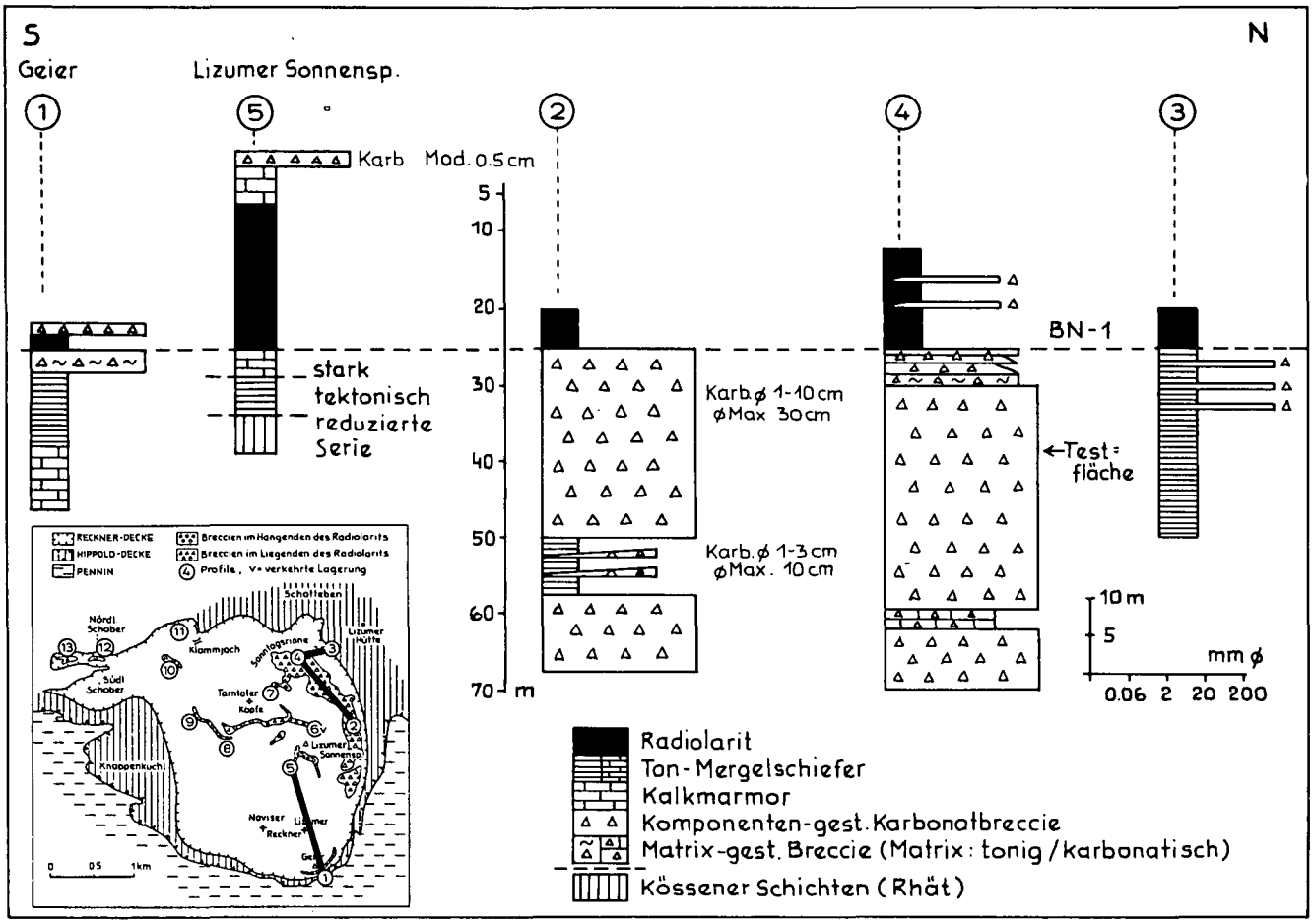


Abb. 27.
Nord–Süd-Profile der breccienreichen Entwicklung der Tarntaler Schichten der Reckner-Decke, Wattener Lizum.
Als Bezugsniveau (BN-1) wurde die Basis der Radiolarit-Schichten gewählt.

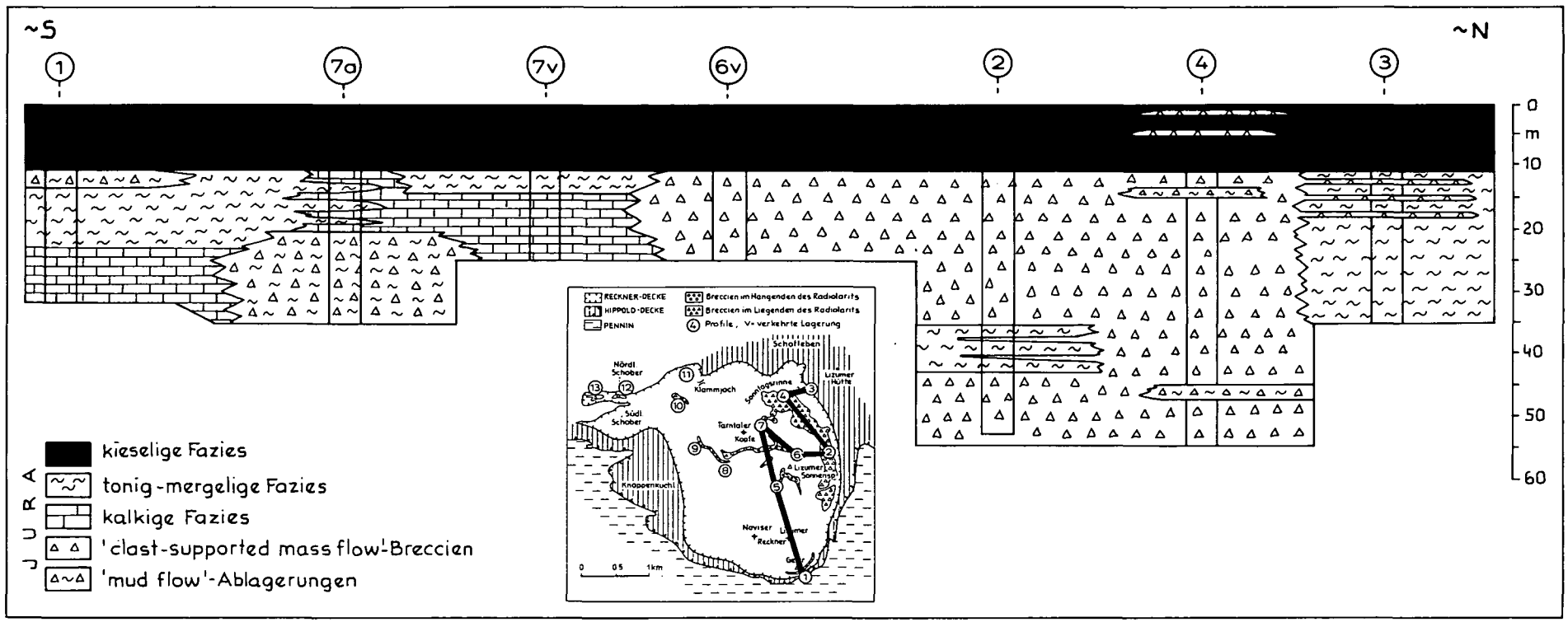


Abb. 28.
Nord–Süd-Faziesrekonstruktion der Tarntaler Schichten der Reckner-Decke, Wattener Lizum.
Die Profile (Abb. 27) wurden auf das willkürlich horizontal gewählte Basisniveau der Radiolaritfazies bezogen. Diese Faziesrekonstruktion bringt noch nicht die ehemalige maßstäbliche Beziehung zwischen breccienreicher und breccienarmer Entwicklung zum Ausdruck, die aus der paläogeographischen Kartenskizze (Abb. 56) ersichtlich ist. Die Faziesextrapolation der abgewickelten Profile läßt eine Hauptentwicklung von „clast-supported mass flow"-Breccien in einem nördlicheren Bereich und das Auftreten von „mud flow"-Ablagerungen in einem südlichen Abschnitt erkennen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

15 cm und einer maximalen Komponentengröße von 60 cm auf. Der Rundungsgrad ist allgemein „subangular". Eine ähnliche Komponentenverteilung ergibt sich in einer massigen, undeutlich gebankten Breccie der Sonntagsrinne (Abb. 6, Diagramm F).

Bei einer überwiegenden Komponentengröße von 1–2 cm erreicht der Mittelwert der drei größten Komponenten 10 cm, der maximale Durchmesser beträgt 30 cm. Die Rundungsgrade sind „angular" bis „subangular". Auch die Basis einer ungefähr 2 m-mächtigen, schwach gradierten Breccienbank (Meßfläche 0,5×1 m, senkrecht zur Bankung) weist eine ähnliche Größenverteilung der Komponenten auf (Abb. 6, Diagramm G). Der Modalwert beträgt ebenfalls 1,5, der Mittelwert der drei größten Komponenten 15 cm, der maximale Durchmessr 30 cm. Gegen das Hangende nimmt der Modalwert auf 1 cm ab.

Ähnlich wie im Norden des mächtigen Breccienzuges ist die Komponentenverteilung auch im ungebankten Südabschnitt, wo die Breccie diskordant dem Hauptdolomit auflagert. Auch in dieser massigen Komponenten-gestützten Karbonatbreccie beträgt der Modalwert 1 cm und der mittlere Durchmesser der drei größten Komponenten 10 cm. Vereinzelt treten in dieser diskordanten Breccie aber auch 30–100 cm lange Hauptdolomit-Komponenten auf. Ungeschichtete, mehrere m-mächtige Breccienbänke dieses Felszuges führen z. B. Komponenten von Hauptdolomit und Kössener Schichten von durchschnittlich 3–5 cm Länge. In einer 8 m mächtigen Breccienbank treten Korngrößen von 10–20 cm auf, wobei neben überwiegend Kössener Kalken als Komponenten auch Tonschiefer als „rip up-clasts" vorkommen. Die Matrix dieser Komponenten-gestützten Breccie bilden bräunliche Mergelschiefer.

Außer den Breccienbänken mit einer Korngrößenabnahme gegen das Hangende treten im Südosten der Reckner-Decke auch m-mächtige Breccienbänke auf, die gegen das Hangende zuerst eine Korngrößenzunahme und darüber wieder allmählich eine Korngrößenabnahme zeigen. Diese bereits von M. ENZENBERG-PRAEHAUSER (1976, Abb. 3) beschriebene sedimentäre Struktur tritt nur im Hangendbereich der massigen, den Hauptdolomit diskordant überlagernden Breccie NE des Lizumer Reckner auf (Abb. 31). In diesem Bereich keilen einerseits m-mächtige Breccienbänke gegen SW hin aus (H. HÄUSLER, 1983, Abb. 11, Prof. 5, 7), ohne daß Tonschiefer zwischengelagert sind, andererseits tritt auch weiter westlich eine Wechsellagerung dm-mächtiger Breccienbänke mit dm-mächtgen Tonschieferlagen auf.

Südlich der Tarntaler Köpfe zieht ein mehrere m-mächtiger Breccienzug in verkehrter Lagerung zwischen Tonschiefern im stratigraphisch Liegenden, und dem Radiolarit im stratigraphisch Hangenden, von der Tarntaler Scharte mit tektonisch bedingten Unterbrechungen bis zu den Steilabbrüchen des Isslgrabens und scheint hier zu enden. Jedenfalls befinden sich weiter westlich nur mehr Kalk- und Tonschiefer. In der Tarntaler Scharte 500 m SE der Tarntaler Köpfe erei-

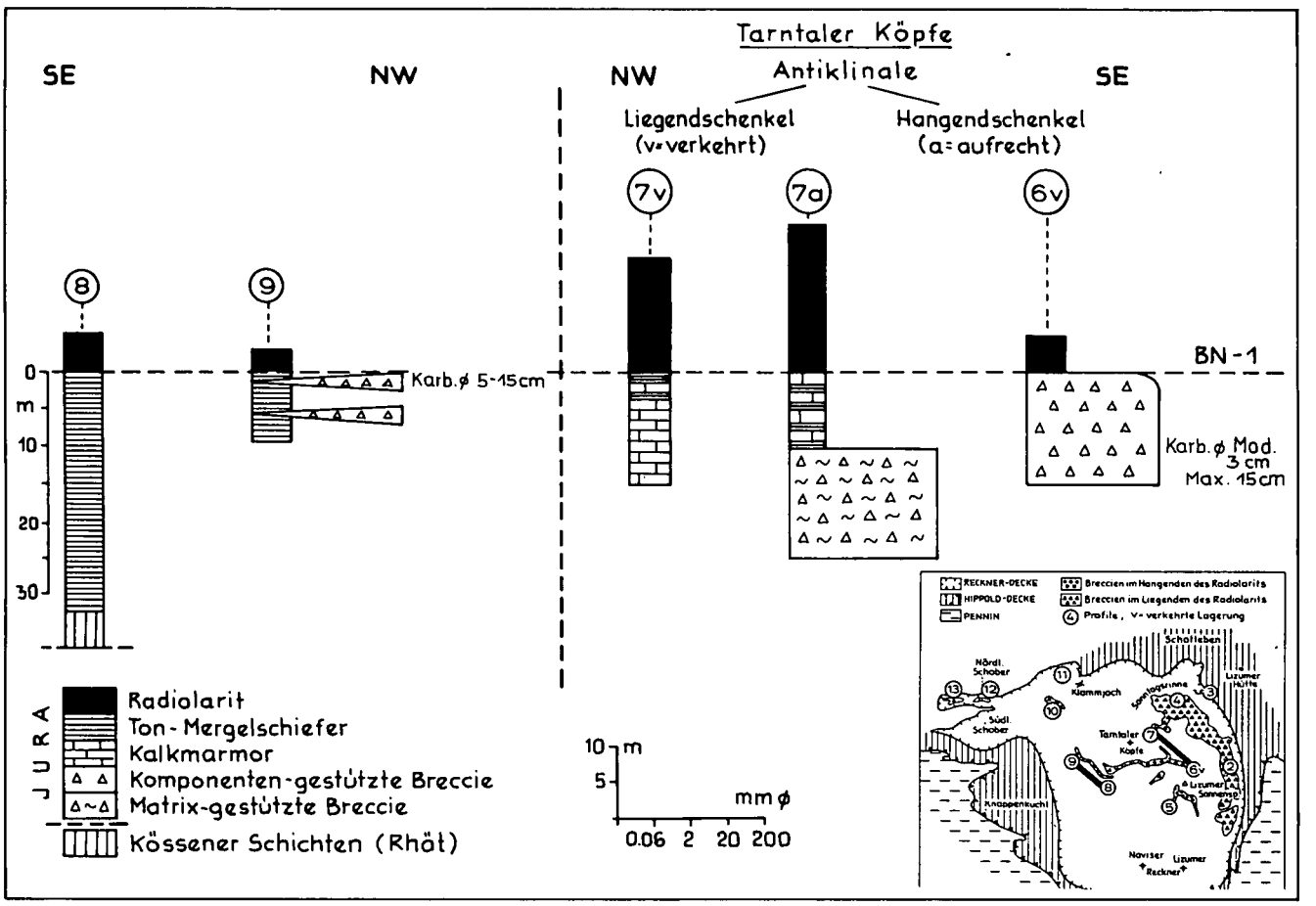


Abb. 29.
Teilprofile der breccienarmen Entwicklung der Tarntaler Schichten im mittleren und westlichen Abschnitt der Reckner-Decke, Wattener Lizum.
Als Bezugsniveau (BN-1) wurde die Basis der Radiolarit-Schichten gewählt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

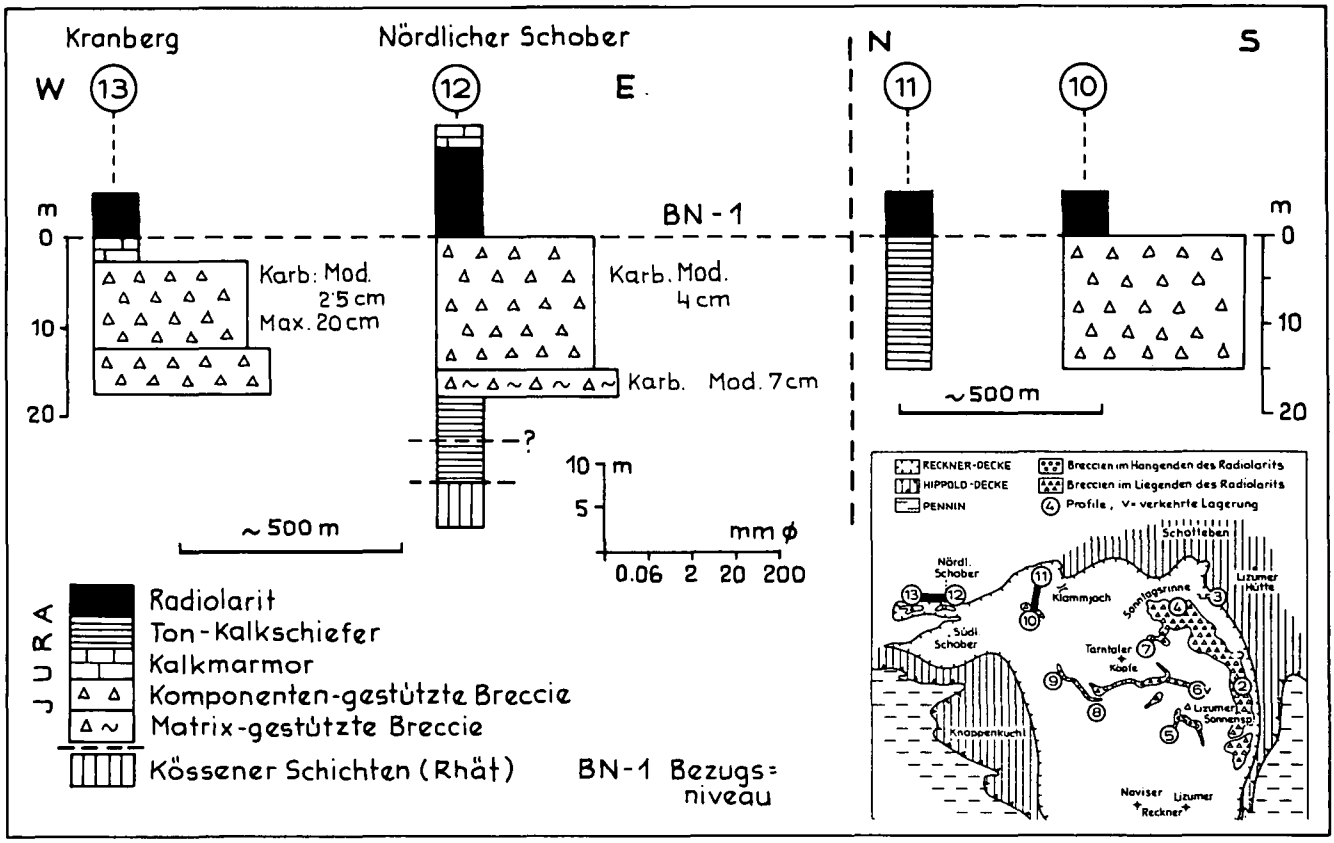


Abb. 30.
Teilprofile der breccienärmeren Entwicklung der Tarntaler Schichten im Nordwesten der Reckner-Decke, Wattener Lizum.
Die Basis der Radiolarit-Schichten wurde als willkürlich horizontales Bezugsniveau (BN-1) gewählt.

chen die Karbonatkomponenten bis mehrere Meter Länge.

Auch die mächtigeren Vorkommen der Komponenten-gestützten Breccie im NW der Reckner-Decke (Nördlicher Schober, Kranberg; Abb. 30, Prof. 12, 13) führen durchschnittlich 2–5 cm große Komponenten bei einer maximal auftretenden Länge von 20 cm. Die Komponenten sind auch hier stets nur eckig bis schwach kantengerundet („angular-subangular"). In der bis 20 m mächtigen, Komponenten-gestützten Karbonatbreccie des Nördl. Schober (Abb. 30, Prof. 12) treten wiederholt, parallel zur Bankung, dm-mächtige, rasch auskeilende Mergelschieferpartien auf.

Die Komponenten-gestützte Tarntaler Breccie der Reckner-Decke wird ausschließlich aus Karbonatkomponenten aufgebaut. An Komponenten sind weißlich- bis bräunlich anwitternde, dolomitische bis schwach kalkige Karbonate von schwarzen bis dunkelgrauen, mit verdünnter Salzsäure schwach brausenden Spatkalken, häufig im Verhältnis 1 : 1, unterscheidbar. Die dunkelgrauen Spatkalke sind gelegentlich endogen brecciös. Hellgraue Karbonatkomponenten sind häufig Algenlaminite. Lumachellen kommen lokal vor. Das Spektrum des aus den Breccien rekonstruierbaren Liefergebietes umfaßt neben Kössener-Schichten (Lumachellen), Hauptdolomit (Algenlaminite) und ? karnischen Karbonaten (Spatkalke, endogene Breccien) möglicherweise noch Karbonate der Mitteltrias jedoch weder Quarzite des Permoskyth noch vortriadisches Kristallin.

Die sedimentologischen Untersuchungen der Komponenten-gestützten Tarntaler Breccie haben ergeben, daß aus der geometrischen Verteilung der Breccienkörper im Gelände in NW–SE-Erstreckung in Kombination mit der gemessenen Komponenteneinregelung eine allgemeine Schüttung aus SE angenommen werden kann. Diese Annahme wird auch durch das rasche Auskeilen tieferer Breccienlagen nach NW hin (vgl. Abb. 24 mit Abb. 31) unterstützt.

Der Karbonatschutt wurde vermutlich in schmalen submarinen „breccia lobes" auf eine Breite von ca. 2000 m abgelagert. Die Wechsellagerung dieser Breccien mit der pelitischen Fazies läßt auf eine episodische Schüttung der teilweise basal erodierenden Breccienmassen schließen.

5.2.2.1.2. Matrix-gestützte Breccie

Im Vergleich zu den Komponenten-gestützten Breccien treten Matrix-gestützte Breccien in den Tarntaler Schichten der Reckner-Schichtgruppe nur ganz untergeordnet auf. Eine ca. 5 m mächtige Matrix-gestützte Breccie tritt als Zwischenlage innerhalb der ca. 50 m mächtigen, Komponenten-gestützten Breccie im Süden des Felszuges SW der Lizumer Hütte auf (Abb. 27, Prof. 4). Die flach SW-fallende Breccie führt eine Matrix aus Tonschiefer bzw. Karbonat und geht lateral gegen Norden in eine Wechsellagerung aus Tonschiefern mit dm–m-mächtigen Komponenten-gestützten Breccienbänken über. In der inneren Lizum ist die basale Tarntaler Breccie 300 m NE K. 2539 als mehrere m-mächtige grob-gebankte Matrix-gestützte Breccie ausgebildet, der dm-dicke Tonschieferlagen zwischengelagert sind. Eine laterale Verzahnung mit der Komponenten-gestützten Breccie weiter südlich kann wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nur vermutet werden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

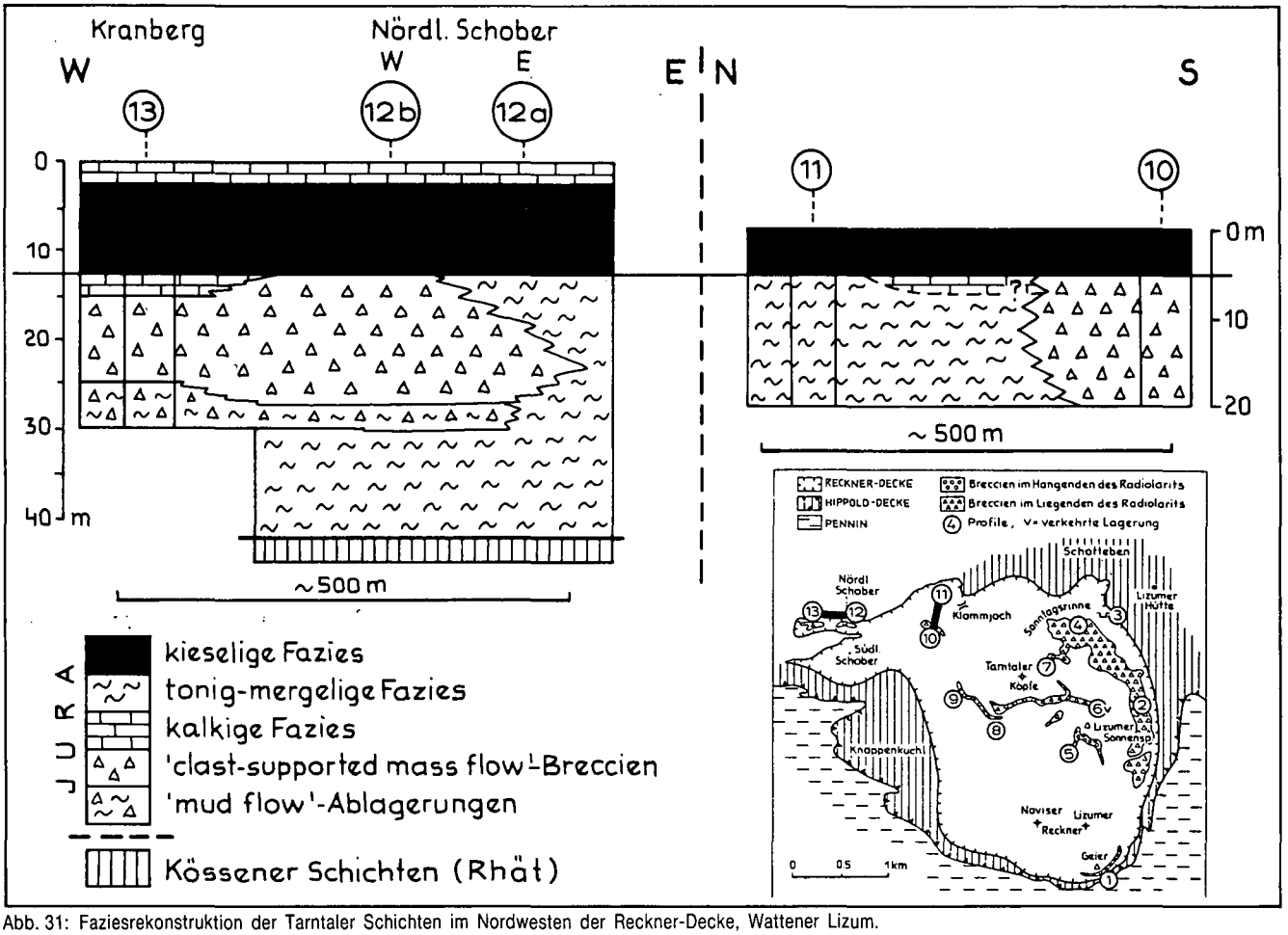


Abb. 31: Faziesrekonstruktion der Tarntaler Schichten im Nordwesten der Reckner-Decke, Wattener Lizum.
Die Profile (Abb. 30) wurden auf die willkürlich horizontal gewählte Basis der Radiolaritfazies bezogen. Die Faziesausschnitte lassen die geringmächtige und eng kanalisierte „clast-supported"-Breccienfazies im Nordwesten der Reckner-Decke erkennen. Die Tarntaler Schichten sind in diesem Bereich, trotz möglicher tektonischer Reduktionen, geringer mächtig als im Osten der Reckner-Decke entwickelt. Im Gegensatz zur diskordant über Hauptdolomit und Kössener Schichten einsetzenden Breccienfazies im Südosten der Tarntaler Berge, setzen die „clast-supported mass flow"-Breccien beim Nördlichen Schober erst über einer mächtigen pelitischen Fazies des tieferen Jura ein.

Beim Schober (Abb. 30, Prof. 12, 13) tritt eine 5 m-mächtige, Matrix-gestützte Breccie mit karbonatischer Matrix im Liegenden der Komponenten-gestützten Breccie auf. Im Süden der Reckner-Decke, wo in der bis 25 m im Liegenden des Radiolarits aufgeschlossenen Serie die Komponenten-gestützten Breccien völlig fehlen, treten nur Matrix-gestützte Breccien mit Tonschiefermatrix auf (Abb. 28, Prof. 1, 7a). Der Modalwert der Kartbonatkomponenten ist mit 2 cm etwa gleich wie bei der Komponenten-gestützten Breccie. In der nur 3 m mächtigen, stark tektonisch beanspruchten Matrix-gestützten Breccienbank am Nördlichen Schober (Abb. 30, Prof. 12) erreichen die Karbonatkomponenten mit 2–10 cm ihre größten Werte. In dieser Breccie kommen neben Dolomitkomponenten häufig Crinoidenspat-führende Kalke des Rhät/Lias vor. Olistolithe treten nicht auf.

Alle vorkommenden Matrix-gestützten Breccien werden als „mud-flow"-Ablagerungen interpretiert. Im Gegensatz zur Hippold-Decke nehmen die „mud flow"-Ablagerungen in den Tarntaler Schichten der Reckner-Decke einen volumsmäßig verschwindend kleinen Anteil ein.

5.2.2.1.3.
Ton- und Kalkschiefer

Lateral zu den kanalisierten Vorkommen Komponenten-gestützter Breccien herrschen profilmäßig Ton- und Kalkschiefer vor. Die breccienfreie Ausbildung der Tarntaler Schichten ist besonders in den Großfaltenbau der Reckner-Decke einbezogen. Auf Grund der starken tektonischen Beanspruchung ist daher für die Ton- und Kalkschiefer des Lias–Dogger schwer ein Sammelprofil kompilierbar (Abb. 29, Prof. 8). Sie erreichen im Profil östlich des Isslgrabens, zwischen den Kössener Schichten im Liegenden und dem Radiolarit im Hangenden, mindestens 30 m Mächtigkeit. Die Tonschieferserie geht gegen das Hangende in Mergelschiefer über. Als einziges bisher bestimmbares Jurafossil ist neben Crinoiden und Belemniten der von A. P. YOUNG gefundene und von G. C. CRICK (1909) als *Arnioceras* cf. *arnouldi* DUM. bestimmte Ammonit des höheren Unterlias (A. TOLLMANN, 1977, S. 148) bekannt geworden. Weiter gegen Norden (Abb. 29, Prof. 9) treten in den Ton- und Kalkschiefern im Liegenden des Radiolarites dünne Bänke Komponenten-gestützter Feinbreccien auf, die von NW gegen SE hin auskeilen. Auch nördlich der mächtigen Komponenten-gestützten Breccie der Inneren Lizum treten wieder breccienarme bis breccienfreie Ton- und Kalkschieferserien auf (Klammjoch, Abb. 30, Prof. 11 und Wetzsteinbruch, Abb. 27, Prof. 3).

Wie für die ehemals tonig-mergelige Fazies der Hippoldfazies wird auch in der Recknerfazies eine Ablagerung aus Suspensionen in einem niedrig energetischen Milieu angenommen. Der marine Charakter wird durch Crinoiden, Belemniten und Ammoniten belegt. Die gro-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ße laterale und vertikale Verbreitung dieser Fazies läßt auch großräumig auf eine geringere Verbreitung der Breccienablagerungen schließen.

5.2.2.1.4.
Marmor

Karbonate treten im Liegenden der Radiolarit-Schichten in lateraler fazieller Vertretung der Ton- und Kalkschiefer bzw. der Breccienfazies auf. Im NW der breccienreichen Entwicklung und in der stark verfalteten Juraserie NE der Sonntagsrinne tritt bis zu den Radiolarit-Schichten ein 10–15 m mächtiger Marmor auf. Wo im unmittelbar Liegenden des Radiolarits Kalkmarmor auftritt, ist, wie in der Hippoldfazies, eine Wechsellagerung aus mm–cm-dünnen, weißlichen Kalkmarmorlagen und mm-dünnen, grünlichen Tonschieferzwischenlagen ausgebildet. Der Liasmarmor führt nach A. TOLLMANN (1977, S. 148) auch Crinoiden.

Ob es sich bei dolomitischen Marmorlagen um sekundär dolomitisierte Kalke oder schon um primär resedimentierten Dolomitdetritus handelt, wurde nicht näher untersucht.

5.2.2.2.
Radiolarit-Schichten

Die Abgrenzung der Radiolarit-Schichten von den liegenden Tarntaler Schichten wurde mangels feinstratigraphischer Gliederungsmöglichkeit nach den im folgenden beschriebenen Kriterien (Abb. 32) getroffen. Im Hangenden der mächtigen Breccienentwicklung SW Lizumer Hütte leitet eine feinklastische Entwicklung in die kieselige Radiolaritentwicklung über. Das Einsetzen von grünlichen kieseligen Schiefern bzw. eine mm-cm-Wechsellagerung bunter Kieselschiefer mit Kalkmarmor wird als Basis der Radiolarit-Schichten angesehen. NE der Tarntaler Köpfe plombiert eine cm-dicke Kruste aus grünlichen und rötlichen, z. T. kieseligen Tonschiefern ein Breccienrelief der hangenden Tarntaler Schichten und belegt, daß die mächtige Brecciensedimentation lokal bis zum Einsetzen der basalen Radiolarit-Schichten angedauert hat (Taf. 3, Fig. 5,6). Eine 5–7 m aufgeschlossene Wechsellagerung aus m-mächtigen grünlichen Tonschiefern mit dm-mächtigen Bänken Komponenten-gestützter Breccien läßt das Ausklingen der groben Breccienschüttung in den tieferen Radiolarit-Schichten erkennen. Innerhalb der feinschichtigen Wechsellagerung aus bräunlichen Kalkmarmor- und grünlichen Kieselschieferlagen kommen, neben cm-dünnen Feinbreccienlagen, noch vereinzelt dm-mächtige Breccienlinsen vor (Wetzsteinbruch, Taf. 4, Fig. 1). Erst der bunte Metaradiolarit ist breccienfrei.

Der rötlich bis grünliche, feinschichtige Radiolaritschiefer besteht aus mm-Wechsellagerungen von Tonschiefern mit kieseligen Lagen. Wie bereits von M. ENZENBERG (1967, S. 21) aus den Tarntaler Bergen beschrieben, konnten auch in dem rötlichen, Hämatit-reichen Radiolarit der Reckner-Decke vom Mieslkopf im Dünnschliff (H 626) umkristallisierte ovale Quarznester gefunden werden, die als ehemalige Radiolarien gedeutet werden (Taf. 4, Fig. 2). Der Gesteinstyp ist ident mit den gut eingestuften Radiolariten im Unterostalpin der Westalpen (z. B. breccienführender Radiolarit von Sass Ronzöl bei St. Moritz). Der Radiolarit ist etwa 10–20 m mächtig aufgeschlossen (Abb. 27, 31).

Die kieselige Fazies der Radiolarit-Schichten kann als Ablagerung eines an kieseligen Organismen, insbesondere Radiolarien-reichen Schlammes interpretiert werden. Mit der Ablagerung des Radiolarites setzte im unterostalpinen Tethysbereich eine gering klastisch beeinflußte Fazies ein. Schwerminerale fehlen in dieser Fazies (Tab. 3, 4).

H. C. JENKYNS & E. L. WINTERER wiesen 1982 besonders auf die Bedeutung einer erhöhten Fertilität in Kontinentalrandbereichen und einer angehobenen CCD (Grenze zwischen kalkigen und kalkfreien Sedimenten) im Zusammenhang mit der Bildung der Jura-Radiolarite in kleinen Ozeanbecken hin. Die Autoren führten auch an, daß z. B. in rezenten „Rifting"-Zonen Ophiolithe primär mit Radiolarien-„Cherts" in einer Tiefe von 2600–2700 m vergesellschaftet sind (vgl. H. J. WEISSERT, 1979, S. 73) und daß nach Abschätzungen vieler Autoren (z. B. E. L. WINTERER & A. BOSSELINI, 1981; H. C. JENKYNS & E. L. WINTERER, 1982, S. 366) eine frühe jurassische CCD der westlichen Tethys zwischen 2100–2500 m angenommen werden kann (vgl. V. DIERSCHE, 1980). Ein Tiefsee-Environment im heutigen Sinne, wo nach rezenten Beobachtungen im äquatorialen Zentralpazifik Radiolarienschlämme in durchschnittlich 5000 m Wassertiefe abgelagert werden, ist daher für die unterostalpine Radiolaritfazies eher auszuschließen.

5.2.2.3.
Geier-Schichten

Nach den Aufschlüssen an der Geier-Südseite, in 2800 m Höhe, werden die im Hangenden der Radiolarit-Schichten der Reckner-Decke auftretenden Schichtglieder (= geringmächtige Tonschiefer-Kalkarenitserie des obersten Tarntales bei A. TOLLMANN, 1977, Tab. 6) informell als Geier-Schichten bezeichnet. Unter diese Schichten fallen gering-mächtige Marmore, grünliche sandige Phyllite und Feinbreccien, die von M. ENZENBERG-PRAEHAUSER (1976 Karte: „Kalkschiefer mit Breccien und Arkosen") flächenhaft im Liegenden des Reckner-Serpentinites auskartiert worden sind. Die sandigen Phyllite wurden an der Geier-Südseite (H 309, 310) und die Feinbreccien beim Stafflsee westlich des Naviser Reckners (H 306), südlich der Lizumer Sonnenspitze (Abb. 27, Prof. 5, H 585, 586) und südlich der Klammspitze (H 618) im Anstehenden und in der Sonntagsrinne im Schutt (H 317, H 582) angetroffen. Das beste Profil ist 150 m südlich der Lizumer Sonnenspitze aufgeschlossen. Im Hangenden des Radiolarits tritt zuerst ein ca. 5 m-mächtiger Marmor in enger Wechsellagerung mit grünlichen, mm-dünnen Tonschiefern auf. Darüber ist eine etwa 2 m-mächtige, Komponenten-gestützte Feinbreccie mit durchschnittlich 0,5 cm-großen Karbonatkomponenten ausgebildet, über der noch ein ca. 1 m-mächtiger grünlicher Tonschiefer folgt. In den teilweise schon vollständig umkristallisierten, 2–8 mm-großen Karbonatkomponenten der Feinbreccie sind nur mehr selten im Dünnschliff organische Strukturen erkennbar. Im Schliff H 586 sind in einer Komponente noch agglutinierende Foraminiferen der Gattung *Tolypamminina* (det. W. RESCH) erhalten. Dieser Fossilkalk tritt im Rhät der Tarntaler Berge im Hangenden der Thecosmilienfazies auf (freundliche mündliche Mitteilung Doz. W. RESCH, Universität Innsbruck). Neben Karbonatkomponenten (Taf. 4, Fig. 3,4) treten als lithische Komponenten grünliche Gesteinsbruchstücke auf, die teilweise Chromspinell führen (Taf. 4, Fig. 5). Das nördliche Breccienvorkommen (Sonntagsrinne, H 317) führt bis über 50 % der lithischen Komponenten derartige grüne Gesteinsbruchstücke. In den Breccien

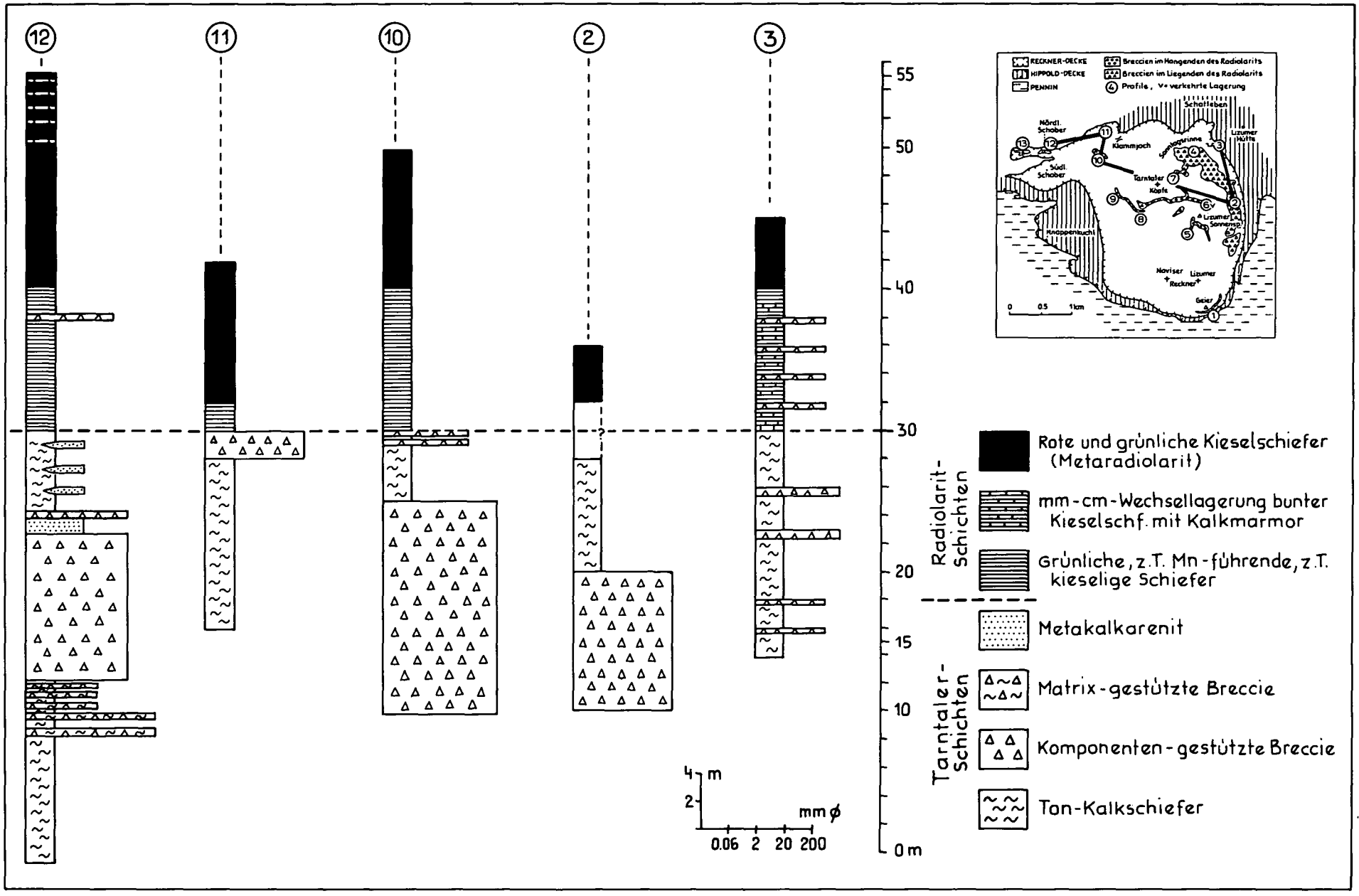


Abb. 32.
Detailprofile der basalen Radiolarit-Schichten im Nordabschnitt der Reckner-Decke, Wattener Lizum.
Über den Metapeliten und Breccien der Tarntaler Schichten beginnen die Radiolarit-Schichten mit grünlichen, z.T. kieseligen und Mn-führenden Schiefern bzw. einer mm-cm-Wechsellagerung bunter Kieselschiefer mit Kalkmarmor und vereinzelt dünnen Breccienlagen. Erst im Hangenden dieser Serie treten bunte Kieselschiefer auf, die als Metaradiolarit bezeichnet werden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

weiter westlich (H 618) sowie südlich der Lizumer Sonnenspitze und beim Stafflsee fanden sich im Dünnschliff vergleichsweise nur mehr wenige derartige grünliche Komponenten.

Die Schwermineralspektren dieser Feinbreccien sind – ähnlich jenen aus den Grauwackenschiefern der Hippold-Decke – durch eine Zirkon-Rutil-Turmalin-Vormacht mit Beimengungen von Chromspinell bzw. Chromspinell-führenden Gesteinsbruchstücken charakterisiert (Tab. 3,4).

Da in der Feinbreccie der Lizumer Sonnenspitze (H 586) neben den Chromit-führenden Gesteinsbruchstücken auch fossilführende Karbonatkomponenten aus den Kössener Schichten der Tarntaler Berge auftreten, kann auf einen gemeinsamen Transport von Karbonatkomponenten und ultrabasischem Detritus geschlossen werden.

Die Diskussion um Zeitpunkt und Mechanismus der Platznahme des Reckner-Serpentinits und dessen – tektonisch von seiner Unterlage isolierten – Äquivalents bei Matrei/Brenner wurde jüngst von H. MOSTLER (1986, S. 36f) wieder aufgegriffen. Nach den geochemischen Untersuchungen von H. WIGGERING (1983, S. 323) ist für den tektonisch stark verschuppten Serpentinit vom Matreier Schloßberg/Pfons und für den Serpentinit am Mieslkopf eine ursprüngliche Lagerintrusion nicht auszuschließen. Im Reckner-Serpentinit wurde von B. LAMMERER (1972, S. 27) neben Chrysotil auch Lizardit nachgewiesen. Reliktmineral ist Diallag. Nach den geochemischen Untersuchungen von B. LAMMERER (l. c., S. 28f) kann für den Reckner-Serpentinit ein peridotitisches Ausgangsmaterial angenommen werden. Die konkordante Lagerung des Reckner-Serpentinits (vom Lizumer Reckner bis zum Mieslkopf) kann in Verbindung mit den von B. LAMMERER beschriebenen Gefügen jedenfalls, neben der Annahme bereits früher aufgestiegener und erodierter ultrabasischer Gesteinskörper, worauf Chromspinell in den Geier-Schichten der Reckner-Decke hinweist, als weiteres Indiz für eine intrajurassische Platznahme ultrabasischer Gesteinskörper im Unterostalpin gewertet werden. Von H. H. WEINKE & H. WIESENEDER (1982) ist der Serpentinit des Lizumer Reckner als serpentinisierter Ophiolith beschrieben worden. Er wird derzeit von C. DINGELDEY (Institut für Petrologie der Universität Wien) neu bearbeitet.

5.3. Interpretation der Faziesassoziationen in den Tarntaler Schichten der Hippold- und Reckner-Fazies

In den Tarntaler Schichten der Reckner- und Hippold-Decke kommen sehr ähnliche Faziesgruppierungen vor. Die Tabelle 5 gibt eine Übersicht über jene Fazies, die in den Tarntaler Schichten der Hippold-Decke in Wechsellagerung auftreten. Die Diagonale gibt die jeweils durchgehende Entwicklung an. Am häufigsten tritt eine Wechsellagerung der Komponenten- und Matrix-gestützten Breccie mit Ton- und Kalkschiefern auf, was als proximales Merkmal interpretiert wird. Eine Wechsellagerung der Grauwackenfazies mit den „clast-supported mass flow"-Ablagerungen wurde nicht angetroffen. Wechsellagerungen der Grauwackenfazies mit Ton- und Kalkschiefern kommen nur untergeordnet und lateral zu kanalisierten „mass-flow"-Ablagerungen vor. Aus den vertikalen Faziesabfolgen ergeben sich somit keine Hinweise auf das Vorhandensein distaler Ablagerungen.

Zusammenfassend lassen sich aus den Tarntaler Schichten der Hippold-Decke folgende ehemalige Faziesgruppen in vertikaler Entwicklung rekonstruieren:

a) Die Gruppe der tonig-mergeligen und kalkigen Fazies tritt nur beim Kl. Reisenock auf und ist über 70 m-mächtig entwickelt. Nur die kalkige Fazies wird lokal von einer Feinbreccienschüttung unterbrochen. Diese Faziesgruppe geht lateral gegen Osten rasch in die etwa 200 m-mächtige Faziesgruppe der tonig-mergeligen Fazies mit „clast-supported mass flow"-Ablagerungen über. Die pelitische Fazies wird als Stillwasserentwickung eines submarinen „slope"- bis Beckenbereiches interpretiert und als Bereich zwischen den zungenförmigen „mass flow"-Ablagerungen gedeutet. Nur in seltenen Fällen ist von den Breccien feinerer Schutt in diese Zwischenbereiche gelangt.

b) Die Dekameter-mächtige Abfolge aus Grauwackenfazies, „mud flow"-Ablagerungen und tonig-mergeliger Fazies ist im Liegenden des Haupt-Grauwackenschiefers, südlich vom Torjoch, ausgebildet. Während aus einem westlicher gelegenen Zufuhrkanal die Grauwackenfazies gleichzeitig mit der weiter im Osten auftretenden tonig-mergeligen Fazies abgelagert wurde, strömten weiter östlich wiederholt Schlammströme („mud flow"-Ablagerungen) in meridionaler Richtung und verzahnten sich mit der Grauwackenfazies. „Mud flow"-Ablagerungen verzahnten sich auch weiter nördlich mit der tonig-mergeligen Fazies.

c) Das zeitliche Nacheinander von „clast-supported mass flow"-Ereignissen kommt in der ca. 150 m-mächtigen Wechsellagerung der „clast-supported mass flow"-Breccien mit der tonig-mergeligen Fazies zum Ausdruck (Abb. 12).

d) Den besten Hinweis auf die episodische Schüttung aller „mass flow"-Ablagerungen liefert die zyklische Abfolge aus „mud flow"-Ablagerungen, „clast-supported mass flow"-Breccien, der Grauwackenfazies und der tonig-mergeligen Fazies. Diese nur 8 m-mächtige Abfolge südlich vom Torjoch wird als Bereich zwischen den kanalisierten mächtigen „mass flow"-Ablagerungen gedeutet.

Als „Faziesassoziation" wird gemäß J. D. COLLINSON (1969) eine in genetischem Zusammenhang stehende Faziesgruppe bezeichnet, die eine Aussage über das sedimentäre Environment erlaubt. Für die Tarntaler Schichten der Hippold-Decke lassen sich folgende marine Sub-Environments ableiten:

○ „Channel-slope"-Assoziation
Für die Ablagerung der groben, aber in ihrer Gesamtentwicklung gering-mächtigen „clast-supported mass flow"-Breccien im Süden der Hippold-Decke ist ein stärkeres Relief erforderlich, da in diesem Bereich Breccienmaterial wiederholt und über einen längeren Zeitraum (bis zum Einsetzen der Radiolarit-Schichten) in ein und demselben kanalisierten Bereich hauptsächlich transportiert und nur untergeordnet sedimentiert wurde.

○ „Proximale fan"-Assoziation
Die über 150 m mächtige Metapelit-Breccienfolge im zentralen Teil der Hippold-Decke wird als Teil eines kleinräumigen, hauptsächlich aus Breccienlo-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 5.
Häufigkeitsverteilung der einzelnen Lithofaziestypen in den Tarntaler Schichten der Hippold-Decke in bezug auf ihre Wechsellagerung nach dem Schema AB (+ = vorhanden, – = nicht vorhanden, h = häufig, s = selten). Es dominieren die Assoziationen der Breccienfazies mit den Ton- und Kalkschiefern.

A \ B	Komponenten-gestützte Breccie	Matrix-gestützte Breccie	Grauwacken-Schiefer	Ton-Mergel-schiefer	Karbonatische Fazies
Komponenten-gestützte Breccie		+s	+	+h	+h
Matrix-gestützte Breccie	+s		+s	+h	–
Grauwacken-schiefer	+	+s		+s	–
Ton-Mergel-schiefer	+h	+h	+s		+s
Karbonatische Fazies	+h	–	–	+s	

ben aufgebauten proximalen Fächers interpretiert. Da die lateral stark variierende Breccienfazies als Ablagerung wiederholter Breccienschüttungen in einem „proximalen fan" interpretiert werden kann, kann auf Grund der zyklischen Breccien-Grauwacken-Metapelitablagerungen auch für die Grauwackenfazies ein proximaler Ablagerungsraum angenommen werden.

Da in den Tarntaler Schichten der Reckner-Decke keine Grauwackenschiefer auftreten, kommt es nur zu einer lateralen Verzahnung der etwa NW–SE-kanalisierten Karbonatbreccie mit der tonig-mergeligen Fazies bzw. untergeordnet zu einer Wechsellagerung der „clast-supported mass flow"-Breccien mit der tonig-mergeligen Fazies, was wiederum auf wiederholte Schüttungsereignisse hinweist. Invers bis normal-gradierte Breccienbänke und steilstehende Komponenten sind zusätzlich Hinweise für einen proximalen Ablagerungsraum. Wegen der diskordanten Überlagerung der Obertrias werden die breccienführenden Tarntaler Schichten der Reckner-Decke als „base of fault scarp"-Assoziation interpretiert.

6. Beschreibung und Interpretation der nachtriadischen Schichten in den Radstädter Tauern

Für die sedimentologische Bearbeitung der nachtriadischen Breccien der Hochfeinddecke standen die Originalaufnahmen 1 : 10.000 von A. TOLLMANN (teilweise publiziert in A. TOLLMANN, 1980a, Aufnahmsberichte Blatt 156 Muhr, 1955–1970) zur Verfügung. Von der östlichen Pleislinggruppe existierte eine geologische Karte 1 : 10.000 von A. TOLLMANN (1959b). Über die bisherigen Ansichten über Stratigraphie, Sedimentologie und Genese der Breccien informiert die Zusammenstellung von A. TOLLMANN (1977), die in wesentlichen Punkten auf E. CLAR (1937c) zurückgeht.

Über kleintektonische Strukturen in den Radstädter Tauern berichteten W. BAUMGARTNER (Pleisling-Decke, 1976), sowie K. SONDERMANN & W. VOGGENREITER (Hochfeind-Decke, 1984). Die Existenz einer von W. VOGGENREITER (1986) postulierten spätkretazischen Rechtsseitenverschiebung unterostalpiner Serien entlang einer parallel zum heutigen Zederhaustal streichenden Störung kann mit Sicherheit ausgeschlossen werden (H. HÄUSLER, 1987b). Die Kleinstrukturen im Überschiebungsbereich Pennin – Unterostalpin wurden besonders von Diplomanden des Institutes für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen näher untersucht. Über Deformationsablauf und Strukturprägungen im Schladminger Kristallin der nordöstlichen Radstädter Tauern berichteten P. SLAPANSKY & W. FRANK (1987).

Entsprechend den tektonischen Verhältnissen am Ostrand des Tauernfensters lassen sich die unterostalpinen Einheiten nach A. TOLLMANN (1977, S. 122, Abb. 41) folgendermaßen von Norden nach Süden abwickeln:

1) Hochfeind-Decke mit breccienreicher Juraserie
2) Lantschfeld-Decke ohne rekonstruierbaren Jura
3) Pleisling-Decke mit breccienarmer Juraserie
4) Kesselspitz-Decke (ohne rekonstruierbaren Jura)
5) Radstädter Quarzphyllit-Decke (ohne rekonstruierbaren Jura)

Auf Grund von Vergleichsaufnahmen und Profilbegehungen wurde jener südlich der Zeppspitze gelegene Bereich, den A. TOLLMANN (1964) als Kerngebiet der als Malutz-Schuppe benannten, tiefsten unterostalpinen Einheit bezeichnet hat, nicht mehr in diesem Sinne tektonisch von der Hochfeind-Decke abgetrennt (H. HÄUSLER, 1985, S. 299). Diese Änderung hatte zur Folge, daß nun der Malutzbereich nicht mehr als paläogeographisch nördlichster, unterostalpiner, sondern als südlichster Bereich der Hochfeind-Decke gedeutet wird. Die tektonischen Schürflinge zwischen Pennin und Unterostalpin am Südrand der Hochfeind-Decke werden als Reste der Speiereck-Decke im Sinne A. TOLLMANNS bezeichnet.

Da von den heutigen unterostalpinen Schichtfolgen mit Einschränkungen auf den Aufbau der jurassischen Liefergebiete geschlossen werden kann, wird kurz auf die gesamte Schichtfolge der Hochfeind- und Pleisling-Decke eingegangen.

A) Schichtumfang der Hochfeind-Decke

Das vortriadische, alpin diaphthoritisierte Kristallin, für das in der Literatur der Sammelbegriff Twenger Kristallin verwendet wird, besteht vorwiegend aus Para- und Orthogneisen, Gneisphylloniten, Amphiboliten und Glimmerschiefern (Ch. EXNER; 1983a). Im Vergleich zu den Verhältnissen im Unterostalpin des Semmering-Wechselgebietes, wo Granite variszisch in eine altpaläozoische Altkristallin-Hüllserie intrudiert sind (vgl. A.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

TOLLMANN, 1977, S. 159) könnten auch die Schiefer des Twenger Kristallins „Altes Dach" für – lokal erhaltene – variszische Granitintrusionen gewesen sein. Das Auffallendste an dieser vortriadischen Schichtfolge ist, daß der Lantschfeldquarzit z. B. direkt über den grünen Schiefern des Twenger Kristallins auftritt. Auf eine großräumige Erosion der vorpermischen Schichtglieder deuten jedenfalls die grobklastischen Vorkommen (Dolomitbreccien) im stratigraphisch Liegenden des Permoskyth der verkehrt lagernden Quarzpyhllit-Decke östlich Tweng (A. TOLLMANN, 1961a) hin. Aus diesen Breccien kann jedenfalls auch auf eine usprünglich weitere Verbreitung paläozoischer Karbonate geschlossen werden (vgl. H. P. SCHÖNLAUB et al., 1976). Über dem Lantschfeldquarzit ist die Trias der Hochfeind-Decke bis etwa 900m-mächtig entwickelt. Sie umfaßt nach A. TOLLMANN (1977, Tab. 3) Karbonate des Anis, mächtige Diploporen-führende Dolomite des Ladin, Dolomite des Karn mit Schiefern und Breccienlagen sowie dickbankigen Hauptdolomit. Das geringmächtige Rhät ist lokal sehr fossilreich (Thecosmilien, Megalodonten etc.) und vom Lias gut abtrennbar. Der Jura beginnt lokal diskordant mit einer Basalbreccie, über der Ton- und Kalkschiefer, Belemniten- und Crinoiden-führende Kalke und Breccien folgen. Diese breccienführende Serie des Lias – Dogger (Türkenkogelbreccie) variiert in der Mächtigkeit und reicht bis zu einem Radiolaritquarzit. Darüber folgen grüne Phyllite und Breccien mit teilweise hausgroßen Komponenten (Schwarzeckbreccie). Die Gesamtmächtigkeit dieser Serie beträgt etwa 80–100 m (Tab. 6).

B) Schichtumfang der Pleisling-Decke

Die Schichtfolge der Pleisling-Decke umfaßt nach A. TOLLMANN (1959b, 1977, Tab. 45) über einem bis 400 m-mächtig aufgeschlossenen Twenger Kristallin und ca. 130 m Schiefern und Quarziten des Perm (alpiner Verrucano) eine Trias mit 150 m skythischem Lantschfeldquarzit und eine gut gliederbare karbonatische Mittel-Obertrias mit insgesamt 1000 bis 1250 m maximaler Mächtigkeit.

Der tiefere Jura beginnt lokal diskordant mit einer Basalbreccie und enthält bis 60 m-mächtige, gelbliche und blaugraue Kalkmarmore, die häufig Crinoiden führen und bis 120 m-mächtige dunkle Kalk- und Tonschiefer. Darüber folgen ca. 20 m-mächtige Crinoidenkalke des (?) Dogger. Da im Teufelshornkar Radiolarit im Schutt auftritt (A. TOLLMANN, 1977, S. 118) dürften die Juraschichten der Pleisling-Decke heute bis in den U.-Malm reichen (Tab. 6).

6.1. Die nachtriadischen Schichten der Hochfeind-Decke

Sie gliedern sich von Liegend nach Hangend in die Türkenkogel-, Radiolarit- und Schwarzeck-Schichten. Die Türkenkogel-Schichten beinhalten das ursprünglich nach der „Dürchenwand" („Türkenwand") als Türkenwand-Konglomerat und in der Folge als Türkenkogelbreccie (A. TOLLMANN, 1962, 1977) bezeichnete Schichtglied. Die Türkenkogel-Schichten setzen teilweise diskordant über der Obertrias ein und reichen bis zu den Radiolarit-Schichten. Als Schichtumfang kann für die Türkenkogel-Schichten, deren basale Tonschiefer Belemniten führen, lithostratigraphisch Lias–Dogger angegeben werden. Die Radiolarit-Schichten bestehen aus dem im Fuchssee-Gebiet gut aufgeschlossenen, Mn-führenden Radiolaritquarzit (E. CLAR, 1973c; A. TOLLMANN, 1977), als dessen fazielle Vertretung hauptsächlich Mn-führende Tonschiefer vorkommen. Dem Radiolaritquarzit sind untergeordnet Karbonatbreccien eingelagert.

Der Begriff Schwarzeck-Schichten wurde von A. TOLLMANN (1977, Tab. 3) erstmals verwendet und umfaßt (l. c.) Schiefer, Sandsteine, Grauwacken und die Schwarzeckbreccie mit Eingleitschollen. Als Schwarzeckbreccie wird heute nur mehr die früher als Schwarzeckbreccie i. e. S. bezeichnete Breccienserie, im Han-

Tabelle 6
Vergleich nachtriadischer Schichtglieder in den bearbeiteten unterostalpinen Decken der Radstädter Tauern.

			HOCHFEIND-DECKE	PLEISLING-DECKE
HÖH. MALM-?	HOCHFEINDFAZIES	Schwarzeck-Sch.	ca 80–100 m: Grüne Schiefer, Marmor ≷ Schwarzeckbreccie (Karb.-Quarzit- und Kristallinkomponenten)	PLEISLINGFAZIES: nicht aufgeschlossen
U.-MALM		Radiolarit-Sch.	max ca 40 m: Mn-führender Radiolaritquarzit ≷ Mn-führende Kiesel-u. Tonschiefer	Radiolaritquarzit (nicht anstehend)
LIAS–DOGGER		Türkenkogel-Sch.	20–mind. 100m: G Kalk-Tonschiefer, Marmor ≷ Türkenkogelbreccie (Karb.-Quarzit-und wenig Krist.-komp.); 0.1–5.0m diskord. Basalbreccie	ca 200 m: Kalk-Tonschiefer, G Marmor ≷ nur einige m: Breccie (Karb.-komp.); 0.1–0.5m diskord. Basalbreccie

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

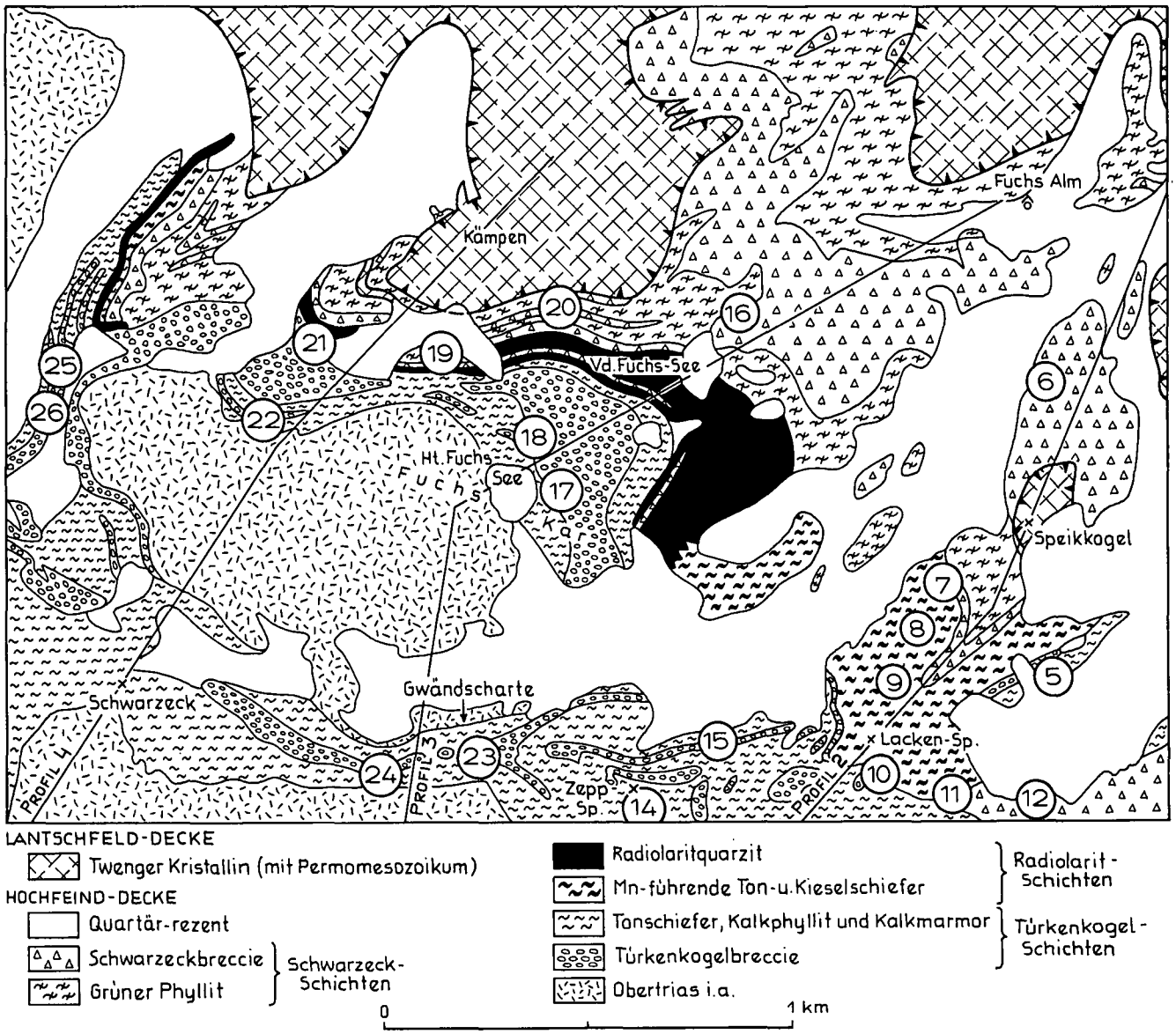


Abb. 33.
Vereinfachter geologischer Kartenausschnitt der Hochfeind-Decke mit den Jurabreccien der Türkenkogel- und Schwarzeck-Schichten und Resten der hangenden Lantschfeld-Decke, Hochfeind-Gebiet SW Tweng. Umgezeichnet nach Aufnahmen von A. TOLLMANN (1980a, Abb. 32) mit Lage der wichtigsten aufgenommen Profile und geologischen Profilschnitte (vgl. Abb. 34).

genden des Radiolarites benannt, da unter den Begriff Schwarzeckbreccie i. w. S. früher auch die stratigraphisch tiefere, heute Türkenkogelbreccie benannte Serie, gefallen ist. An der für die Breccie namensgebenden Lokalität, dem über 2600 m hohen Schwarzeck (früher auch als Türkenwand bezeichnet), kommt die eigentliche Schwarzeckbreccie nicht vor. Wohl aber im weiteren Bereich östlich. Die eingebürgerte Lokalitätsbezeichnung wird aber trotzdem weiter auch für die „Schwarzeckbreccie i. e. S.", also die im Hangenden der Radiolarit-Schichten auftretenden Breccien verwendet, und der Lokalitätsname gleichzeitig für die im Hangenden der Radiolarit-Schichten folgende Serie übernommen. Die Schwarzeck-Schichten sind bisher noch nicht biostratigraphisch eingestuft. In Lösproben der hangendsten Marmore (Speikkogel) fanden sich keine Mikrofossilien. Auch eine Untersuchung der hangenden grünen Phyllite auf Pollen blieb bisher ergebnislos. Eine Untersuchung auf Nannofossilien schien wegen der schwachen Metamorphose wenig erfolgversprechend. Lithostratigraphisch werden die Schwarzeck-schichten in den höheren Malm gestellt. A. TOLLMANN (1980a) vermutete, daß die höchsten Anteile in die Unterkreide reichen.

Verbreitung

Das zentrale Bearbeitungsgebiet für nachtriadische Breccien erstreckt sich in der Hochfeindgruppe nördlich des Zederhaustales (Blatt 156 Muhr) vom Weißeneck im Südosten bis zum Hochfeind im Nordwesten. Die Jurabreccien sind im Streichen ca. 5000 m und in Nord–Süd-Richtung nur maximal 1500 m aufgeschlossen (Abb. 33), was neben der Fossilarmut, der schwachen Metamorphose und der intensiven tektonischen Beanspruchung eine Rekonstruktion der Schüttungsrichtung sehr erschwert. Die Schichtfolgen sind auch häufig im Aufschlußbereich verfaltet, weshalb die Mächtigkeiten oft nur grob geschätzt werden konnten. Den Kamm des Weißeneck-Schwarzeck-Zuges baut ein riesiger nordvergenter Faltenwurf auf, der bei der Hochfeind-Spitze schön zu sehen ist (Abb. 34). Besonders im südlichen Grenzbereich, zum Pennin, ist die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

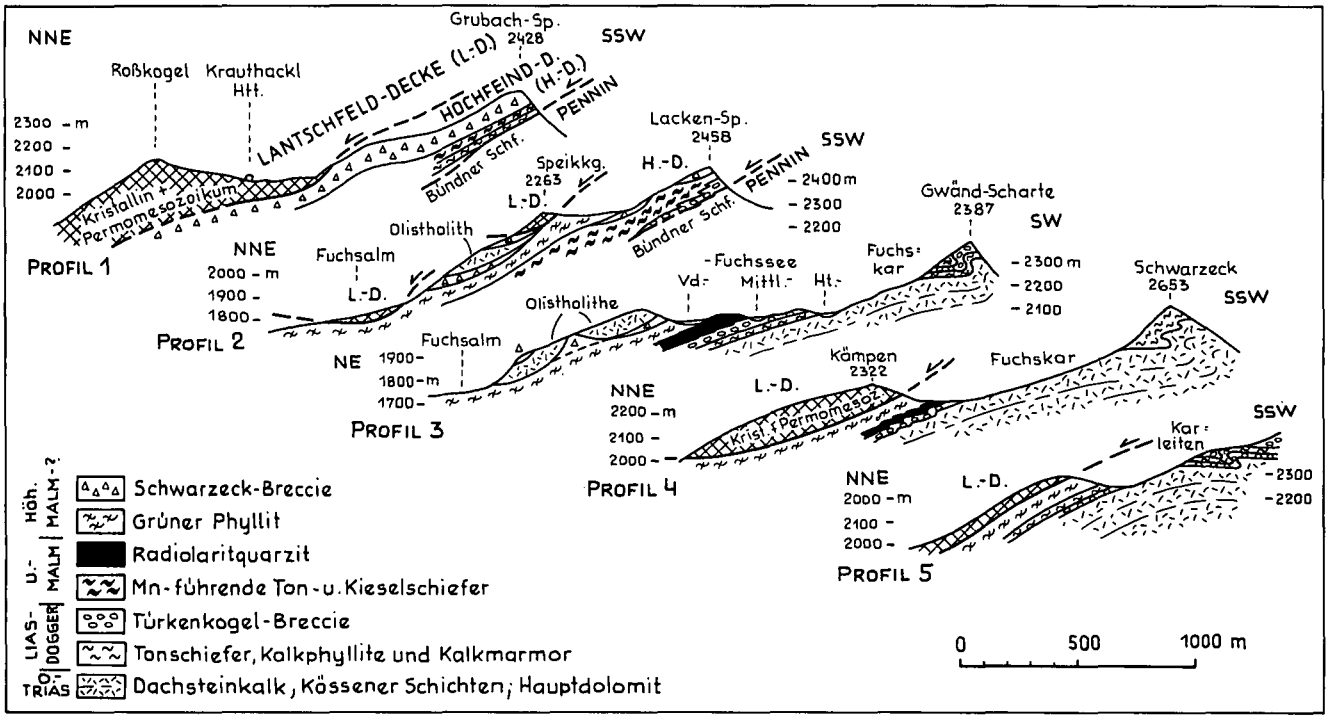


Abb. 34.
Serienprofile der Jurabreccien-führenden Hochfeind-Decke im Hochfeind-Gebiet SW Tweng nach E. CLAR (1937), A. TOLLMANN (1980a) und eigenen Aufnahmen.

basale, geringmächtige Breccienserie der Hochfeind-Decke intensivst gefaltet (Ochsenalm), während die Dekameter-mächtigen Gleitschollen innerhalb der Schwarzeckbreccie hauptsächlich boudiniert worden sind (z. B. Malutz-Scholle, Speikkogel-Scholle, Gfrerer-Schollen, vgl. H. HÄUSLER [1983]). Für die Parallelisierung von Profilen in den Türkenkogel-Schichten eignete sich die Obertrias. Die Radiolarit-Schichten bildeten das Bezugsniveau für den Vergleich der Schwarzeck-Schichten.

6.1.1. Deformationsuntersuchungen an Breccienserien der Hochfeind-Decke

Im folgenden wurde auf die Deformation der Breccienserien nur insoferne eingegangen, als die Kenntnis des Verformungsgrades von Breccienkomponenten oder der tektonischen Überprägung sedimentärer Strukturen für die Rekonstruktion des Ausgangssedimentes von Bedeutung war. Die Kenntnis der Breccendeformation war auch dort wichtig, wo eine tektonische Überprägung der grobklastischen Serien pseudosedimentäre Strukturen wie z. B. das Auskeilen von Breccienbänken oder eine Pseudoimbrikation verursacht hat.

Die einzelnen Formationen der Hochfeind-Decke sind allgemein um flach bis mittelsteil NE-fallende Achsen verfaltet, wobei die Schichten in Abhängigkeit ihrer lithofaziellen Ausbildung verschieden stark tektonisch deformiert worden sind.

Die karbonatische Obertrias bildet eine mindestens mehrere Zehnermeter-mächtige kompetente Lage, die im Bereich des Fuchskares eine großräumige Antiklinale bildet.

Die darüber folgenden Türkenkogel-Schichten sind in ihrer geringmächtig-grobklastischen Ausbildung um das Fuchskar der Obertrias teils flach auflagernd (Bereich zwischen Ht. und Mittl. Fuchssee, Taf. 5, Fig. 3), teils im m-Bereich stark verfaltet (Taf. 6, Fig. 1,3). Im Sattel SW Kämpen ist die Breccienserie in Zehnermeter-große Liegendfalten gelegt (Taf. 6, Fig. 3). Auch die Achsen dieser Falten sind allgemein Ost–West-orientiert, wobei untergeordnet Querfalten (vgl. A. TOLLMANN, 1977, S. 121) etwa um b = 170/20, auftreten. Wegen des kompetenten Verhaltens der verfalteten Breccienbänke und bedingt durch die Transversalschieferung täuschen die Quarzitkomponenten in Bezug auf eine basale Metaquarzarenitlage lokal eine Imbrikation vor (Taf. 7, Fig. 1,2).

Die Radiolarit-Schichten sind in ihrer kieseligen Ausbildung im Bereich der Fuchsseen intensiv im dm- bis m-Bereich verfaltet, was auch die Abschätzung der Gesamtmächtigkeit erschwert. Nördlich des Ht. Fuchssee streuen die Fallwerte der flach ostwärts einfallenden b-Achsen auf kleinem Raum von 20° bis 60° (Taf. 7, Fig. 3).

In den Schwarzeck-Schichten ist ein Faltenbau nur selten zu beobachten. Die Karbonatolistholithe zwischen Speikkogel und Himmelwand sind deutlich boudiniert. Die grünen Schiefer bilden inkompetente Lagen zwischen dem liegenden Radiolarit und dem überschobenen Kristallin der Lantschfeld-Decke. Entlang des Kammes vom Speikkogel zur Lackenspitze ist die Schwarzeckbreccie lokal um b = 070/25 SSE-vergent verfaltet. Die Aufschlußverhältnisse in den grobklastischen Schwarzeck-Schichten erlauben es nicht, die Längung von Breccienkomponenten in Beziehung zur Hauptlineation näher zu studieren. An den zahlreichen Sturzblöcken westlich des Speikkogels sind die Karbonatkomponenten gelegentlich von verheilten Rissen durchsetzt. Dm-große Dolomit-, Quarzit- und Gneiskomponenten sind in Komponenten-gestützten Breccien meist eckig bis kantengerundet und zeigen kaum eine Verformung (Taf. 8, Fig. 2). In den Matrix-gestützten Karbonatbreccien mit karbonatischer Matrix wird

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

die Deformation hauptsächlich von mm- bis cm-großen Kristallin- und Karbonatkomponenten bzw. von der karbonatischen Matrix aufgenommen. Im bräunlichen Marmor (= Matrix) ist die plastische Verformung in der xz-Ebene des Deformationsellipsoides deutlich erkennbar (Taf. 8, Fig. 4). In der an grünen Kristallinkomponenten reichen Schwarzeckbreccie nehmen die kristallinen Schiefer die Deformation derart auf, daß bei einem Zurücktreten der Karbonatkomponenten die einzelnen Kristallinkomponenten nicht mehr abgrenzbar sind und zu einer Pseudomatrix ausgewälzt erscheinen (Taf. 8, Fig. 1). Innerhalb der Schwarzeck-Schichten läßt sich die Deformation nur sehr schwer quantitativ beschreiben, da profilmäßig und regional vergleichbare Komponenten-gestützte oder Matrix-gestützte Feinbreccien selten und dann nicht orientiert meßbar sind. Auf Grund der Häufigkeit leicht deformierbarer Kristallinkomponenten (grüne Schiefer) in den Schwarzeck-Schichten läßt sich die Brecciendeformation auch nicht mit jener in den Türkenkogel-Schichten vergleichen. Da bei quantitativen Auswertungen nur Breccien des gleichen Typs und Komponenten gleicher Lithologie miteinander verglichen werden können, beschränkten sich die R_f/Φ-Messungen in der Hochfeind-Decke auf die Komponenten-gestützten Karbonatbreccien der Türkenkogel-Schichten.

Quantitative Deformationsuntersuchungen an den Grobklastika-führenden Türkenkogel-Schichten

Die über der flach NE-fallenden Obertrias des Fuchskares eben auflagernden basalen Breccienbänke vermitteln noch einen ungestörten sedimentären Eindruck (Taf. 5, Fig. 5,6). Nahe zum Überschiebungsbereich der Lantschfeld-Decke, wo ein heterogener „strain" zu stark kurvenden Faltenachsen geführt hat und die Breccienbänke intensiv verfaltet sind, sind auch die Breccienkomponenten am stärksten deformiert (Taf. 6, Fig. 3,4; Taf. 7, Fig. 1,2). Im Gelände fiel auf, daß dm-große Breccienkomponenten in den flach lagernden Türkenkogel-Schichten häufig gelängt bzw. gedehnt waren, während sie in stark verfalteten Breccienserien um b gefaltet worden sind.

Wie zu erwarten, sind die Breccienkomponenten in Abhängigkeit von ihrer Lithologie unterschiedlich deformiert worden. Es zeigte sich schon im Gelände, daß die Dolomitkomponenten generell bruchhaft, Kalkkomponenten hingegen meist plastisch deformiert worden sind. Die oft als Platten eingeregelten Quarzitkomponenten sind häufig parallel zur Internschichtung zerschert worden. Wie in zahlreichen Aufschlüssen der Komponenten-gestützten Breccie festgestellt werden konnte, liegt die lange Achse der gedehnten Dolomit-

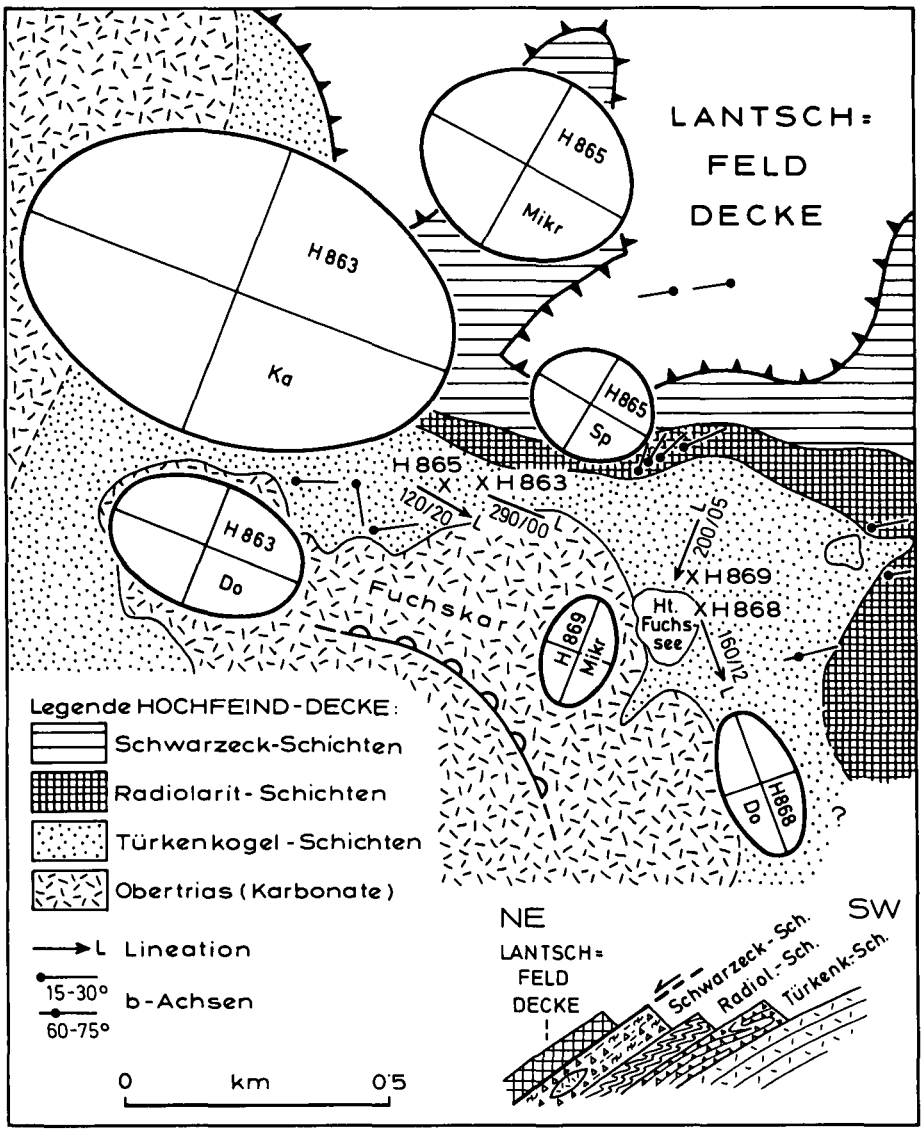


Abb. 35.
Aus $R_f\Phi$-Messungen an Breccienkomponenten der Türkenkogel-Schichten ermittelte „strain"-Ellipsoide im xy-Schnitt. Extension in Z ist auf 1 normiert. Hochfeind-Decke, Radstädter Tauern.
Im Liegendfalten-Bereich nördlich des Fuchskares sind Breccienkomponenten stärker deformiert als in den flach lagernden Türkenkogel-Schichten beim Vd. Fuchssee.
X = in Richtung der Hauptlineation; Ka = Kalk/Kalkschiefer; Do = Dolomit (Handstück); Sp = Sparit; Mikr = Mikrit (Dünnschliff).
Profil schematisch, Geologie nach Abb. 33.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

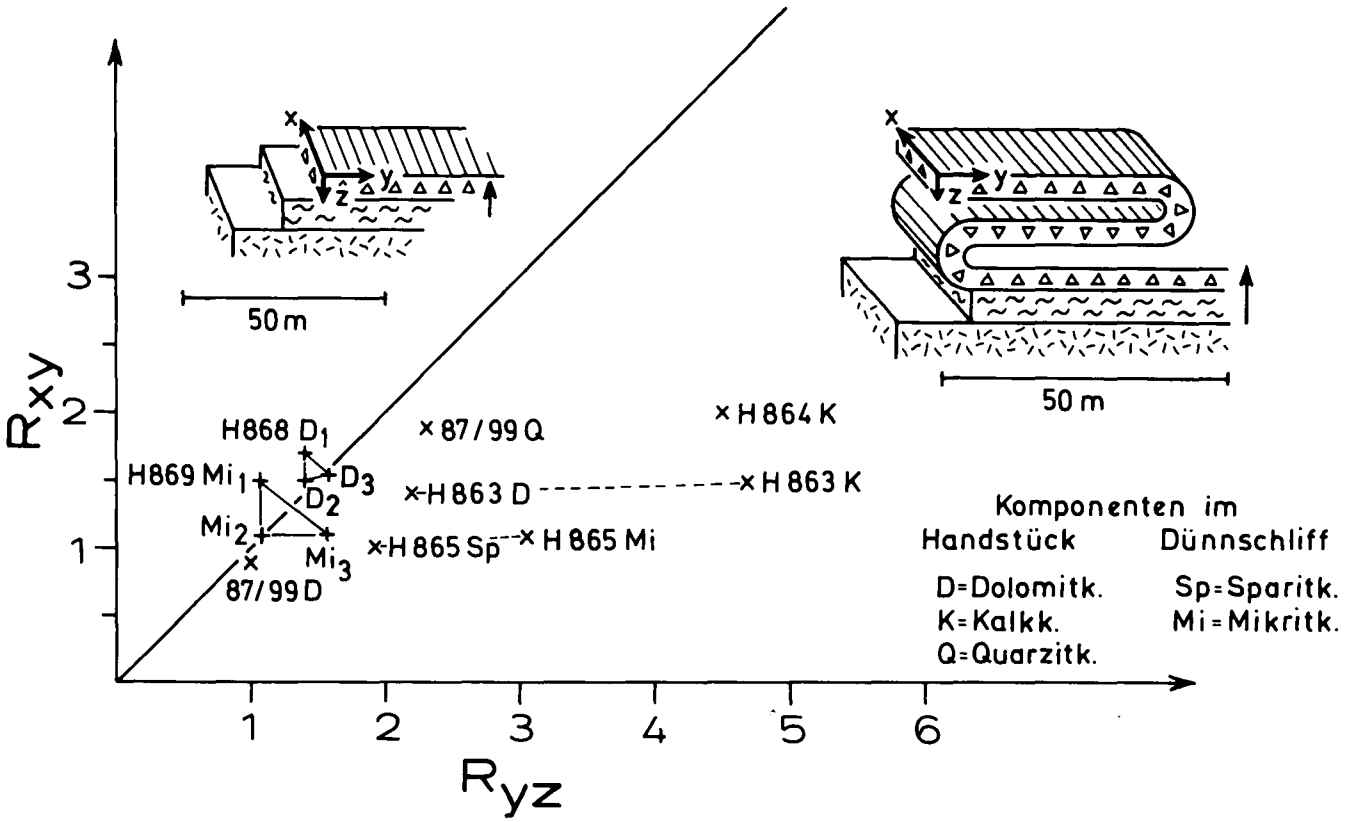


Abb. 36.
Achsen-Elliptizitäts-Relationen ($R_{xy} : R_{yz}$) der Strainellipsoide in den Türkenkogel-Schichten um den Ht. Fuchssee, Hochfeind-Decke, Radstädter Tauern.
Die Werte für Proben aus einer gering verfalteten Serie (Breccie H 868, 87/99; Metaarenit H 869) liegen nahe der „plane strain"-Geraden. Die Berechnung aus den R_f-Werten von xz (D1, Mi1), yz (D2, Mi2) und xy (D3, Mi3) ergibt jeweils ein Fehlerdreieck. Werte für Proben aus einem Liegendfaltenbereich (nicht aus den Faltenscheitel) liegen im „flattening"-Feld. Weitere Erläuterungen im Text.

komponenten parallel zur Hauptlineation (= x-Richtung des Deformationsellipsoides), die quarzverheilten Dehnungsrisse sind senkrecht dazu (yz-Ebene des Ellipsoides). Die quantitative Auswertung der Längen -und Breitenverhältnisse von Komponenten (R_f/Φ-Werte) an orientiert entnommenen Proben bestätigte die Geländebeobachtung. Daneben tritt aber auch der Fall auf, daß in Matrix-gestützten Breccien die verheilten Dehnungsrisse von Dolomitkomponenten parallel zur Lineation orientiert sind (Taf. 6, Fig. 2). In diesem Fall ist die Lineation keine Streckungslineation, möglicherweise gibt es eine zweite Dehnungsrichtung senkrecht dazu.

Die quantitativen Messungen von Breccienkomponenten wurden an orientierten Flächen sowohl im Gelände als auch im Handstück und im Dünnschliff durchgeführt. Die im folgenden angegebenen Verhältniswerte von Länge zu Breite sind Durchschnittswerte von je 50 bis 100 Messungen.

Wie schon im Gelände ersichtlich, zeigten auch die Deformationsanalysen der Breccienkomponenten deutlich das von der Lithologie abhängige Deformationsverhalten. Im folgenden sind einige Elliptizitätswerte im xz-Schnitt (Hauptschnitt des Strainellipsoides) angeführt:

- Dolomitkomponenten: 2,5 : 1 bis 3,4 : 1
- Kalkkomponenten: bis 8,6 : 1
- Serizitphyllitkomponenten: über 12 : 1 (Matrix-ähnliche Deformation).

Auf Grund des unterschiedlichen Deformationsverhaltens wurden nur Komponenten gleichen Typs miteinander verglichen, und nur Gesteine mit ähnlicher Lithologie beprobt. In den isoklinal verfalteten Breccienserien SW Kämpen (Taf. 6, Fig. 5) sind die Dolomitkomponenten um 50 % und die Kalkkomponenten um 400 % mehr gelängt worden als in den nicht verfalteten Serien beim Ht. Fuchssee (Taf. 5, Fig. 3). Eine Darstel-

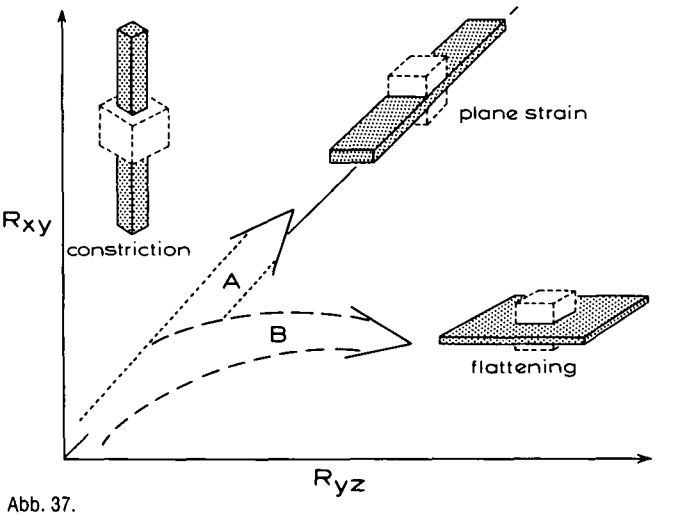


Abb. 37.
Interpretation des Verformungspfades Komponenten-gestützer Breccien in den Türkenkogel-Schichten der Hochfeind-Decke, Fuchsseegebiet, Radstädter Tauern.
Möglicherweise führte eine Überprägung einer frühen „plane strain"-nahen Verformung (A) im Zuge einer nordvergenten Faltung zur Ausbildung einer Plättung (B). Schematische Darstellung der prinzipiell möglichen Deformationsgeometrie ursprünglich kubischer Körper bei gleichbleibendem Volumen („constriction" = uniaxiale Dehnung; „plane strain" = ebene Verformung; „flattening" = uniaxiale Plättung).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lung der auf z = 1 normierten Strainellipsoide findet sich in Abb. 35 (x = in Richtung der Hauptlineation). Der Vergleich der Strainellipsoide für Dolomit- und Kalkkomponenten zeigt, daß sie bei der gleichen „strain"-Geometrie mit unterschiedlicher Intensität deformiert worden sind.

Setzt man nun die Achsenverhältnisse der Verformungsellipsoide in Beziehung (Flinn-Diagramm, Abb. 36), so lassen sich zusätzliche Aussagen über die Art der Gesamtdeformation machen. Trotz der relativ wenigen Werte lassen sich in Bezug auf die 45°-Gerade zwei Bereiche unterscheiden. Im rechten Feld kommt wiederum die unterschiedliche Deformationsintensität von Dolomit- und Kalk- bzw. Sparit- und Mikritkomponenten deutlich zum Ausdruck. Die Werte in diesem Feld des Flinn-Diagrammes repräsentieren eine Plättung. Diese Werte für H 868, H 869 und 87/99D liegen nahe der Geraden, die eine ebene Verformung („plane strain") charakterisiert. Wegen der relativ geringen Deformationsintensität ergeben sich bei der Berechnung der R_{xy}- und R_{yz}-Werte für H 868 und H 869 Fehlerquellen, da schon geringe Meßungenauigkeiten ein Abweichen vom „constrictional"-Feld in das „flattening"-Feld bewirken können. In das linke Feld der uniaxialen Dehnung fallen sonst keine Werte.

Aus der unterschiedlichen Verteilung der Werte im Flinn-Diagramm geht hervor, daß neben einer Plättung auch eine andere Verformung von Breccienkomponenten auftritt. Da diese unterschiedliche Deformationsgeometrie aber auch an unterschiedlich deformierte Schichten gebunden ist, wird die Gesamtdeformation nicht nur einem Verformungsakt zugeschrieben. Als eine mögliche Erklärung kann auf eine Abfolge geschlossen werden, wobei sich die Annahme einer Überprägung mehrerer Deformationsakte anbietet. Daß in Komponenten-gestützten Breccien die besonders an Dolomitkomponenten beobachteten verheilten Risse senkrecht zur Hauptlineation stehen, weist diese Lineation als Streckungslineation aus. Aus Abb. 36 geht hervor, daß die Werte im Plättungsfeld aus stark verfalteten Breccienbänken stammen und eine höhere Deformationsintensität zeigen als Proben außerhalb der verfalteten Areale. Dies legt einen Zusammenhang zwischen intensiver isoklinaler Faltung und Plättung nahe. Als ein mögliches Modell für diese unterschiedliche Deformationsgeometrie bietet sich für den untersuchten Bereich die Interpretation eines Verformungspfades an (Abb. 37), bei dem sich die Gesamtdeformation der Breccienserien aus dem Akt einer „plane strain"-nahen Verformung (A) und einem überprägenden Akt zusammensetzt, woraus eine Plättung resultiert (B). Diese Überprägung kann als Folge der beobachteten b-achsialen Verfaltung angesehen werden (Abb. 38).

Zu vergleichbaren Ergebnissen gelangten auch P. SLAPANSKY & W. FRANK (1987, S. 253) im mittelostalpinen Stockwerk. Auch sie führten die Plättung der aus dem alpinen Verrucano stammenden Quarzit- und Gneiskomponenten auf die Überprägung eines „constrictional strain" zurück. Vergleicht man die normierten Deformationsellipsoide für Quarzitkomponenten aus dem basalen Verrucano

$$(x : y : z = 2{,}5 : 1{,}8 : 1)$$

und den Türkenkogel-Schichten

$$(x : y : z = 4{,}5 : 2{,}3 : 1)$$

so sind die Quarzite im Unterostalpin (um ca. 50 %) deutlich stärker geplättet als im mittelostalpinen Stockwerk.

Über das Alter und den Ablauf der Strukturprägungen sowie über die Problematik, ob die Hauptlineation und damit verbundene Elongation von Breccienkomponenten der Hochfeind-Decke als a-Lineation im Sinne von L. RATSCHBACHER (1987a,b), etwa eines altalpidischen Deformationsaktes, oder als b-Lineation zu interpretieren ist, liegen noch keine neueren Untersuchungsergebnisse vor.

6.1.2. Schichtglieder der Hochfeindfazies

Da die Schichten im Liegenden und Hangenden der Radiolarit-Schichten teilweise sehr ähnlich ausgebildet sind, wird bei einer gemeinsamen Beschreibung der Fazies auf die jeweiligen typischen Unterschiede hingewiesen. Die nachtriadische Hochfeindfazies ist mit lokaler Unterbrechung durch den Radiolarit eine unterschiedlich mächtige Abfolge von Komponenten- und Matrix-gestützen Breccien, Ton- und Kalkschiefern, Metaareniten, grünen Schiefern und Marmorlagen.

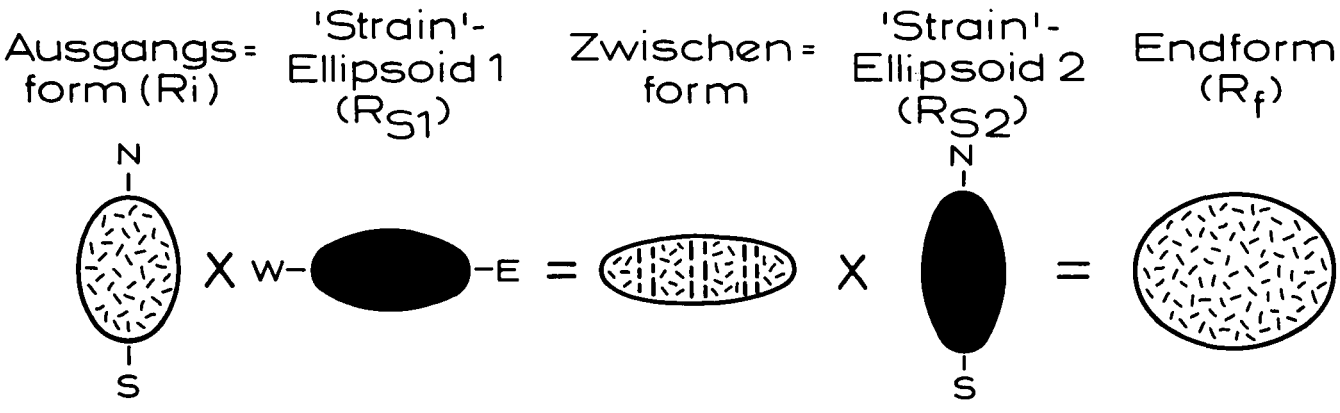


Abb. 38.
Schematische Interpretation der Gesamtdeformation von Dolomitkomponenten (xy-Schnitt des Deformationsellipsoides) aus den Komponenten-gestützten Breccien der Türkenkogel-Schichten, Hochfeind-Decke, Ht. Fuchssee, Radstädter Tauern.
Nach dem in Abb. 37 entworfenen Verformungspfad könnte die finale Elliptizität (R_f) der Dolomitkomponenten als eine Überprägung unterschiedlich orientierter Strainellipsoide interpretiert werden. Möglicherweise führte die erste Deformation der eingeregelten Komponenten (R_i) zu einer Dehnung in Richtung der Lineation (R_{s1}), während vermutlich erst aus einer weiteren Überprägung (R_{s2}) eine Plättung resultierte.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

6.1.2.1. Türkenkogel- und Schwarzeck-Schichten

6.1.2.1.1. Komponenten-gestützte Breccie

A) Ungeregelte Komponenten-gestützte Basalbreccie

Vor dem Einsetzen der Liastonschiefer kam es im heutigen Bereich zwischen Fuchskar und Hochfeind zu einer großflächigen Erosion der Obertrias und lokal verschieden mächtigen Breccienbildungen (Abb. 39). Dieser basale Breccienhorizont kann endogen brecciös und nur wenige dm-mächtig, aber auch undeutlich gebankt bis etwa 5 m-mächtig ausgebildet sein. Die Basalbreccie ist stets ohne Internschichtung. Die dm-mächtigen Breccien führen z. B. im Bereich des Ht. Fuchssees Komponenten von 1–3 cm Größe. Die Breccie besteht ausschließlich aus Karbonatkomponenten. Neben überwiegend Dolomitkomponenten treten SW des Ht. Fuchssees lokal massenhaft Komponenten der schwarzen, fossilführenden Kössener Schichten auf, die 2–10 cm und maximal 30 cm Länge erreichen. Der Modalwert der m-mächtigen Breccie im Heissenkar beträgt ebenfalls nur 2–3 cm, während der Mittelwert der drei größten Komponenten 15 cm erreicht. In der bis

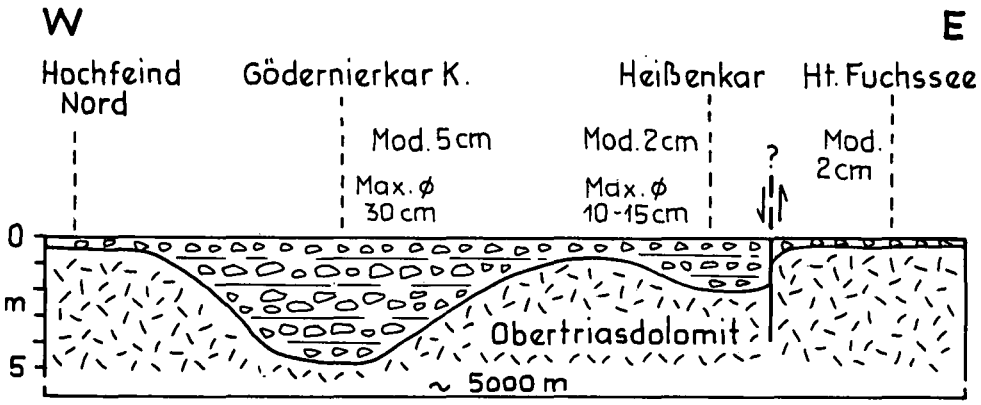


Abb. 39.
Schematisches Ost-West-Profil der diskordanten Liasbreccie im Hochfeindgebiet, Hochfeind-Decke, südliche Radstädter Tauern.
Die Ablagerung der Komponenten-gestützten Karbonatbreccie dürfte auf einem subaerisch erodierten und von Störungen geprägten Relief erfolgt sein.

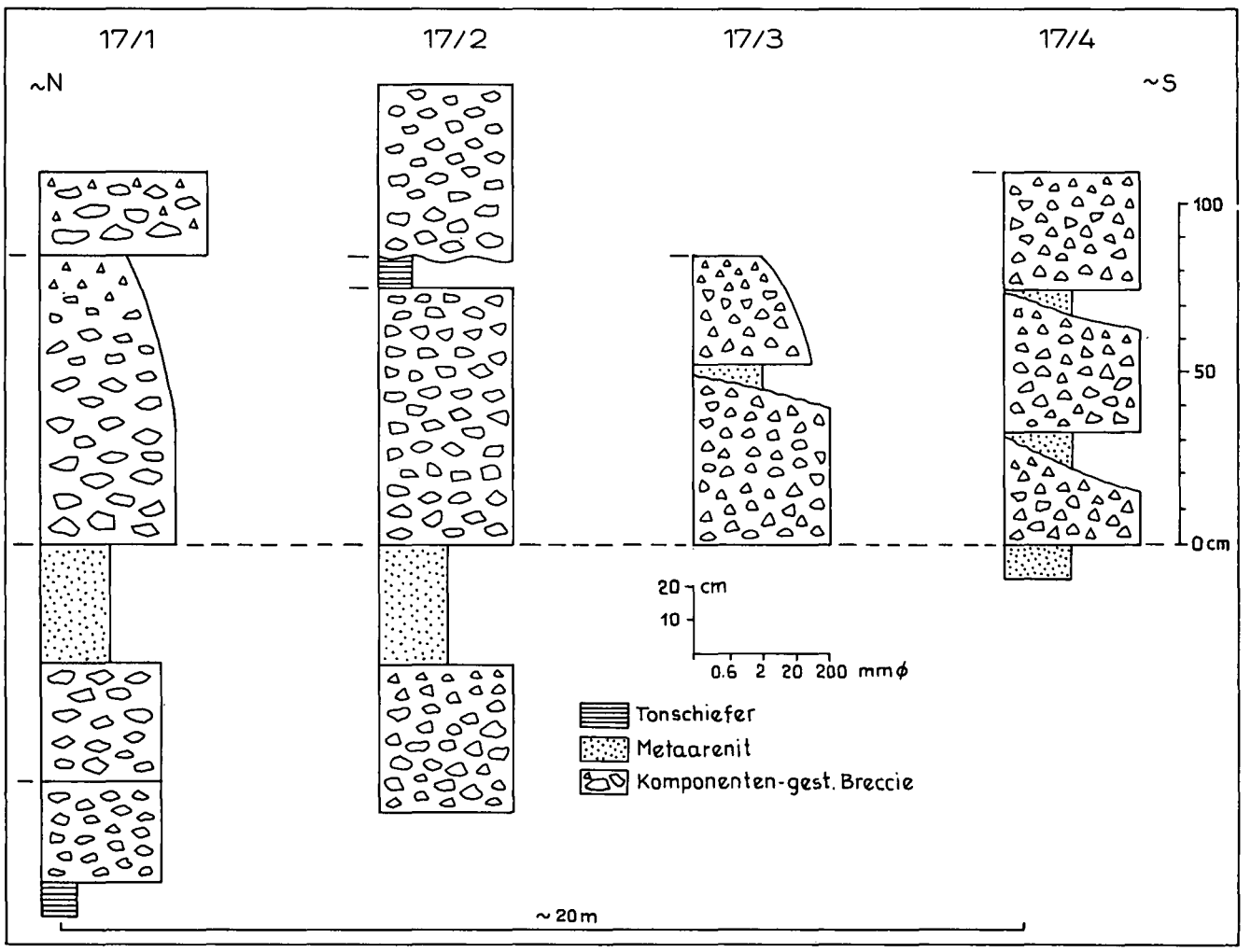


Abb. 40.
Detailprofil der Türkenkogel-Schichten am Nordostufer des Ht. Fuchssees, Hochfeind-Decke, SW Tweng.
In der geringmächtigen Entwicklung der Türkenkogel-Schichten treten basal sowohl normal-gradierte als auch invers-gradierte Breccienbänke auf. Quarzarenite bilden auskeilende Lagen zwischen geringmächtigen, Komponenten-gestützten Breccienbänken.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

5 m-mächtigen Breccienserie nördlich des Gödernierkar-Kopfes beträgt der Mittelwert der drei größten Komponenten 30 cm, während gleichzeitig auch das mittlere Spektrum auf 1–10 cm zunimmt. Die Karbonatkomponenten sind eckig bis kantengerundet („angular" bis „subangular") und in karbonatischer bis Tonschiefer-Matrix eingebettet. Diese Breccie fällt besonders durch die bräunliche Farbe der eisenhältigen karbonatischen Matrix weithin auf („Eisendolomit" [E. CLAR, 1937c, Abb. 9]). Den hangenden Abschluß dieser Breccie bildet, unabhängig von ihrer Mächtigkeit, eine mm- bis cm-dicke grünliche Tonschieferkruste.

Da andere Komponenten wie z. B. Quarzit und Kristallin fehlen, dürfte die Erosion in dieser Zeit auf die Triaskarbonate, vermutlich der Obertrias, beschränkt gewesen sein, worauf auch die gering-mächtige Ausbildung dieser Komponenten-gestützten Breccie hinweist. Für diese basal diskordanten, „clast- supported mass flow"-Ablagerungen, die sich nicht mit den marinen Schichten verzahnen, kann eine subaerische Ablagerung vermutet werden.

B) Komponenten-gestützte Breccien der höheren Türkenkogel-Schichten

Diese Breccien wurden bisher in der Literatur allgemein als „Türkenkogelbreccie" bezeichnet. Die geregelte bis ungeregelte Komponenten-gestützte Breccie tritt in 1–20 m mächtigen, meist über mehrere Zehnermeter lateral verfolgbaren Lagen auf. Beim Gödernierkar-Kopf konnte das rasche Auskeilen einzelner Breccienbänke beobachtet werden. Kleinräumige Breccienlinsen, wie sie für die Komponenten-gestützte Tarntaler Breccie der Hippoldfazies charakteristisch sind, fehlen. Obwohl in einigen, nur wenige m-mächtigen Breccienbänken auch m-große Komponenten auftreten, nimmt im allgemeinen der Modalwert sowie der Mittelwert der drei größten Komponenten in linearer Beziehung mit der Bankmächtigkeit zu. Wo ferner mächtige, ungeregelte Breccienbänke, wie z. B. beim Gödernierkar-Kopf (Abb. 50, Prof. 30) auftreten, ist auch die Gesamtmächtigkeit der Türkenkogel-Schichten sehr groß. Die ungeregelten Breccien bilden den häufigsten Typ innerhalb der Türkenkogelbreccie. Die Bankunterseiten sind meist ebenflächig ausgebildet, nur im Bereich des SW Fuchskares und beim Ht. Fuchssee (Abb. 43 und 50, Prof. 17/2, 21, 22, 25, 29) tritt deutliche Basalerosion auf.

Vergleichsweise seltener kommen normal-gradierte Breccientypen oder Breccienbänke mit einer andeutungsweisen invers- bis normal-gradierten Internschichtung vor. In einigen Breccienbänken beim Ht. Fuchssee (Abb. 40, Prof. 17) tritt eine Abnahme der Komponentengröße gegen das Hangende auf. Eine Breccienbank in der mächtigen Breccienentwicklung im Westen (Abb. 50, Prof. 30) geht hangend in einen Metaarenit über. Nur wenige Breccienbänke zeigen beim Ht. Fuchssee und im SW-Fuchskar (Abb. 43, Prof. 25) zuerste eine Zunahme der Komponentengröße gegen die Bankmitte und eine nachfolgende Abnahme gegen das Hangende. Im Fuchskar treten übereinander drei mehrere m-mächtige Breccienbänke mit invers- bis normal-gradierter Internschichtung auf (Abb. 43).

Komponenten

Über einigen Metern Tonschiefer und Kalkmarmor des Lias führen bereits die ersten Breccienbänke beim Ht. Fuchssee neben Kalk- und Dolomitkomponenten

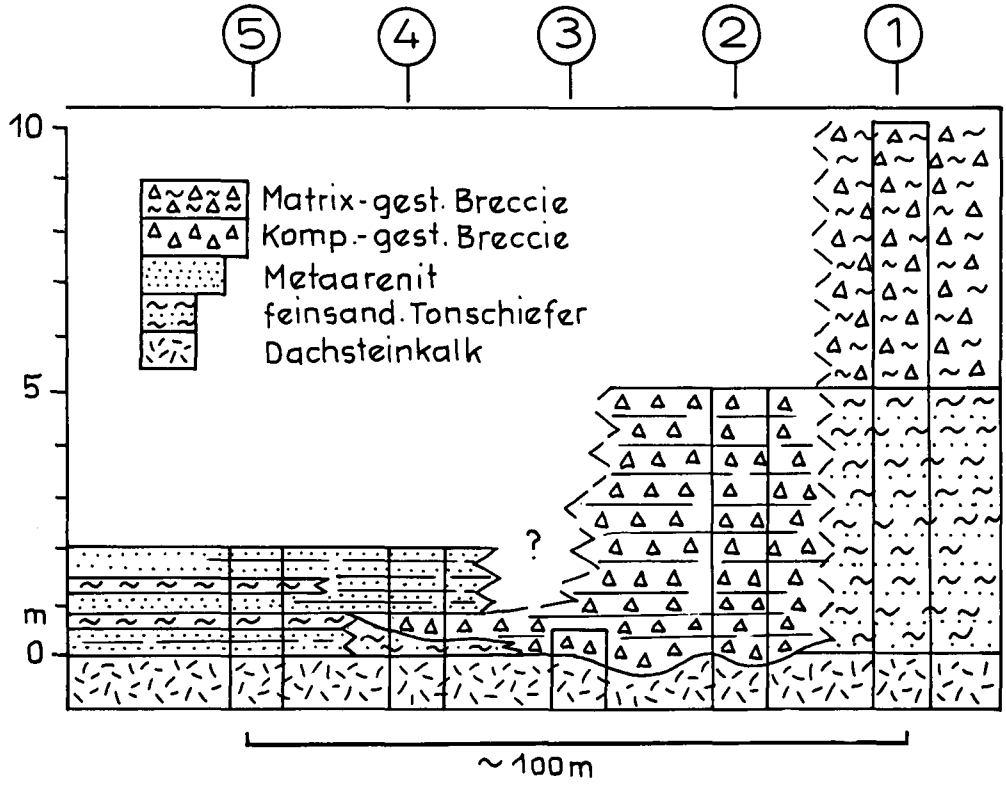


Abb. 41.
Detailprofile der Türkenkogel-Schichten des südwestlichen Fuchskares und Rekonstruktion der Faziesverteilung, Hochfeind-Decke, SW Tweng.
Auf einer Länge von ca. 50 m lagern Breccienbänke aus dem Niveau der Lias-Tonschiefer rinnenartig diskordant auf Dachsteinkalk. Im Bereich der geringmächtigen Türkenkogel-Schichten des Fuchskares dürfte es zu synsedimentären Störungen gekommen sein, entlang derer es zu einer Gesteinszerrüttung und in der Folge zu einem kanalisierten Breccientransport gekommen sein dürfte.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

auch Quarzit- und Kristallinkomponenten. Karbonatkomponenten dominieren, Quarzitkomponenten treten schon relativ häufig auf, Mikroklin-führende Gneise sind selten. Als Großschollen treten neben Dolomit- auch Quarzitkomponenten auf. Im Süden, im Profil der Zepp-Spitze, kommen im Hangenden der ca. 20 m mächtigen Türkenkogelbreccie erstmals auch kleinere Schollen von grünen Schiefern mit sichtbaren Hellglimmerblättchen vor. Daß die Quarzitkomponenten nicht etwa von einem aufgearbeiteten Radiolarithorizont stammen, läßt sich aus dem Vergleich der Schwermineralspektren lithologisch ähnlicher Quarzite ableiten (Tab. 7). Auf Grund des hohen Zirkongehaltes der in der Türkenkogelbreccie auftretenden Quarzitkomponenten (z. B. H 10, H 433) ist die Herkunft von einem Radiolarit auszuschließen. Daß neben den Quarzitkomponenten auch schon Kristallinkomponenten auftreten, belegt außerdem die Erosionstiefe im Liefergebiet bis unter das Niveau des Lantschfeldquarzites.

Die Zusammensetzung der Breccie läßt im Vergleich mit der Schichtfolge anderer unterostalpiner Decken in den Radstädter Tauern auf eine Erosion von Triaskarbonaten, Triasquarziten (Typ Lantschfeldquarzit) und, bereits in geringem Umfang, von vortriadischem Kristallin schließen. Eine Abtragung paläozoischer Karbonate kann nur vermutet werden.

Die 5 m mächtigen Breccienbänke westlich der Lakkenspitze (Abb. 48, Prof. 8,9) führen Komponenten mit einem Modalwert von 5 cm und erreichen maximal 30 cm Länge. Auch in nur 1 m mächtigen Breccienlagen beträgt der Komponentendurchmesser 3–5 cm (Abb. 50, Prof. 11). Weiter nördlich führt eine 4 m mächtige Breccienbank ein Spektrum von 1–10 cm Größe. Das Vorkommen m-großer Dolomitschollen in den nur wenige Meter mächtigen ungeregelten Breccienbänken ist auf den Bereich Ochsenalm-Zepp-Spitze – Ht. Fuchssee beschränkt. Die 2–3 m mächtigen, invers- bis normal-gradierten Breccienbänke des SW Fuchskares (Abb. 50, Prof. 25) führen bei einem Modalwert von 3 cm im Mittelabschnitt jeder Bank steilstehende Karbonatkomponenten von 10–20 cm Länge. In der mächtigen Breccienentwicklung des Gödernierkar-Kopfes treten ungeregelte Breccienbänke auf, die bei einer Mächtigkeit von 2 Metern 1–3 cm große Komponenten und bei einer Bankmächtigkeit von 5 Metern durchschnittlich 1–10 cm und bis maximal 50 cm große Karbonatkomponenten führen. Die Komponenten-gestützten Breccien sind durchwegs schlecht sortiert und die nicht deformierten Komponenten weisen Rundungsgrade der Klassen „angular" bis „subangular" auf. Die Matrix der Komponenten-gestützten Türkenkogelbreccie ist kieselig bis karbonatisch.

Sedimentäre Strukturen

Als sedimentäre Strukturen sind neben Internschichtung, Basalerosion und Auskeilen von Breccienbänken die Einregelung schollenartiger Komponenten erkennbar.

Am Ostufer des Ht. Fuchssees tritt eine Wechsellagerung Komponenten-gestützer Breccien mit Metaarenitlagen auf. Es läßt sich verfolgen, daß sich eine 0,8 m mächtige Breccienbank nach Süden in mindestens zwei Bänke mit arenitischen Zwischenlagen aufspaltet (Abb. 40, Prof. 17/1–4). Da in den beiden südlicheren Profilen (17/3–4) über einer schrägen Breccienoberkante Metaarenitlagen folgen, wird auf eine wiederholte Breccienschüttung geschlossen, die in einem zentraleren Bereich (Prof. 1–2) als durchgehende Breccienlage

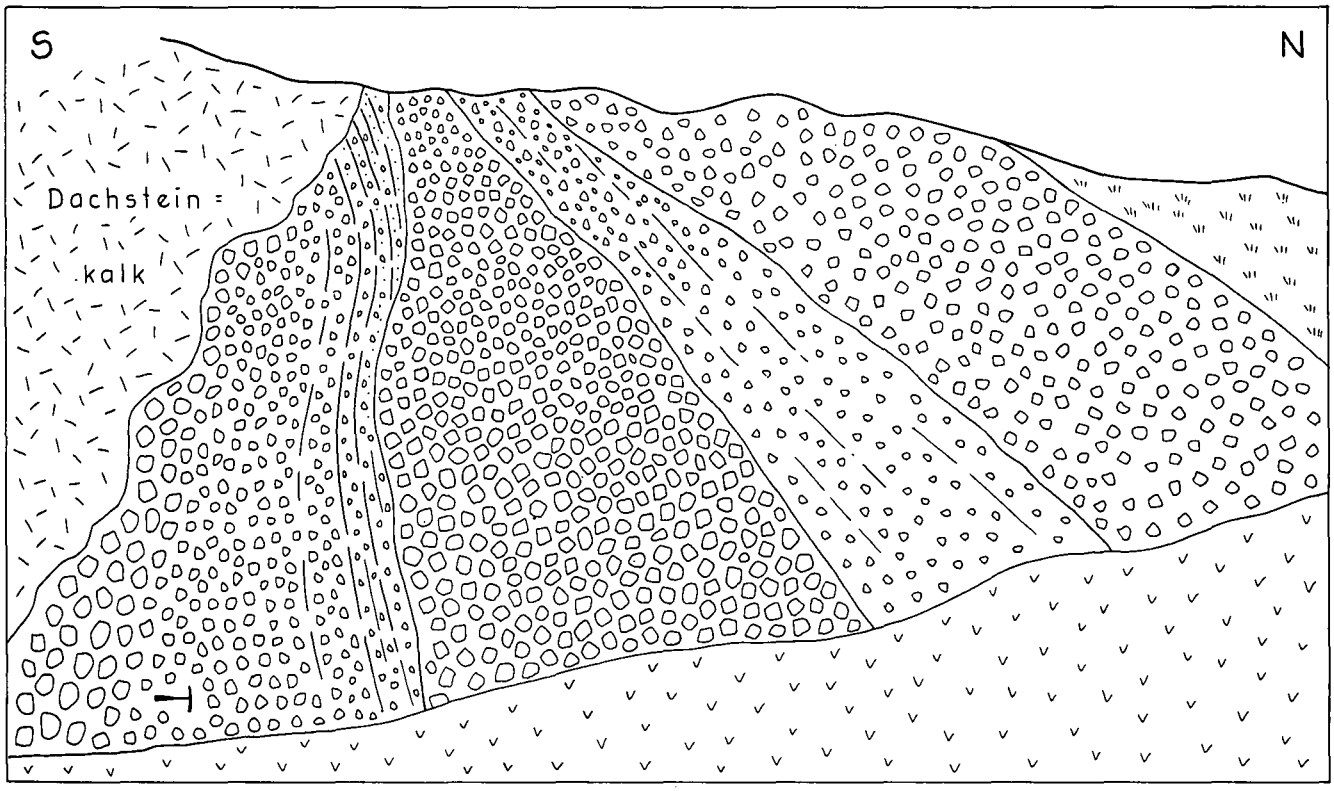


Abb. 42.
Sedimentologische Detailstrukturen der Türkenkogelbreccie im südwestlichen Fuchskar (Prof. 25, Basis), Hochfeind-Decke, SW Tweng.
In einem N–S-Aufschluß lagert eine mächtigere Breccienentwicklung mit teilweise invers- bis normal-gradierten Bänken diskordant auf Dachsteinkalk (Hammer = Maßstab). Das Anschwellen der einzelnen Breccienbänke von Süden nach Norden und die Größenverteilung der Komponenten lassen auf „channel"-Ablagerungen und auf eine Schüttung schräg zur Nord–Süd-Richtung schließen.

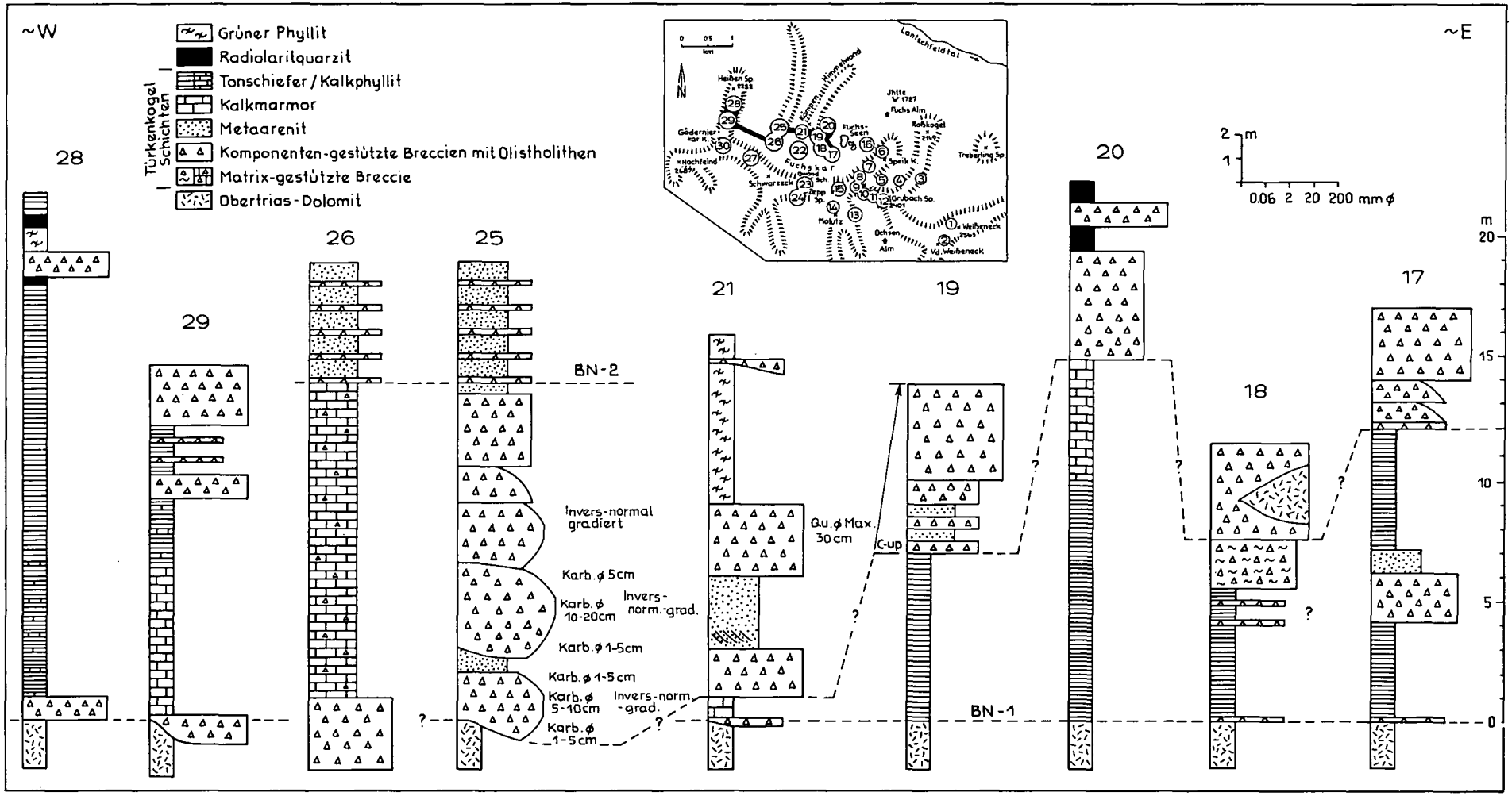


Abb. 43.
Ost–West-Profile der Türkenkogel-Schichten der Hochfeind-Decke im Fuchsalm-Gebiet SW Tweng.
Die im Hangenden der Obertrias (Bezugsniveau 1) auftretenden Türkenkogel-Schichten lassen eine rasche horizontale und vertikale Änderung der Breccienentwicklung erkennen. Die Komponenten-gestützten Breccien sind meist ungeregelt oder invers- bis normal-gradiert.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und lateral als Breccien-Metaarenit-Wechsellagerung erhalten ist. Die Geometrie dieser einzelnen Breccienkörper ist bei ebener Unterkante konvex.

Im südwestlichen Fuchskar erodiert eine ca. 5 m-mächtige, Komponenten-gestützte Breccie auf ca. 50 m Ost–West-Erstreckung bis auf Dachsteinkalk. Die räumliche Rekonstruktion aus den Detailprofilen (Abb. 41) ergibt, daß die Breccie diskordant die Tonschiefer überlagert, rinnenförmig in den triadischen Untergrund eingereift und sich lateral wieder sehr rasch mit Tonschiefern und Matrix-gestützten Breccien verzahnt. Im südwestlichen Fuchskar sind weitere, den Dachsteinkalk diskordant überlagernde Breccien mit metertiefer Basalerosion (Abb. 42) aufgeschlossen. Die Querschnitte der Breccienrinnen sind heute schräg zur Nord–Süd-Richtung orientiert. Auf diesen Bereich des Fuchskares sind auch die diskordanten, invers- bis normal-gradierten Breccienbänke (Abb. 43, Prof. 25 und Abb. 44) beschränkt. In mehreren dieser bis auf Dachsteinkalk erodierenden Breccienbänke ist auf den Schichtflächen der Bankoberseite eine deutliche Einregelung der Karbonatkomponenten zu beobachten, wobei eine tektonische Längung ausgeschlossen werden kann. In einer 20 cm mächtigen Bank erreichen die Komponenten eines gröberen, ca. 1 m breiten, zentralen Breccienstromes 2–8 cm Länge, während die Komponenten nach beiden Seiten auf je 1 m Breite nach außen hin bis auf 0,5–1 cm Länge abnehmen. In einer m-mächtigen Breccienbank erreichen die Karbonatkomponenten bei durchschnittlich 1–10 cm Größe eine maximale Länge von 25–40 cm. Dabei ist eine Längsachsenorientierung der größeren Komponenten in NNE–SSW-Richtung erkennbar. Aus der heutigen azimutalen Orientierung eingeregelter Komponenten und rinnenförmiger Querschnitte von „eingefrorenen" Breccienströmen kann auf ein stärkeres Auffächern der einzelnen Schuttströme um die heutige Nord–Süd-Richtung geschlossen werden. In den Breccienbänken nördlich vom Hochfeind (Abb. 46) ist Basalerosion an invers-gradierten Breccienbänken zu beobachten.

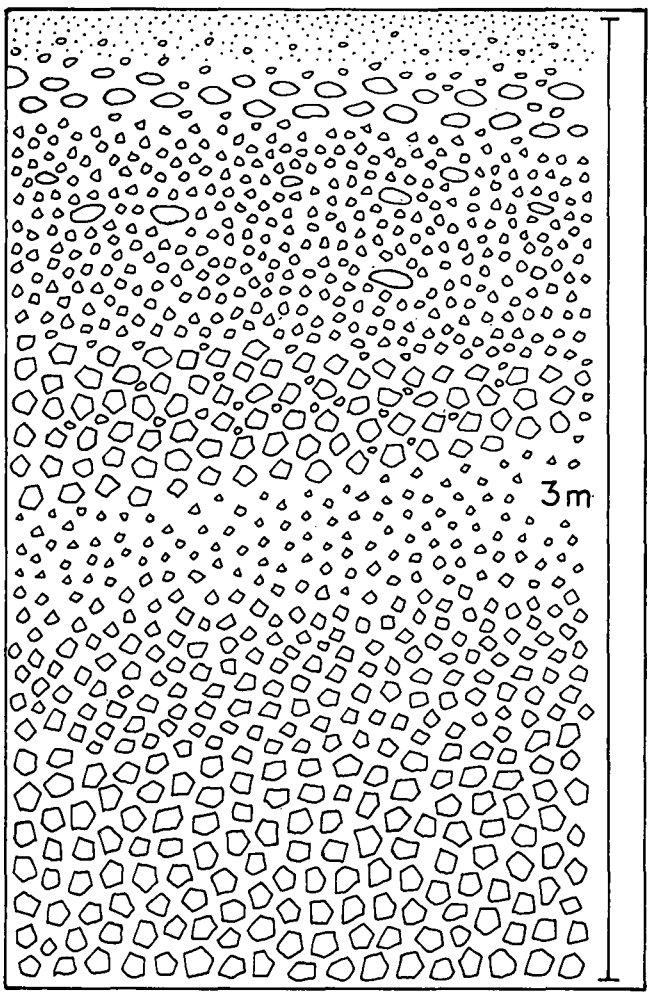


Abb. 44.
Sedimentologische Detailstrukturen einer 3 m mächtigen Bank der Türkenkogelbreccie im Sattel 500 m SW Kämpen. Die durchgehenden Breccienbank zeigt basal normal Gradierung, im Mittelteil eine inverse und hangend wieder eine normale Gradierung.

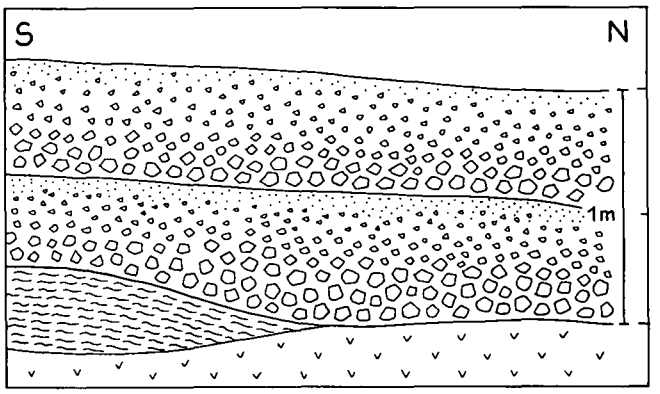


Abb. 45.
Sedimentologische Detailstrukturen der Türkenkogelbreccie im südwestlichen Fuchskar, 600 m nördlich des Schwarzecks. Die normal-gradierte Türkenkogelbreccie tritt in 0,5 m mächtigen Bänken auf.

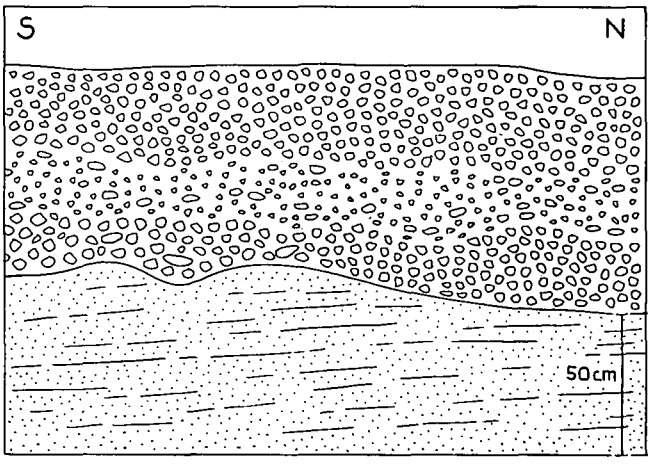


Abb. 46.
Sedimentologische Detailstrukturen der Türkenkogelbreccie an der Gödnierkar-Kopf-Nordseite. Die meterdicke Karbonatbreccie ist normal- bis invers-gradiert und erodiert unregelmäßig die basale, metermächtige Quarzarenitbank.

Zahlreiche sedimentäre Detailstrukturen finden sich auch in der Breccienserie westlich des Lackenkogels (Abb. 47, Prof. 9). Es treten invers- bis normal-gradierte und basal diskordant einschneidende Breccienbänke auf. In kleinräumigem Wechsel werden Breccien- und Sandsteinlinsen durchzogen oder von Sandsteinbänken diskordant überlagert. Da die arenitischen Ablagerungen nicht die unterlagernde Breccie erodiert haben können, wird die rinnenartige Struktur der Sandsteinbank (83/17) als Reliefauffüllung eines unregelmäßig auskeilenden Breccienkörpers durch die arenitische

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Fazies gedeutet. Die hangende, ca. 20 m mächtige, undeutlich gebankte, Komponenten-gestützte Breccie SW des Lackenkogels (Abb. 48, Prof. 9) geht gegen Norden in eine Wechsellagerung ca. 5 m mächtiger Einzelbänke mit geringmächtigen Tonschieferzwischenlagen über. Weiter nördlich keilt diese Breccienserie in einer nur mehr 4 m mächtigen, Komponenten-gestützten Breccienbank aus.

Wie im Profil Lackenkogel-Süd (Abb. 48, Prof. 9) treten in ähnlicher Position NW der Grubachscharte invers- bis normal-gradierte Breccienserien auf. Eine nur 50 cm mächtige Bank besteht aus zwei übereinanderfolgenden, doppelt-gradierten Bänken aus Grobsandstein und Feinbreccien bis 1 cm Komponentengröße. Diese Feinbreccienbänke ändern lateral rasch ihre Mächtigkeit oder gehen in Kalkphyllite über.

Da die invers- bis normal-gradierten Breccienbänke häufig Basalerosion erkennen lassen, wird deren Ablagerung auf ein rasches Komponentenfließen zurückgeführt. Aus Rezentvergleichen ist bekannt, daß selbst Granit durch rasch fließende, materialbeladene submarine Suspensionsströme erodiert wird. Die Bildung von ungeregelten Breccienbänken ohne Basalerosion wird hingegen auf ein relativ langsameres, „breiartiges" Komponentenfließen zurückgeführt.

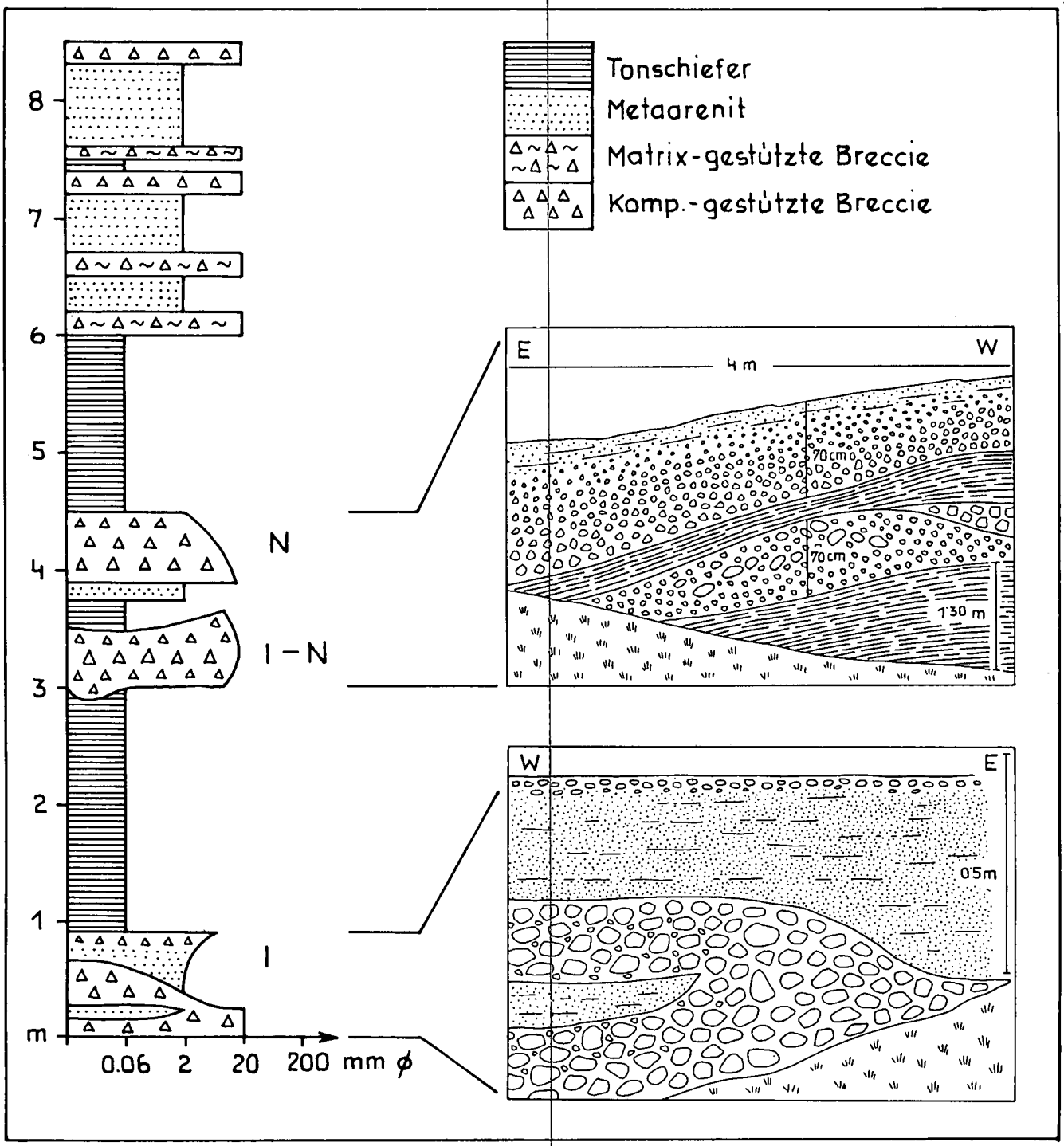


Abb. 47.
Breccienverteilung innerhalb der mächtigen Türkenkogel-Schichten im Abschnitt Lackenkogel Süd (Prof. 9), Hochfeind-Decke SW Tweng. In der Scharte zwischen Lackenspitze und Zepp-Spitze treten invers- bis normal-gradierte Breccienbänke auf (I–N).

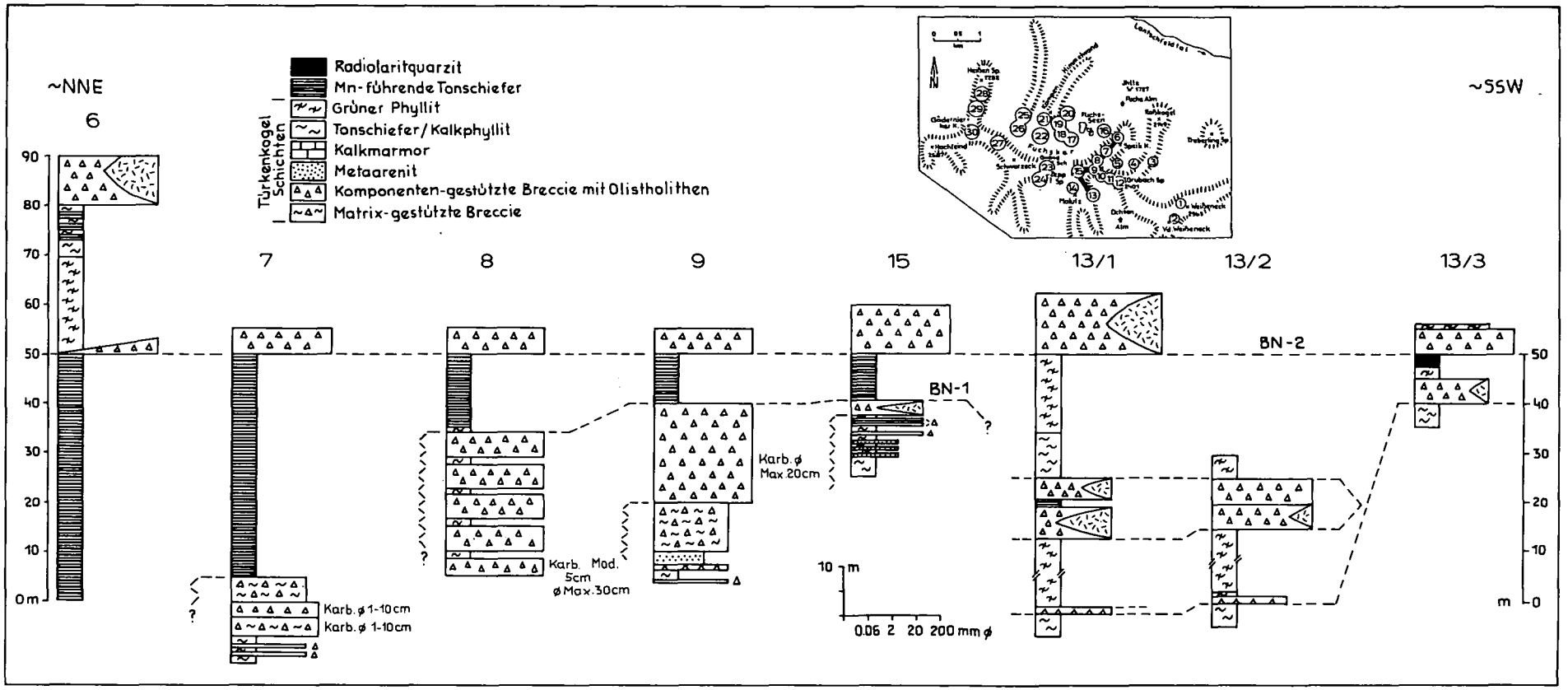


Abb. 48.
Nord–Süd-Profile der Türkenkogel-Schichten der Hochfeind-Decke im Fuchsalm-Gebiet SW Tweng.
Die Profile wurden auf das markante Einsetzen der Schwarzeckbreccie (BN-2) bezogen. Weitere Bezugsniveaus bilden einzelne, im Gelände verfolgbare Breccienbänke.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Aus den „strain"-Analysen der im Handstück und Dünnschliff gemessenen Komponenten lassen sich folgende sedimentologische Aussagen ableiten:

- Alle „unstrained plot"-Diagramme zeigen, daß keine primäre Imbrikation vorgelegen haben kann.
- Die aus den R_f- und R_s-Werten ermittelten R_i-Werte geben Hinweise auf die initiale Elliptizität der Komponenten. Aus den errechneten R_i-Werten der untersuchten Dolomitkomponenten ist ersichtlich, daß diesen ursprünglich eine etwas längliche Gestalt eigen war. Im Durchschnitt betrug der Unterschied zu einer isometrischen Form 10 % bis 40 %. Die Orientierung der errechneten längeren Komponentenachse ist stets senkrecht zur Lineation (z. B. H 863, H 868, H 869). Das bedeutet, daß bei einer ursprünglich etwa Ost–West-orientierten Lineation die Dolomitkomponenten primär in Nord–Süd-Richtung eingeregelt waren (vgl. Abb. 38).

Dieses Ergebnis paßt gut ins Gesamtbild, da einerseits aus der räumlichen Verteilung der grob- und feinklastischen Ablagerungen auf eine zungenförmige Erstreckung der Breccienablagerungen in Nord–Süd-Richtung geschlossen wird und andererseits für die Ablagerung der Komponenten-gestützten Breccien ein „debris flow"-Mechanismus in Frage kommt, bei dem die Komponenten in Fließrichtung eingeregelt werden.

Die für Quarzitkomponenten errechnete Ausgangsform weist auf isometrische Formen (R_i in xz und yz = 1) hin, was in nicht deformierten Breccienbänken auch an der parallelepipedischen Form der Quarzitkomponenten (ehemalige Kluftkörper) erkennbar ist.

Charakterisierung von Profilabschnitten

In den Türkenkogel-Schichten tritt die „clast-supported mass flow"-Fazies wiederholt in Wechsellagerung mit Ton- und Kalkschiefern auf.

Nach der Gesamtentwicklung der Breccienfazies lassen sich zwischen Hochfeind und Weißeneck, im Lias bis Dogger, drei länger aktive Hauptschüttungsbereiche rekonstruieren. Die größte Schüttungskapazität erreichte ein westlicher Zufuhrkanal, wie aus den Breccienablagerungen des Gödernierkares (Abb. 50, Prof. 30) zu schließen ist. In diesem Abschnitt erreichte auch schon die Schüttung der diskordanten Basalbreccie (Abb. 39) ihre größte Mächtigkeit.

Eine weitere, lang anhaltende Breccienschüttung erfolgte aus einem östlicheren Zufuhrkanal, im Bereich der Lackenspitze. Wie aus der Breccienverteilung in Abb. 48 (Prof. 7–9) ersichtlich, endete diese Breccienentwicklung gegen Norden. Zwischen diesen mächtigen Breccienserien befindet sich im Fuchskargebiet eine insgesamt gering-mächtigere Breccienentwicklung.

C) Komponenten-gestützte Breccie der Schwarzeck-Schichten

Die Schwarzeckbreccie ist im Osten des Bearbeitungsgebietes (Grubach-Sp., Abb. 52, Prof. 4) als durchgehende, etwa 70–90 m mächtige, Komponenten-gestützte Breccie aufgeschlossen und nimmt nach Westen rasch an Mächtigkeit ab. Im Bereich der Lakkenspitze untergliedern bereits mächtige grüne Phyllite diese Breccienserie. Im Bereich der Heißenspitze treten, 4000 m westlich der mächtigen Breccienentwicklung, nur mehr m-mächtige Bänke und Linsen der

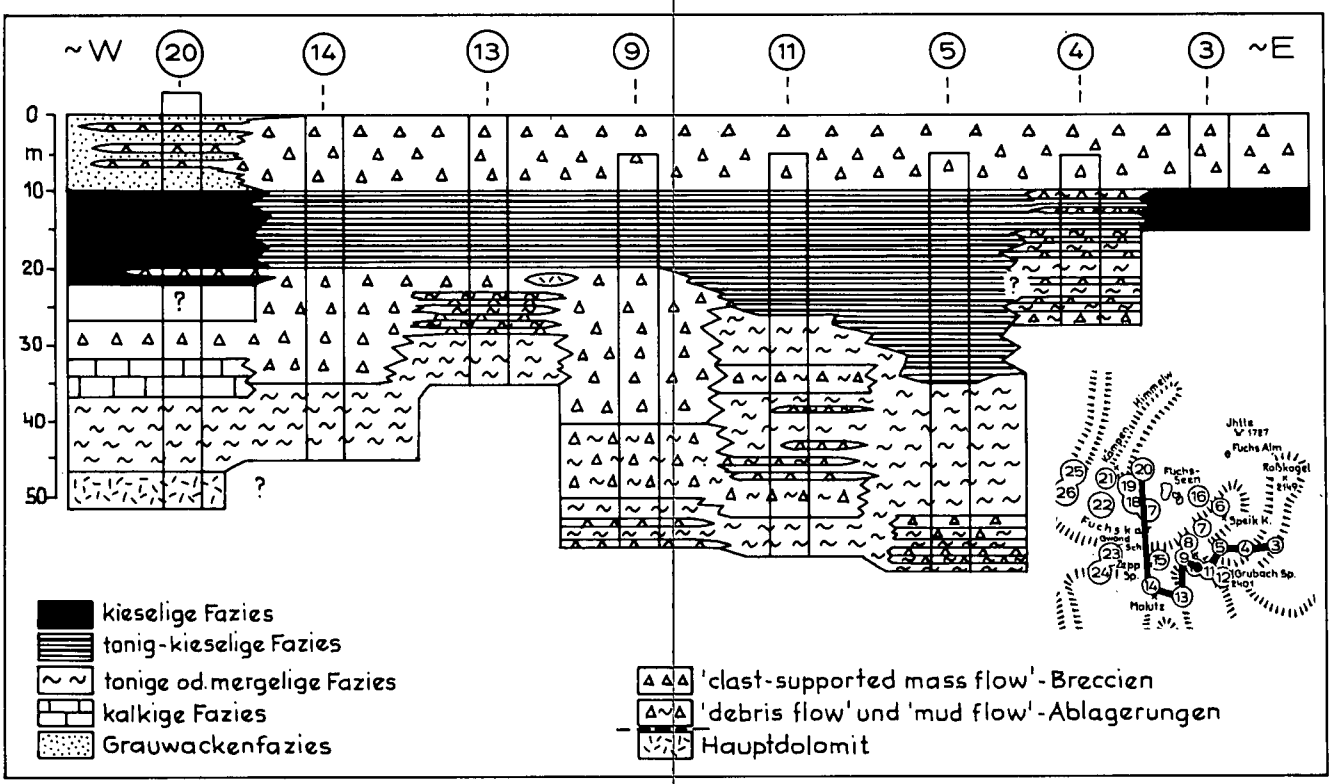


Abb. 49.
Ost–West-Faziesrekonstruktion der Türkenkogel-Schichten der Hochfeind-Decke im Fuchsalm-Gebiet SW Tweng, Ostabschnitt.
Die Profile wurden auf das willkürlich horizontal gewählte Liegendniveau der Schwarzeck-Schichten im Hangenden des Radiolarits bezogen. Die Breccienfazies der mächtigen Türkenkogel-Schichten ist bei einem primären Ende gegen Norden (z.B. Lackenspitze, vgl. Abb. 48, Prof. 7–9) in Ost–West-Erstreckung sehr wechselhaft ausgebildet.

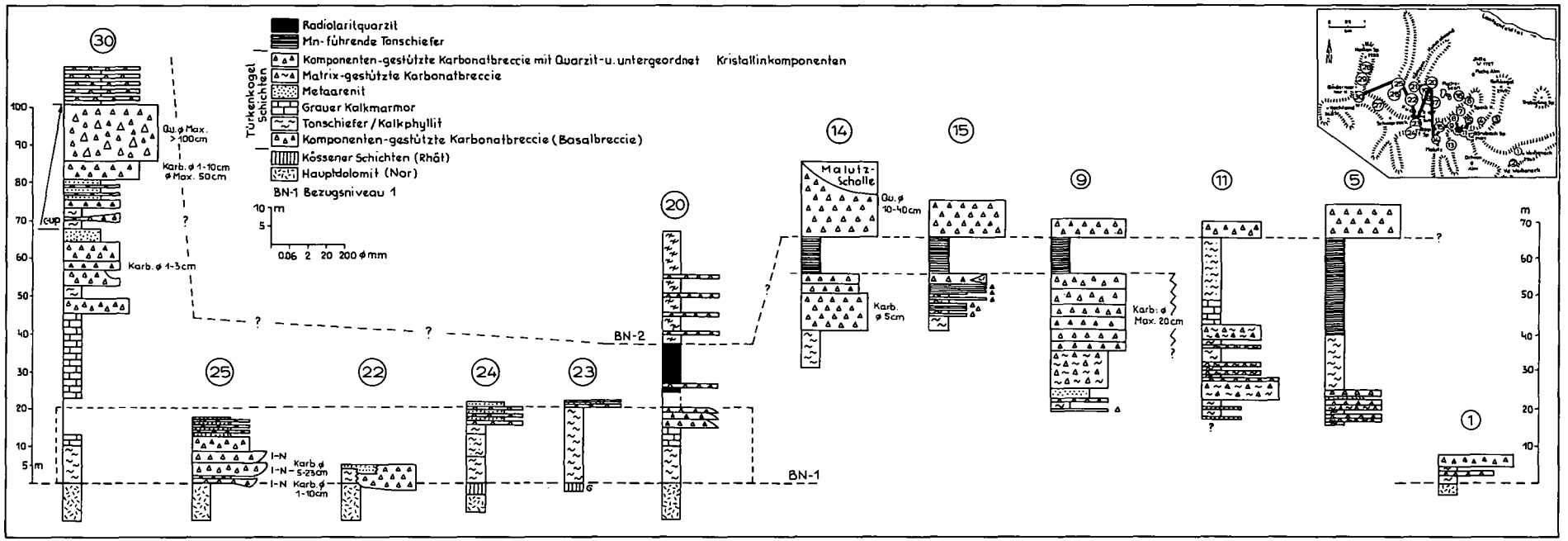


Abb. 50.
Ost–West-Profile der Türkenkogel-Schichten der Hochfeind-Decke im Fuchsalm-Gebiet SW Tweng.
Als liegendes Bezugsniveau wurde die Obertrias und als hangendes Bezugsniveau (BN-2) die Hangendgrenze der Radiolarit-Schichten gewählt. Der strichliert eingezeichnete Ausschnitt ist mit dem weiter nördlich gelegenen Bereich (Abb. 43) vergleichbar.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Komponenten-gestützten Breccie innerhalb der mächtigen grünen Phyllite auf. Die Unter- und Obergrenze einiger Brecciennіveaus ist durchgehend aufgeschlossen und eignet sich sehr gut als Bezugshorizont zur Parallelisierung der einzelnen Profile. Auf Grund des hohen Anteils an kristallinen Schiefer-Komponenten und der Wechsellagerung der Komponenten-gestützten Breccie mit den grünen Phylliten der Schwarzeck-Schichten kommt es zu einer stärkeren Durchbewegung der Breccie, wie aus den deformierten Komponenten zu erkennen ist. Hausgroße Karbonatkomponenten wurden bei der Durchbewegung boudiniert, die den Olistholithen auflagernden Breccien entsprechend ausgedünnt.

Die Komponenten der mächtig entwickelten, Komponenten-gestützten Schwarzeckbreccie sind häufig gut geregelt. Der lagenweise Wechsel von Kristallin-Quarzit- und Karbonatkomponenten läßt trotz der undeutlichen Bankung noch gut die ursprüngliche Schichtung erkennen. Gradierte oder invers- bis normal-gradierte Breccientypen kommen in der Schwarzeckbreccie nur selten vor.

Komponenten

In der Schwarzeckbreccie (Taf. 7, Fig. 6) treten Karbonat (= A)-, Quarzit (= C)- und Kristallinkomponenten (= B) in unterschiedlichem Verhältnis auf. Am häufigsten kommt Breccientyp A vor, der überwiegend aus Karbonatkomponenten besteht, Typ B ist seltener und Typ C tritt nur SE des Malutz (C60 A20 B20) und an der Basis der Schwarzeck-Schichten, im Rinnenprofil 500 m NW Grubachscharte auf (C60 A10 B30).

Eine Zuordnung der Komponenten zu bestimmten stratigraphischen Schichtgliedern war bisher nur indirekt möglich. Für die Karbonatkomponenten kommt vor allem Trias in betracht, da im Unterostalpin mächtige mittel–obertriadische Dolomite entwickelt sind. Ein Nachweis paläozoischer Karbonate war bisher nicht möglich. Paläozoische Karbonate treten aber auch in den heutigen unterostalpinen Decken profilmäßig nur untergeordnet auf. Die Quarzitkomponenten sind lithologisch dem Lantschfeldquarzit sehr ähnlich. Jurassische Arenite kommen als Liefergebiete deshalb nicht in Frage, weil keine mit Metaareniten der Türkenkogel-Schichten stets zusammen vorkommenden Breccien resedimentiert worden sind. Auch die Ähnlichkeit mit den Bänderquarziten des Radiolaritniveaus ist nur im Handstück gegeben, da die Quarzitkomponenten in der Schwarzeckbreccie stets reine Quarzite, ohne Manganführung, sind. Schließlich treten die gleichen Quarzitkomponenten ja auch schon in der Türkenkogelbreccie auf. Als Liefergebiet für die Quarzitkomponenten dürfte ein Triasbasisquarzit, vor allem ein Lantschfeldquarzit der unteren Trias, in Frage kommen.

Da den Schwarzeck-Schichten heute das Kristallin der überschobenen Lantschfeld-Decke aufruht, liegt der Vergleich zwischen Kristallinkomponenten der Breccie und dem Twenger Kristallin besonders nahe. E. CLAR (1937) und A. TOLLMANN (1959a) bezeichneten auch die Kristallinkomponenten der Schwarzeckbreccie als aufgearbeitetes Twenger Kristallin.

Bei den Kristallinvorkommen der Lantschfeld-Decke handelt es sich einerseits um Granitgneise, die alpidisch besonders bruchhaft deformiert sind (Mauterndorfer Granitmylonit [F. BECKE, 1909]), ferner um Paragneise, Amphibolite und Glimmerschiefer etc. (Ch. EXNER, 1983a). Über die Diaphthorese des Twenger Kristallins berichtete Ch. EXNER (1983a, 1984). Seit R. SCHWINNER (1935, S. 78) auf das Vorkommen von diaphthoritischem Kristallin als Breccienkomponente aufmerksam gemacht hat, wurde wiederholt die Frage diskutiert, ob die Kristallinkomponenten bereits als Diaphthorite in die Jurabreccie gelangt seien (vgl. E. CLAR 1937c; S. PREY, 1938, 1939; Ch. EXNER, 1983a). Obwohl eine Bearbeitung voralpiner und alpiner Metamorphose- und Diaphthoresefragen im Twenger Kristallin und in Kristallinkomponenten der Breccien im Rahmen dieser Arbeit nicht beabsichtigt war, lassen sich aus Dünnschliffen von Kristallinkomponenten der Schwarzeckbreccie einige Beobachtungen zu diesem Fragenkomplex anführen. In der Schwarzeckbreccie von der Lokalität Speikkogel/Fuchsalm treten einerseits in manchen Kristallinkomponenten chloritisierte Granate (H 594/20) bzw. Pseudomorphosen von feinkörnigen Hellglimmermineralien mit verschiedenen Einschlüssen nach Granat auf (H 357/2). Andererseits findet sich aber noch in anderen Kristallinkomponenten ein unversehrter Altbestand von z. B. Biotit neben Plagioklas (H 201/3, H 345). Es hat den Anschein, daß z. B. große Biotite in Kristallinkomponenten von einer alpin retrograden Metamorphose dann verschont geblieben sind, wenn die Kristallinkomponenten von Karbonatkomponenten oder von einer karbonatreichen Matrix umgeben waren. Diese Beobachtungen lassen im Sinne von E. CLAR (1937c, S. 270) vermuten, daß ein voralpin nicht diaphthoritisiertes Kristallin erodiert und in der Breccie abgelagert worden ist. In günstigen Fällen dürfte dann eine umgebende Karbonathülle die Kristallinkomponenten vor einer stärkeren alpinen Durchbewegung und einer retrograden Metamorphose bewahrt haben. Ob auch voralpine Diaphthorite in die Breccie gelangt sind, bleibt offen.

An Kristallinkomponenten treten überwiegend Paragesteine, wie z. B. Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer etc. und nur untergeordnet Gesteine granitischer Zusammensetzung auf. Ursprüngliche Amphibolite wurden in der Breccie bisher nicht gefunden.

Es läßt sich somit aus den Komponenten der Schwarzeckbreccie im Vergleich mit den Schichtfolgen heutiger unterostalpiner Decken ein unterostalpines Liefergebiet rekonstruieren, in dem Triaskarbonate, Lantschfeldquarzit und Twenger Kristallin erodiert worden sind. Das Komponentenspektrum verschiedener Breccientypen (Schwarzeckbreccie Typ A–C) spiegelt die unterschiedliche Materialanlieferung aus dem Bereitstellungsraum wider.

Größe und Rundungsgrad der Komponenten

An den großen Sturzblöcken westlich des Speikkogels konnte die Größenverteilung der Komponenten auf mehreren, senkrecht zur Bankung orientierten Flächen ermittelt werden, woraus annähernd auf das nicht deformierte Ausgangssediment geschlossen werden kann. Eine Schwarzeckbreccie Typ A setzt sich beispielspweise aus den folgenden Komponenten: 50 % Karbonat, 30 % grüne Schiefer, 3 % saure Gneise und 18 % Quarzit zusammen. Der Modalwert beträgt 4 cm, der mittlere Durchmesser der drei größten Komponenten 20 cm bei einer maximalen Länge von 64 cm (Abb. 6, Diagramm C). Eine Schwarzeckbreccie Typ B, mit einem Modalwert von 10 cm, dem mittleren Durchmesser der drei größten Komponenten von 27 cm und einer maximalen Länge von 90 cm setzt sich aus den

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Komponenten: 44 % grüne kristalline Schiefer, 6 % saure Gneise, 27 % Quarzit- und 20 % Karbonatkomponenten zusammen (Abb. 6, Diagramm D). Die Größenverschiebung des Spektrums ist auf eine stärkere Deformation der Kristallinkomponenten infolge Zerscherung und Längung zurückzuführen. Im Diagramm (Abb. 51) kommt die Beziehung zwischen der Komponentengröße (in cm) in Abhängigkeit von der Gesteinsart besser zum Ausdruck. In einem Breccientyp B wurden große Kristallin- und Quarzitkomponenten tektonisch stärker gelängt als beispielsweise Karbonatkomponenten.

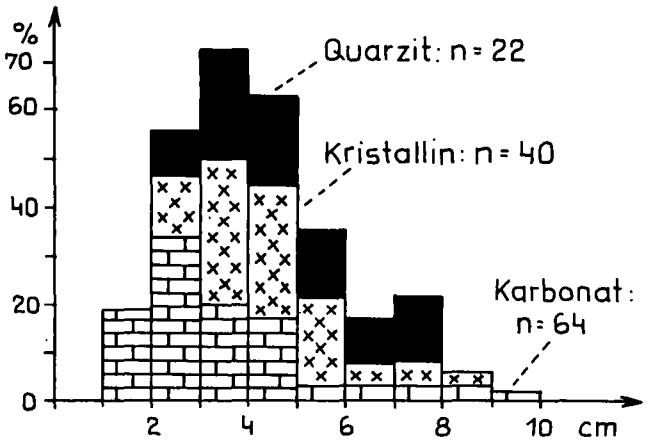


Abb. 51.
Größenverteilung von Karbonat-, Kristallin- und Quarzitkomponenten einer Komponenten-gestützten Schwarzeck-Breccie Typ A, Speikkogel, Hochfeind-Decke SW Tweng.

Abgesehen von tektonisch gerundeten und boudinierten Komponenten lassen sich im Anschliff die wenig deformierten Breccienkomponenten den Rundungsklassen „angular" bis „subangular" zuordnen. Besonders die „weicher" verwitternden Karbonatkomponenten täuschen häufig an der Gesteinsoberfläche eine stärkere Rundung („subrounded") vor.

Die schlechte Sortierung und die Größenverteilung der Komponenten bleibt innerhalb der mächtigen, grob gebankten Breccie im Ostabschnitt des Bearbeitungsgebietes ziemlich gleich. Es treten auch hausgroße Olistholithe auf, die früher für tektonisch eingeschuppte unterostalpine Schollen gehalten worden sind. Die sedimentäre Einbindung der Riesenschollen in der Schwarzeckbreccie geht auf A. TOLLMANN (1964b) zurück. Im Fuchsalm-Gebiet wurden die Speikkogel- (Taf. 7, Fig. 5) und Fuchsalmscholle sowie die Fuchsseescholle und die Gfrerer-Scholle beschrieben (H. HÄUSLER, 1983). Die Malutz-Scholle wurde, mit erweitertem Schichtumfang, als südlichste Riesenscholle der Schwarzeckbreccie gedeutet (H. HÄUSLER, 1985, S. 299). Die Olistholithe kommen in der Schwarzeckbreccie in jenem heute meridional begrenzten Streifen vor, in dem auch schon in der Türkenkogelbreccie Karbonat- und Quarzit-Großschollen bis mehrere Meter Länge auftreten.

Bei der Komponenten-gestützten Schwarzeckbreccie ist oft nur schwer zwischen einer umkristallisierten, primären Matrix (Epimatrix) und einer tektonisch gebildeten Pseudomatrix zu unterscheiden. Bei der Schwarzeckbreccie Typ A ist meist noch deutlich eine primäre karbonatische Matrix erkennbar. Bei der Schwarzeckbreccie Typ B wurde beobachtet, daß Quarzitkomponenten lokal zu meterlangen, dünnen Lagen ausgewalzt worden sind und eine quarzarenitische Matrix vortäuschen. Häufig wurden auch die parallel zur Schieferung sehr teilbeweglichen kristallinen Schieferkomponenten so weitgehend zerschert, daß die Komponentengrenzen innerhalb der Breccie „verschwimmen" und die Komponenten in eine schiefrige Pseudomatrix übergehen (Taf. 8, Fig. 1). Diese zerscherten grünen Schieferkomponenten gleichen dann vollständig den grünen Phylliten der Schwarzeck-Schichten, die auch die – primär pelitische – Matrix der Schwarzeckbreccie Typ B bilden können. Auch an Karbonatkomponenten in der Schwarzeckbreccie Typ B konnte beobachtet werden, daß linsenförmig boudinierte Komponenten sich an den ausgewalzten Enden in Karbonatgrus auflösen und ebenfalls eine Scheinmatrix bilden.

Charakterisierung von Profilabschnitten

In den Schwarzeck-Schichten verzahnen sich großräumig „clast-supported mass flow"-Ablagerungen mit den grünen Phylliten. Während in einem östlichen Abschnitt ständig grobes Breccienmaterial angeliefert wurde (Grubachspitze), kam es weiter westlich in der mächtigen Entwicklung der grünen Phyllite, nur zu einzelnen, gering-mächtigen Breccienschüttungen (Heißenspitze). Nur in der hangenden Breccienfazies wurden auch Kristallin- und Karbonat-Olistholithe transportiert. Die „clast-supported mass flow"-Ablagerungen der Schwarzeck-Schichten unterscheiden sich von jenen der Türkenkogel-Schichten in Mächtigkeit und Komponentenzusammensetzung. Während die Basalbreccie der Türkenkogel-Schichten ausschließlich Karbonatkomponenten führt und die höheren Komponenten-gestützten Breccien der Türkenkogel-Schichten aus überwiegend Karbonat- und Quarzit- und nur ganz untergeordnet Kristallinkomponenten bestehen, nimmt der Gehalt an Kristallinkomponenten mit dem Einsetzen der Schwarzeckbreccie schlagartig zu. Mit zunehmendem Anteil an Kristallinkomponenten nimmt in der heute aufgeschlossenen Breccienfazies auch deren Gesamtmächtigkeit zu.

6.1.2.1.2. Matrix-gestützte Breccie

Die Matrix der Matrix-gestützten Breccien ist in den Türkenkogel- und Schwarzeck-Schichten sehr unterschiedlich.

Matrix-gestützte Breccien der Türkenkogel-Schichten

Diese treten fast ausschließlich im Ostabschnitt des Bearbeitungsgebietes, zwischen Lacken-Spitze und Grubach-Spitze auf. Eine Ausnahme bildet eine 2 m mächtige Bank im SW des Fuchssees (Abb. 43, Prof. 18). Die Komponenten-führenden Ton- und Kalkschiefer treten in m-mächtiger und 5–10 m mächtiger Entwicklung im Liegenden oder Hangenden von Komponenten-gestützten Breccienbänken auf. Rasch auskeilende, nur m-mächtige Lagen finden sich in Wechsellagerung mit Ton- und Mergelschiefern. Es treten überwiegend Karbonatkomponenten auf, Quarzitkomponenten sind selten. Die Größe der Karbonatkomponenten liegt z. B. in der 5 m mächtigen Entwicklung nördlich der Lacken-Spitze (Abb. 48, Prof. 7) zwischen 1 und 10 cm. Weiter südlich (Abb. 50, Prof. 11) erreichen die Karbonatkomponenten einer 5 m mächtigen Bank nur 1–5 cm und in einer 4 m mächtigen Bank nur 0,5–2 cm. Die Komponentengröße erreicht aber auch in

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der bis 10 m mächtigen Entwicklung Matrix-gestützter Breccien nur durchschnittlich 5 cm. Olistholithe fehlen.

Als Matrix kommen nur Ton- und Mergelschiefer vor, eine karbonatische oder arenitische Matrix tritt nirgends auf. Die Komponenten „schwimmen" in der Matrix. In der Dekameter-mächtigen, Matrix-gestützten Breccie sind die Karbonatkomponenten nur sehr spärlich verteilt. Dünne Matrix-gestützte Breccienlagen gleichen vom Aussehen her der Schweizer „Toblerone"-Schokolade. Sedimentäre Strukturen fehlen. Auffallend ist das rasche laterale Auskeilen der Matrix-gestützten Breccien. Mächtigere „mud flow"-Ablagerungen treten somit in den Türkenkogel-Schichten nur im Osten, in Wechsellagerung mit Ton- und Kalkschiefern und in Wechsellagerung mit „clast-supported mass flow"-Ablagerungen, auf. Gering-mächtige „mud flow"-Ablagerungen verzahnen sich auch lateral mit den Ton- und Kalkschiefern. In den mächtigen „clast-supported mass flow"-Ablagerungen im Westen (Gödernierkar-Kopf) und in der gering-mächtigen Entwicklung der Türkenkogel-Schichten im Fuchskar fehlen entsprechende Ablagerungen.

Matrix-gestützte Breccien der Schwarzeck-Schichten

Die im Hangenden der Radiolarit-Schichten, nördlich und westlich der Fuchsseen auftretenden Matrix-gestützten Breccien sind ungebankt und ohne erkennbare sedimentäre Strukturen. Die grünen Schiefer führen bei der Kuppe NE des Vd. Fuchssees, im Liegenden der Fuchssee-Scholle, fast nur Quarzitkomponenten (vgl. Taf. 8, Fig. 3). Bei einem Modalwert von 1,5 cm und einem mittleren Durchmesser der drei größten Komponenten von 11 cm erreichen die Quarzite maximal 50 cm Länge (Abb. 6, Diagramm H).

Die Quarzitkomponenten sind heute der Rundungsklasse „subrounded" zuzuordnen. Westlich der Fuchsseen führen die grünen Phyllite ausschließlich Karbonatkomponenten. Diese allem Anschein nach sedimentären Komponenten ermöglichen eine feldmäßige Abtrennung der grünen Phyllite der Schwarzeck-Schichten von dem überschobenen und teilweise völlig gleich aussehenden Twenger Kristallin der Lantschfeld-Dekke. Die Matrix dieser Matrix-gestützten Breccien bilden die grünen Phyllite der Schwarzeck-Schichten.

Auch bei dem Komponenten-führenden Marmor im Liegenden der Karbonat-Riesenschollen, nördlich der Fuchsseen (Speikkogel- und Fuchssee-Scholle), handelt es sich um lokale Vorkommen einer Matrix-gestützten Breccie mit cm-großen Karbonat- und Kristallinkomponenten und einer (heute) dolomitischen Matrix (Taf. 8, Fig. 2,4). Innerhalb der Matrix-gestützten Breccie der lachsroten, ehemals kalkigen Fazies der Schwarzeck-Schichten treten „slumping"-Strukturen auf, über denen wiederum diskordant „mud-supported"-Breccien lagern (Taf. 7, Fig. 7,8). Diese Strukturen werden als sedimentäre Gleitfaltenstrukturen interpretiert, wobei es in der an ein Relief gebundenen kalkigen Fazies nach der Ablagerung kleinerer „mud flows" zu einem Abgleiten von Breccien gekommen ist. Aus dieser sedimentären Struktur kann auf ein allgemeines Paläogefälle für die „slumping"-Vorgänge von Süden nach Norden geschlossen werden.

Die „mud flow"-Ablagerungen der Schwarzeck-Schichten werden als schwerkraftbedingte Ablagerungen eines pelitreichen Sedimentes mit Karbonat-, Quarzit- und Kristallinkomponenten gedeutet.

6.1.2.1.3.
Metaarenite

Die Metaarenite sind in den Türkenkogel- und Schwarzeck-Schichten sehr ähnlich ausgebildet. Über die ehemalige Zusammensetzung der arenitischen Ablagerungen lassen sich keine Angaben machen. Als Altbestand dieser Orthoquarzite sind nur noch gelegentlich Kalifeldspäte (Mikroklin), lithische Komponenten (Karbonate) und Schwerminerale, wie z. B. Zirkone, anzutreffen.

Metaquarzarenite der Türkenkogel-Schichten

In den Türkenkogel-Schichten treten metamorphe Quarzarenite in dm- bis maximal 3 m mächtigen Lagen auf. Besonders in der breccienreichen Entwicklung nördlich des Hochfeind (Abb. 50, Prof. 30) sind den Komponenten-gestützten Breccien mächtigere Metaquarzarenitlagen zwischengelagert. Diese Metaarenite sind stark umkristallisiert, sodaß im Handstück ein karbonatfreier Metaarenit aus einer mehrere m-mächtigen Bank nicht von einem Lantschfeldquarzit zu unterscheiden ist. Im Profil sind die Quarzite aber relativ leicht unterscheidbar, weil die Metaquarzarenite der Türkenkogel-Schichten häufig karbonatische Komponenten führen oder mit karbonatischen Feinbreccien wechsellagern. Auch innerhalb der parallel-geschichteten Metaarenite treten sehr häufig mm–cm-dünne, löcherig-porös verwitternde Linsen und Lagen von karbonatischen Grobsandsteinen bis Feinbreccien auf.

Metaquarzarenite treten untergeordnet auch im Hangenden normal-gradierter, Komponenten-gestützter Breccienbänke auf. Außerdem kommen sie als dm-mächtige Linsen und geringmächtige, nur wenige Meter lange Lagen in Komponenten-gestützten Breccienbänken vor. Beim Ht. Fuchssee keilen mehrere, nur dm-mächtige Quarzarenitlagen innerhalb einer 1 m mächtigen Breccienbank allgemein gegen SW hin aus (Abb. 38).

Außer der Paralleltextur, die nach dem BOUMA-Schema als Abschnitt B bezeichnet werden könnte, tritt in einem einzigen Profil (Abb. 43, Prof. 21) in einer mehrere dm-mächtigen Bank Schrägschichtung auf. Die Orientierung der Leeblätter des ca. 20 m hohen „sets" läßt in der 45° ENE einfallenden Bank einer aufrechten Schichtfolge, nach ihrer Rückklappung in die Horizontale, auf eine Strömung aus heute allgemein nordwestlicher Richtung schließen.

Die Schrägschichtung kann als Folge einer südostwärts wandernden Düne oder als arenitische Ablagerung in einer Rinnenflanke interpretiert werden. Da die Schrägschichtung wieder von einer rinnenförmig erodierenden Feinbreccienschüttung (Taf. 5, Fig. 6, im Bild rechts oben) abgelöst wird, wird die arenitische Schüttung eher als „point bar"-Ablagerung in einer mäandrierenden Breccienrinne gedeutet. Für derartige Ablagerungen an einem Gleithang ist charakteristisch, daß die schräggeschichtete Sandfazies eine Fließrichtung etwa im rechten Winkel zur Schüttungsrichtung des Breccienmaterials in der Rinne repräsentiert, was in diesem Fall einen Breccientransport in allgemein NE–SW-Richtung nahelegt. Eine Ableitung der Schüttungsrichtung der Türkenkogelbreccie ist daher aus dieser Querströmung nicht möglich.

Westlich der Lackenspitze tritt im Hangenden einer auskeilenden groben Breccienlage eine 0,5 m mächtige Metaarenitlage auf, deren diskordante Basis frei von

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

karbonatischen Partien ist, aber gegen das Hangende in eine invers-gradierte, etwas intern-geschichtete Grauwackenlage übergeht, deren Karbonatkomponenten 0,5–2 cm erreichen.

Zusammengefaßt tritt in den Türkenkogel-Schichten eine mächtigere ebenlaminierte Arenitfazies wiederholt in Wechsellagerung mit den „clast-supported mass flow"-Ablagerungen auf, wobei vertikale Übergänge von der einen in die andere Fazies existieren. Der Metaquarzarenit ist häufig durch eine Wechsellagerung karbonatreicher und rein quarzarenitischer Lagen gekennzeichnet.

Wechsellagerungen zwischen Metaquarzareniten und Kalk- bzw. Tonschiefern fehlen (Tab. 9).

Breccien und Sandsteine umfassende Klastikabänke können nach D. R. LOWE (1982) auf „high density turbidity currents" zurückgeführt werden.

Metaquarzarenite
der Schwarzeck-Schichten

Es treten im Liegenden des Dolomit-Olistoliths der Speikkogel-Scholle nur ganz lokal linsenförmig zerscherte, bis 7 m-mächtige, graue Metaquarzarenite auf, die dem Lantschfeldquarzit zum Verwechseln ähnlich sind. Gelegentlich eingestreute Karbonatkomponenten lassen ihn jedoch als ungebankten Metaarenit der Schwarzeck-Schichten erkennen. Diese Metaaranite treten auch im Liegenden einer Schwarzeckbreccie Typ A und im Hangenden des lachsroten, leicht brecciösen Marmors der Schwarzeck-Schichten auf und führen cm-große Karbonatkomponenten. In der Schwermineralführung besteht quantitativ kein Unterschied zwischen Metaquarzareniten der Türkenkogel- und Schwarzeck-Schichten (Tab. 7). Die Metaquarzarenite fehlen im Bereich der Malutz-Scholle. Der grünliche serizitische Quarzit des Malutz wird ja als Lantschfeldquarzit in einer aufgeschlossenen Schichtfolge zwischen Aniskarbonaten und Twenger Kristallin gedeutet. Der Lantschfeldquarzit der Malutz-Riesenscholle ist lokal selbst zu einer Schwarzeckbreccie Typ C aufgearbeitet.

6.1.2.1.4.
Ton- und Kalkschiefer

Die grauen Tonschiefer und bräunlichen Kalkschiefer sind hauptsächlich auf die Türkenkogel-Schichten beschränkt. Mangan-führende Tonschiefer bzw. kieselige Tonschiefer kommen auch als fazielle Vertretung der Mangan-führenden Radiolaritquarzite vor. In den Schwarzeck-Schichten vertreten sie nur in geringem Umfang die grünen Schiefer und Phyllite.

Wo keine Basalbreccie auftritt, beginnen die Türkenkogel-Schichten über Kössener Schichten oder Dachsteinkalk mit dunkelgrauen, Pyrit-führenden Tonschiefern oder dunklen Kalkschiefern. Ton- und Kalkschiefer bilden auch die Matrix der „mud-supported"-Breccien. Im Osten des Fuchskares setzen über der Türkenkogelbreccie Tonschiefer ein, die ohne Unterbrechung in die Mangan-führenden Tonschiefer der Radiolarit-Schichten übergehen. Am Südrand der Hochfeind-Decke treten in der großen Synklinale, die vom Hochfeind zum Schwarzeck streicht, mächtige Ton- und Kalkschiefer auf. Die Mächtigkeit dieser lokal breccienfreien Türkenkogel-Schichten kann nur grob auf mehrere Dekameter geschätzt werden. Eine profilmäßige Aufnahme war nicht möglich. Da primäre Sedimentstrukturen nicht zu beobachten waren, beruhen die Mächtigkeitsangaben in den Profilen nur auf groben Schätzungen. Die Unterscheidung von Ton- und Kalkschiefern erfolgte einerseits mit Hilfe der verdünnten Salzsäure, andererseits sind die Kalkschiefer wegen ihres Eisengehalts stets bräunlich verwittert. Der neu gebildete Serizit verleiht den Tonschiefern einen gewissen seidigen Glanz. Die Kalk- und Tonschiefer führen Belemniten und Crinoiden (A. TOLLMANN, 1972, Abb. 3).

Wie für die ehemals tonig-mergelige Fazies der Tarntaler Schichten wird auch für jene der Hochfeindfazies auf eine marine Sedimentation aus Suspensionen in einem niedrig energetischen Milieu geschlossen. Crinoidenstielglieder dürften durch leichtere Wasserströmungen verfrachtet worden sein.

6.1.2.1.5.
Grüne Phyllite

Die Bezeichnung „Grüne Phyllite" der Hochfeind-Schichtgruppe ist nicht ident mit dem Begriff „Grünphyllit" der Nordrahmenzone des Tauernfensters (Ch. EXNER, 1983b, S. 64).

Grünliche Phyllite treten untergeordnet in den Türkenkogel- und Radiolarit-Schichten und überwiegend in den Schwarzeck-Schichten der Hochfeindfazies auf.

In den Türkenkogel-Schichten ist das Auftreten grüner Phyllite auf die südlichsten und hangendsten Vorkommen im Bereich Zepp-Spitze und Lackenspitze beschränkt (Abb. 48, Prof. 13/1–13/3). Die chloritreichen Phyllite führen gelegentlich Einstreuungen von Feinbreccien oder treten in Wechsellagerung mit grauen Tonschiefern auf. Millimeter-dünne Flasern und Lagen dieser grünlichen Phyllite finden sich auch in den invers-gradierten Metaareniten westlich der Lackenspitze (Abb. 47). In diesen Lagen sind Hellglimer mit freiem Auge zu erkennen. Möglicherweise führte das Ausgangssediment der grünlichen Phyllite gegenüber den grauen Tonschiefern vermehrt siliziklastisches Material mit detritären Hellglimmern. Dieses südliche Auftreten grüner Phyllite in den Türkenkogel-Schichten wird als zeitlich späte Ablagerung im Süden der Hochfeindfazies interpretiert, nachdem zuvor „mud flow"-Ablagerungen weiter nach Norden geschüttet worden sind (Abb. 49, Prof. 13).

In fazieller Vertretung des Radiolarites kommen neben dünnen Komponenten-gestützten Breccienlagen auch Lagen geringmächtiger grüner Phyllite innerhalb des Radiolaritquarzites vor (Abb. 43, Prof. 28).

Die von A. TOLLMANN (1980, Abb. 27 und 32) als „Lower Cretaceous Schwarzeck quartzite schists" beschriebenen Schichten werden bis über 30 m-mächtig und untergliedern im Fuchsseegebiet die Komponenten-gestütze Schwarzeckbreccie in einen liegenden und hangenden Horizont. Gegen Westen sind diesen, etwa 50 m-mächtig aufgeschlossenen grünen Phylliten dm–m-mächtige, Komponenten-gestützte Breccien eingelagert (Heißenspitze, Abb. 52, Prof. 20, 28). Gegen Osten (Grubachspitze, Abb. 52, Prof. 4) bilden die grünen Phyllite nur mehr noch geringmächtige Lagen innerhalb der ca. 70–90 m-mächtigen Breccienentwicklung. Bereits E. CLAR (1937c, S. 271) und in der Folge auch A. TOLLMANN (1959a) vermuteten, daß es sich bei dem „quarzreichen, chloritisch-glimmerigen Phyllit", der auch die Matrix der Matrix-gestützten Karbonat- und Quarzitbreccien um den Fuchssee bildet, um ein ehemals tonig bis feinsandiges Sedimentgestein handelt, das hauptsächlich aus aufgearbeiteten kristallinen Gesteinen entstanden ist.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

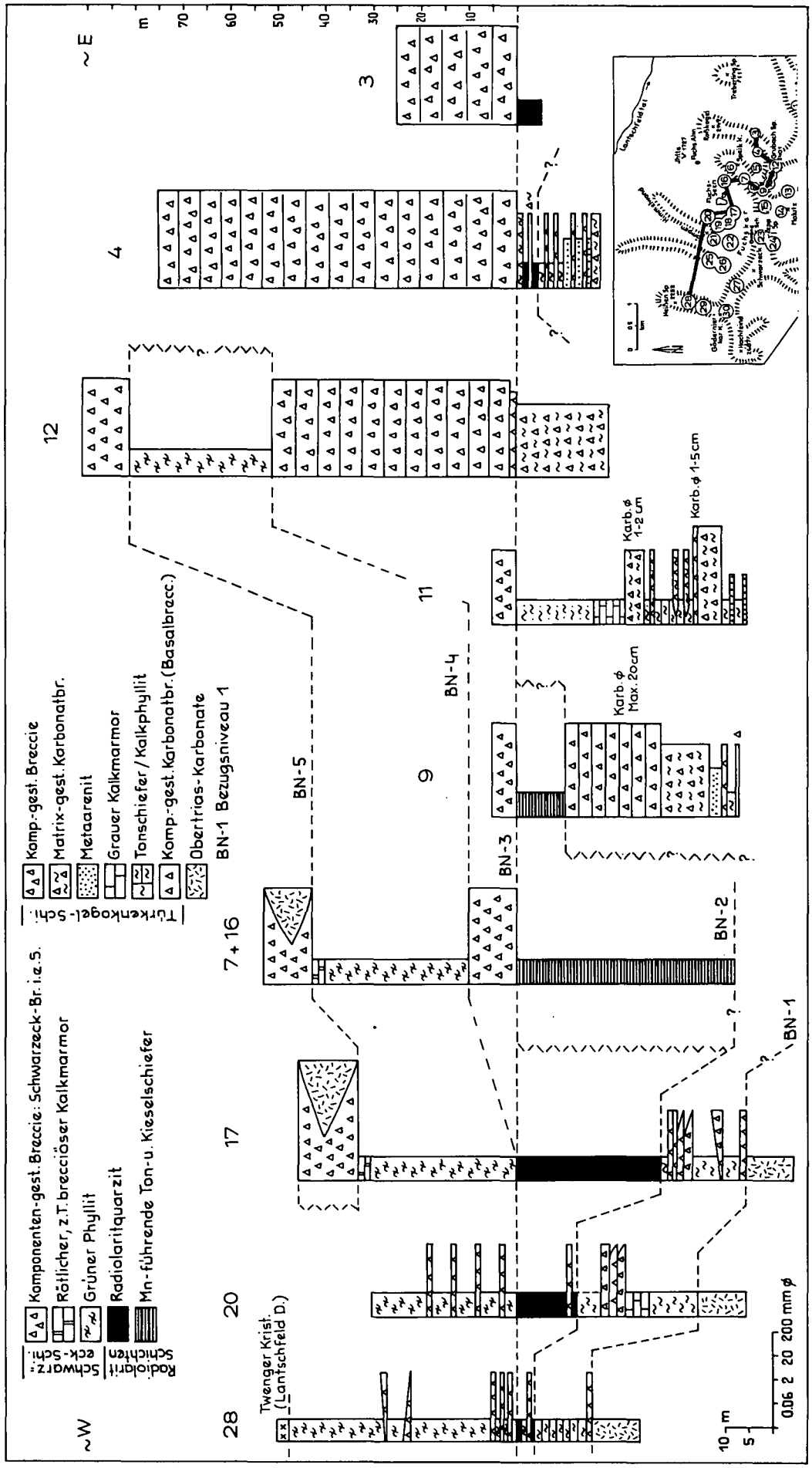


Abb. 52.
Ost-West-Profile der Schwarzeck-Schichten der Hochfeind-Decke im Fuchsalmgebiet SW Tweng.
Die Einzelprofile sind im Hangenden der Obertrias (Bezugsniveau 1) und der Türkenkogel-Schichten (BN-2) über den Radiolarit-Schichten (BN-3) miteinander parallelisiert. Die Schwarzeck-Schichten lassen sich durch zwei im Gelände weithin verfolgbare Breccienhorizonte (BN-4 und 5) untergliedern.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 7.
Schwermineralverteilung [in Korn-%] der HCl-behandelten (A) und nicht HCl-behandelten Proben (B) aus Schichten der Hochfeind- und Lantschfeld-Decke.
DS = Anzahl der durchsichtigen Körner; zr = Zirkon; tur = Turmalin; rut = Rutil; gr = Granat; stp = Stilpnomelan; ap = Apatit; so = Sonstige (Brookit/Anatas, Monazit, Titanit, Epidot/Zoisit).

			(A) HCl-behandelt								(B) nicht HCl-behandelt								
			Probe	DS	zr	tur	rut	gr	stp	so	Probe	DS	zr	tur	rut	gr	stp	ap	so
Höherer Malm – ?	Schwarzeck-Schichten		H 82	126	24	32	27	—	—	17									
			H 111	50	8	90	—	—	—	2									
			H 116	200	11	82	6	—	—	1									
			H 127	200	39	18	40	—	—	3									
			H 598	200	88	—	11	—	—	1	H 598	31	94	—	6	—	—	—	—
Unter-Malm	Radiolarit-Schichten		H 432	212	35	59	6	—	—	—	H 432	200	44	50	4	—	—	—	2
			H 55	14	43	36	14	7	—	—	H 55	3	—	+	—	—	—	+	—
			H 182	57	56	2	4	16	21	1	H 182	115	3	1	2	1	—	93	—
			H 192	202	—	1	1	85	13	—	H 192	14	7	7	14	51	—	21	—
			H 274	201	8	88	3	—	—	1	H 274	30	3	80	—	—	—	17	—
			H 275	200	11	83	3	3	—	—	H 275	99	5	80	1	—	—	14	—
Lias – Dogger	Türkenkogel-Schichten		H 87	135	27	64	4	—	—	5									
			H 129	200	34	53	11	—	—	2									
			H 197	207	56	40	3	—	—	1									
			H 483	200	95	—	4	—	—	1	H 483	206	93	—	6	—	—	—	1
			H 595	202	83	5	11	—	—	1	H 595	200	79	12	6	—	—	2	1
Skyth	Lantschfeldquarzit	c	H 10	177	94	—	2	—	—	4	H 10	44	84	5	7	—	—	2	2
			H 433	203	88	1	7	—	—	4	H 433	201	94	1	3	—	—	—	2
		b	H 442	203	82	10	6	—	—	2	H 442	200	29	14	2	—	—	53	2
			H 461	90	87	2	8	—	—	3	H 461	107	18	—	7	—	—	75	—
		a	H 465	202	91	—	9	—	—	—	H 465	201	14	—	11	—	—	73	2
			H 477	204	58	—	25	—	—	17	H 477	203	13	—	7	—	—	75	5
			H 478	200	83	1	6	—	—	10	H 478	203	14	—	2	—	—	80	4
			H 528	201	64	—	21	—	—	15	H 528	201	37	—	11	—	—	45	7
			H 529	202	89	—	3	—	—	8	H 529	214	84	—	3	—	—	10	3

HOCHFEIND-DECKE

Schwarzeck-Schichten
- H 82: Grüner Phyllit im Liegenden des Karbonatolistholiths (Fuchssee-Scholle), Vorderer Fuchssee
- H 111: Grüner Phyllit, Westende Vorderer Fuchssee
- H 116: Grüner Schiefer, W Lackenspitze
- H 127: Feinbreccie, Gruberach-Spitze
- H 598: Metaquarzarenit, Speikkogel

Radiolarit-Schichten
- H 432: Metaquarzarenit, Hinterer Fuchssee
- H 55: Metaradiolarit, Hinterer Fuchssee
- H 182: Metaradiolarit, Hinterer Fuchssee
- H 192: Metaradiolarit, Hinterer Fuchssee
- H 274: Tonschiefer, Profil Lackenspitze
- H 275: Tonschiefer, Profil Lackenspitze

Türkenkogel-Schichten
- H 87: Metaquarzarenit, Fuchskar
- H 129: Metaquarzarenit, NE Lackenspitze
- H 197: Metaquarzarenit, Fuchskar
- H 483: Metaquarzarenit, Gödernierkar-Kopf
- H 595: Metaquarzarenit, Gwänd-Scharte

Lantschfeldquarzit

c) als Komponente in der Türkenkogelbreccie
- H 10: Hinterer Fuchssee
- H 433: Mittlerer Fuchssee

b) als Basis der in der Schwarzeckbreccie invers lagernden Malutz-Riesenscholle
- H 442: Südlich Malutz
- H 461: Südlich Malutz

LANTSCHFELD-DECKE

Lantschfeldquarzit

a)
- H 465: Edenbauer
- H 477: Südlich Speiereck
- H 478: Südlich Speiereck
- H 528: NW Tweng
- H 529: Wh. Hammer/Mauterndorf

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 8.
Durchschnittswerte und Variationsbreite der Schwermineralführung aus Schichten der Hochfeind-Decke (in Korn-%, Proben HCl-behandelt, vgl. Tab. 7).
DS = Anzahl der durchsichtigen Körner; zr = Zirkon; tur = Turmalin; rut = Rutil; gr = Granat; stp = Stilpnomelan; so = Sonstige.

	Analysenzahl	DS	zr	tur	rut	gr	stp	so
Schwarzeck-Schichten (Höherer Malm – ?)	5	155 (50–200)	34 (8–88)	44 (18–90)	17 (6–40)	0 —	0 —	5 (1–17)
Radiolarit-Schichten (Unterer Malm)	6	148 (14–212)	25 (0–56)	45 (1–88)	5 (1–14)	19 (3–85)	6 (13–21)	<1 —
Türkenkogel-Schichten (Lias – Dogger)	5	189 (135–207)	59 (27–95)	32 (5–64)	7 (3–11)	0 —	0 —	2 (1–5)
Lantschfeldquarzit (Skyth)	9	187 (90–204)	82 (64–94)	2 (1–10)	10 (2–25)	0 —	0 —	7 (2–17)

Bei den meist stark verfalteten und geschieferten grünen Phylliten handelt es sich im Dünnschliff (z. B. H 373, H 381) um einen Albit-führenden Serizit-Chlorit-Quarzphyllit bzw. um einen Serizit-Chlorit-Quarzphyllit mit großen Hellglimmerscheitern. Die rekristallisierten Hellglimmerscheiter werden als detritäre Mineralkomponenten gedeutet. Neben serizitischem Hellglimmer dürfte auch Chlorit aus einem tonigen Ausgangsmaterial während der Metamorphose progressiv gebildet worden sein. Als wichtigstes, primär sedimentäres Merkmal wird das Auftreten bis mm-großer Karbonatbruchstücke (z. B. Dünnschliff H 381) gewertet.

Hinweise auf ehemalige Tufflagen konnten nicht gefunden werden. Auch wegen der in den Matrix-gestützten Breccien auftretenden Kirstallinkomponenten von 0,1 mm bis 10 m Größe werden die grünen Phyllite hautpsächlich als Aufarbeitungsprodukt kristalliner Gesteine interpretiert. An der ursprünglichen Zusammensetzung dieser Metasedimente dürften vor allem Quarz und Glimmer (Muskowit und Biotit) und untergeordnet Feldspäte und Karbonatdetritus etc. beteiligt gewesen sein.

Als Liefergebiet für den kristallinen Detritus wird ein unterostalpines Kristallin (Twenger Kristallin) angenommen. Diese Schwermineralspektren lassen größtenteils auf sekundäre Mineralneubildungen z. B. von Apatit und Turmalin etc. schließen. Zirkon ist umgelagert. Im Gegensatz zu den Grauwackenschiefern der Tarntaler Schichten tritt in den sandigen grünen Phylliten der Hochfeindfazies kein Chromit auf (Tab. 7, 8).

Im Gegensatz zur Verwitterung der Triaskarbonate, bei der hauptsächlich Breccien und nur untergeordnet feineres Material abgelagert worden ist, dürfte es bei der Erosion der unterostalpinen Kristallinbasis im höheren Malm gleichzeitig mit der Bildung dm- bis Zehnermeter-großer Breccienkomponenten zu einem bedeutenden Anfall an arenitischem bis pelitischem Material gekommen sein.

6.1.2.1.6.
Marmor

Ein grauer, gelegentlich Belemniten-führender, mehrere m-mächtiger Kalkmarmor tritt z. B. im Fuchssee-Gebiet über der Basisbreccie der Türkenkogel-Schichten auf. Im Hochfeind-Gebiet ist dieser Kalkmarmor – grob geschätzt – über 20 m-mächtig ausgebildet (Abb. 41). In den höheren Türkenkogel-Schichten tritt der Marmor nicht mehr auf. Diese Fazies ist sehr kleinräumig ausgebildet und geht lateral in Ton- und Kalkschiefer oder in „mud-supported mass flow"-Ablagerungen über.

Innerhalb der Schwarzeck-Schichten tritt nur im Fuchssee-Gebiet, im Liegenden der Olistholithe, ein lachsroter Dolomitmarmor auf. Die gelegentlichen Einschaltungen von Crinoidenspat lassen auf eine primär kalkige Ablagerung schließen. Der lachsrote Marmor wird nur wenige Meter mächtig und bildet lokal die Matrix von „mud-supported"-Breccien. Innerhalb des feingeschichteten Dolomitmarmors treten westlich des Speikkogels in Zusammenhang mit kleineren Breccienkörpern (Taf. 7, Fig. 7,8) „slumping"-Strukturen auf.

Die kalkige Fazies der Türkenkogel-Schichten wird als marine Sedimentation aus Suspensionen in einem niedrig energetischen Milieu eines hemipelagisch bis pelagischen Ablagerungsraumes interpretiert. Die Crinoidenstielglieder dürften durch lokale Strömungen von einem seichteren in einen tieferen Wasserbereich gelangt sein. Die Crinoidenspat-führenden Marmore der Schwarzeck-Schichten können ebenfalls als ehemalige kalkige Fazies gedeutet werden. Ob neben einer Kalkschlamm-Sedimentation auch ein aus der Dolomitverwitterung stammender Dolomitschlamm resedimentiert worden ist, ist ungewiß.

6.1.2.2.
Radiolarit-Schichten

Die Radiolarit-Schichten der Hochfeindfazies sind im Gegensatz zu jenen der Reckner- und Hippoldfazies sehr unterschiedlich ausgebildet. Neben Mangan-führenden Tonschiefern wird der Radiolarit auch von Komponenten-gestützten Breccien, Matrix-gestützten Breccien und grünen Phylliten vertreten. Auf Grund der mit anderen unterostalpinen Radiolariten vergleichbaren Ausbildung und der profilmäßigen Position können die Radiolarit-Schichten der Hochfeind-Decke lithostratigraphisch in den U.-Malm gestellt werden. Nur wo im Fuchssee-Gebiet der Radiolarit typisch ausgebildet ist, können die liegenden Türkenkogel-Schichten von den Radiolarit-Schichten abgetrennt werden. Die Radiolarit-Schichten enden mit dem Einsetzen der Schwarzeck-Schichten.

Die Mangan-führenden, weißen und rötlich bis grünlich gefärbten, umkristallisierten Bänderquarzite sind SE Kämpen stark verfaltet und ca. 15 m mächtig aufgeschlossen. Reliktstrukturen von Radiolarien konnten in diesem Metaradiolarit nicht mehr gefunden werden. Die Einlagerung einer ca. 1 m mächtigen Breccienlage veranlaßte schon früh zu einer Untergliederung dieses lithostratigraphischen Leithorizontes (vgl. A. TOLLMANN, 1977, Tab. 3). Gegen Westen (Abb. 52, Prof. 28) ist die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

eben beschriebene Serie südlich der Heißenspitze nur mehr ca. 3 m mächtig ausgebildet, wobei dem Radiolarit außer Breccien auch ein geringmächtiger grüner Phyllit eingelagert ist. Gegen Osten nimmt die Gesamtmächtigkeit des Radiolarites auf ca. 30 m zu (Abb. 52, Prof. 17). Zwischen dem Kamm der Lackenspitze und der Gruberach-Scharte wird der Radiolarit durch einen Mangan-führenden Tonschiefer vertreten, worauf bereits A. TOLLMANN (1977, Tab. 3, „Bänderschiefer") hingewiesen hat. Auch südlich des Radiolarites vom Fuchssee tritt zwischen Zepp-Spitze und Malutz statt des Radiolarites eine ca. 15 m mächtige Serie auf, die aus grünlichen Kieselschiefern besteht und die Türkenkogel-Schichten von den Schwarzeck-Schichten trennt. Östlich der Lackenspitze (Abb. 49, Prof. 9) treten in der gleichen Position anstelle der dunklen kieseligen Tonschiefer feinsandige Tonschiefer auf. An der Grubach-Spitze (Prof. 12) werden die Ton- und Kieselschiefer von einer mehrere m-mächtigen, Matrix-gestützten Breccie vertreten, die weiter östlich in Wechsellagerung mit dem wieder einsetzenden Radiolaritquarzit steht (Abb. 49). Das Fehlen der kieseligen Fazies wird trotz der wenigen durchgehend aufgeschlossenen Profile nicht tektonisch sondern auf Grund der lateralen Übergänge faziell gedeutet.

Wie in der Reckner- und Hippoldfazies wird auch der Metaradiolarit der Hochfeindfazies durch minimale Gehalte an detritärem Zirkon charakterisiert (Tab. 7). In den HCl-behandelten Proben ist der Zirkongehalt scheinbar, aber auf Grund des fehlenden Apatits nur relativ höher. Absolut gesehen treten in den Proben der Reihe H 55 bis H 275 nur je einige Zirkonkörner auf. Eine Ausnahme bildet die Probe H 432. In diesem, dem Radiolaritquarzit lithologisch völlig gleichen Bänderquarzit dominiert der Zirkon. Es dürfte sich dabei um eine, im Gelände nicht vom Metaradiolarit abgrenzbare Metaquarzarenitlage handeln, deren Schwermineralgehalt mit Metaquarzareniten der Türkenkogel- oder Schwarzeck-Schichten vergleichbar ist. Dadurch ist der Nachweis erbracht, daß die lokale Radiolaritsedimentation außer von der Breccienfazies und der pelitischen Fazies auch von der arenitischen Fazies beeinflußt worden ist.

Die Manganminerale in den Radiolarit-Schichten wurden zuletzt von H. MEIXNER (1935) bearbeitet. Er führte das Auftreten von Braunit und Jacobsit auf sedimentäre Bildungen zurück. Neben den von ihm bereits erwähnten kleinen farblosen Granat-Kriställchen tritt auch häufig Stilpnomelan als Neubildung auf (Probe H 183 [H. HÄUSLER, 1983, S. 190]; vgl. Tab. 7, 8). Die den Radiolaritquarzit lateral vertretenden schwarzen und z. T. kieseligen Schiefer sind ebenfalls manganhältig und führen gelegentlich dünne gradierte Lagen. Ihre Mächtigkeit nimmt von Süden nach Norden zu (Abb. 48), gegen Osten hingegen ab (Abb. 49).

Der rasche laterale Fazieswechsel von der kieseligen Fazies in Tonschiefer und in „mud supported mass flow"-Ablagerungen und die rasche Mächtigkeitsänderung der kieseligen Fazies läßt auf kleinräumig unterschiedliche Sedimentationsverhältnisse schließen. Eine Wechsellagerung der kieseligen Fazies mit der karbonatischen Fazies, wie sie in der Hippold- und Recknerfazies auftritt, fehlt in der Hochfeindfazies. Auch im Unterostalpin von Graubünden sind vergleichbare, gering-mächtige Breccieneinlagerungen in der Radiolarit-Formation seit langem bekannt (vgl. W. FINGER, 1978, S. 115).

6.2. Die nachtriadischen Schichten der Pleisling-Decke

Die nachtriadischen Breccien-führenden Schichten der Pleisling-Decke sind auf den Raum zwischen Großwand-Spitze im Westen und Zehnerkar-Spitze im Osten, südlich des Radstädter Tauernpasses, beschränkt (Abb. 53).

Schichtglieder der Pleislingfazies

Die breccienfreie Juraentwicklung besteht im Schaidberg-Profil (A. TOLLMANN, 1961a, S. 125) über Hauptdolomit und 4 m Kössener Schichten des Rhät aus etwa 25 m Crinoidenmarmor und 20 m-mächtig aufgeschlossenen kalkreichen Tonschiefern. Die gering Grobklastika-führenden Mergelschiefer, die sich lateral und vertikal mit Crinoidenmarmor (Typ Hierlatzkalk) verzahnen, lassen sich – trotz der Metamorphose – gut mit den Allgäuschichten (A. TOLLMANN, 1976, S. 295) vergleichen. Zwischen Zehnerkar und Großwand-Spitze sind die geringmächtigen Breccien tektonisch stark beansprucht und die Komponenten teilweise plastisch deformiert. Die Breccien sind auf den basalen Abschnitt der Pleislingfazies beschränkt (Abb. 53,54).

SW der Gamsleiten-Spitze tritt lokal eine bis 50 cm-mächtige, ungeschichtete Basalbreccie diskordant über Hauptdolomit auf, die der Obertrias bis mehrere Meter tief taschenförmig eingelagert ist. Diese Basalbreccie wird bei der Zehnerkarspitze m-mächtig und führt Karbonatkomponenten von 1–10 cm Größe, wobei hauptsächlich Dolomitlaminite, vermutlich Nor, auftreten. Meterlange und dm-breite, schichtparallele und schräge Spaltenfüllungen im Dachsteinkalk sind mit den Liasspalten im Dachsteinkalk der Nördlichen Kalkalpen vergleichbar. Die Karbonatkpomponenten dieser Komponenten-gestützen Breccie erreichen östlich der Bergstation Zehnerkarlift bis 40 cm Länge und fallen durch ihr eisenschüssiges, rostrot verwitterndes karbonatisches Bindemittel auf. Wie in der Basalbreccie der Türkenkogel- Schichten ist auch für diese basale Breccie charakteristisch, daß an der Oberseite der Komponenten-gestützten Breccie eine mm- bis cm-dicke, grünliche Tonschieferkruste auftritt.

Aus höheren Niveaus der Pleislingfazies sind keine Komponenten-gestützten Breccien mehr bekannt.

In den Profilen zwischen Großwand-Spitze und Gamsleiten-Spitze treten basal in verschiedenen Niveaus auch Matrix-gestützte Breccien auf. Auch diese Breccien enthalten ausschließlich Karbonatkomponenten, wobei Crinoidenmarmore als Komponenten dominieren, die mit den Crinoidenmarmoren der Pleislingfazies identisch sind (Taf. 8, Fig. 5). Diese Beobachtung zeigt, daß die alpine Metamorphose Karbonatgesteine einer Schichtfolge in gleichem Maße wie die Komponenten der Matrix-gestützten Breccie erfaßt hat. Eine vergleichbare Zusammensetzung der Matrix-gestützten Breccie fehlt beispielsweise in den Türkenkogel-Schichten.

Bei dem Crinoidenmarmor handelt es sich um eine ganz spezielle Ausbildung eines gelblichen bis blaugrauen Marmors, der neben Belemniten stellenweise massenhaft cm-große Crinoidenstielglieder von *Isocrinus* cf. *basaltiformis* (MILLER) führt (A. TOLLMANN, 1977) und der im Unterostalpin in dieser Ausbildung nur im Jura der Pleisling-Decke auftritt. Es kann angenommen werden, daß es sich bei den Komponenten in der „mud-supported"-Breccie um Komponenten dieses

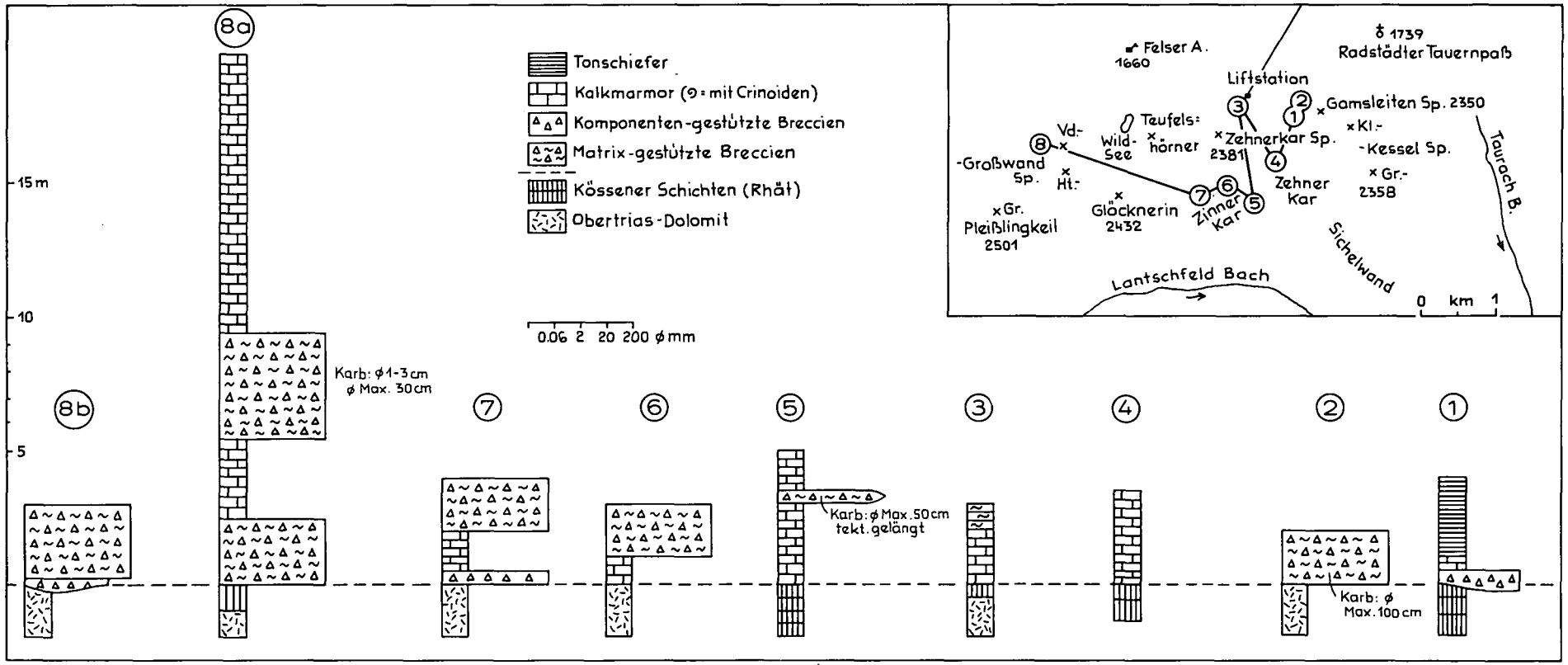


Abb. 53.
Ost–West-Detailprofile der Pleisling-Fazies im Bereich des Zehnerkares, Pleisling-Decke südlich Obertauern.
Über einer nur lokal ausgebildeten diskordanten Basalbreccie treten im tieferen Jura nur kleine Vorkommen einer Komponenten- und Matrix-gestützten Breccie auf.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

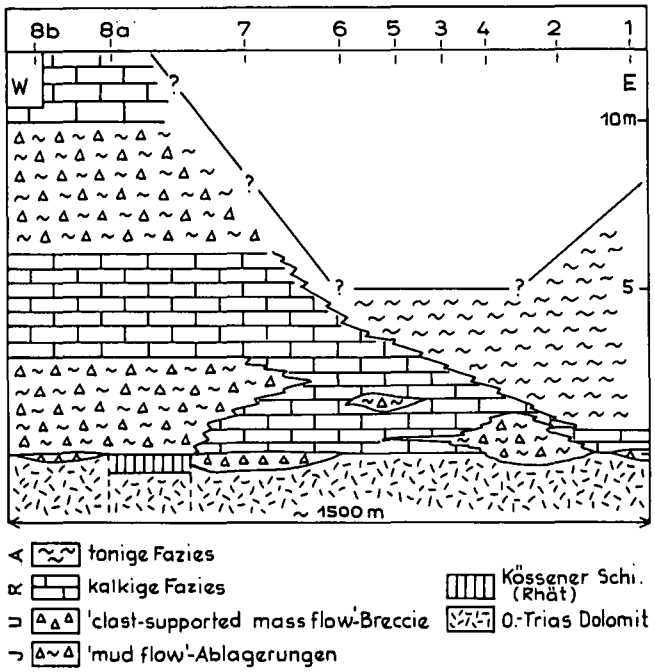


Abb. 54.
Schematisch rekonstruiertes Ost-West-Faziesprofil der basalen Pleislingfazies, Pleisling-Decke, südlich Obertauern (vgl. Profile Abb. 53).
Im Gegensatz zur Hochfeindfazies treten in der Pleislingfazies nur in einem tieferen Horizont und ganz untergeordnet „clast-supported mass flow"-Breccien und „mud flow"-Ablagerungen auf.

ehemaligen Crinoidenkalkes handelt. Im Vergleich mit dem Hierlatzkalk (A. TOLLMANN, 1976, S. 319) kann auch für die an Crinoiden reiche, kalkige Fazies der Pleisling-Fazies eine marine Bildung in seichtem und bewegtem Wasser angenommen werden. Alle diese Merkmale sprechen dagegen, daß es sich bei den „mud-supported"-Ablagerungen der Pleisling-Fazies um distale Ablagerungen aus dem Liefergebiet der Hochfeindfazies handelt.

Die über 100 m-mächtige Serie aus dunklen Ton- und Kalkschiefern führt nach A. TOLLMANN (1977, Tab. 4) Belemniten und Ammoniten des Lias. Das Auftreten von Radiolarit im Schutt des Teufelshornkares (A. TOLLMANN, 1977) läßt auf eine im wesentlichen breccienfreie Entwicklung der Pleislingfazies bis zum U.-Malm schließen.

6.3. Interpretation der Faziesassoziationen

In den Türkenkogel-Schichten kommt es am häufigsten zu einer Wechsellagerung der „clast-supported mass flow"-Breccien mit der grauen Tonschieferfazies. Nur im Süden der Hochfeind-Decke, wo in den Türkenkogel-Schichten bereits grüne Phyllite auftreten, wie sie generell erst für die Schwarzeck-Schichten typisch sind, tritt auch eine Wechsellagerung der grünlichen Phyllite mit den Komponenten-gestützen Breccien auf. In den Schwarzeck-Schichten kommt es neben einer durchgehenden Entwicklung von „clast-supported"-Breccien bzw. der grünen Phyllite ebenfalls sehr häufig zu einer Wechsellagerung dieser beiden Fazies (Tab. 9). Wechsellagerungen zwischen der arenitischen und pelitischen Fazies fehlen. Neben den sedimentologischen Kriterien deuten auch die in den Türkenkogel- und Schwarzeck-Schichten aufgeschlossenen Assoziationen auf einen proximalen Ablagerungsraum. Zusammenfassend sind in der Hochfeindfazies folgende vertikale Faziesgruppen ausgebildet: Im Westabschnitt des Bearbeitungsgebietes tritt in den Türkenkogel-Schichten eine über 100 m mächtige Faziesgruppe auf, die sich aus der Ton-Kalkschieferfazies, der Quarzarenitfazies und aus „clast-supported mass flow"-Ablagerungen zusammensetzt. Im Ostabschnitt enthält eine über 50 m-mächtige Faziesgruppe neben der Ton-Kalkschie-

Tabelle 9.
Häufigkeitsverteilung der einzelnen Lithofaziestypen in den Türkenkogel-, Radiolarit- und Schwarzeck-Schichten der Hochfeind-Decke in bezug auf ihre Wechsellagerung nach dem Schema AB (+ = vorhanden, – = nicht vorhanden, h = häufig, s = selten). Es dominieren die Assoziationen der „clast-supported mass flow"-Ablagerungen mit den Ton- und Kalkschiefern und mit den grünen Phylliten.

A \ B	Komponenten-gestützte Breccie	Matrix-gestützte Breccie	Meta-quarz-arenit	Ton-Mergel-schiefer	Grüner Phyllit	Karbonatische Fazies	Kieselige Fazies
Komponenten-gestützte Breccie		+s	+s	+h	+h	–	+s
Matrix-gestützte Breccie	+s		–	+h	–	–	–
Meta-quarz-arenit	+s	–		–	–	–	+s
Ton-Mergel-schiefer	+h	+h	–		–	–	+s
Grüner Phyllit	+h	–	–	–		–	–
Karbonatische Fazies	–	–	–	–	–		+s
Kieselige Fazies	+s	–	+s	+s	–	+s	

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ferfazies und „clast-supported mass flow"-Breccien auch „mud flow"-Ablagerungen. Zwischen einem östlichen und einem westlichen Haupt-Ablagerungsbereich befand sich ein Zwischenbereich, in dem nur 20–30 m mächtige Breccien-Ablagerungen vorhanden sind. Gerade jener, während der Ablagerung der Türkenkogelbreccie relativ hoch gelegene Zwischenbereich wurde zum nachfolgenden Ablagerungsraum der Radiolarit-Fazies, während gleichzeitig weiter östlich ein Anhalten der grobklastischen Schüttung rekonstruiert werden kann.

In den heute aufgeschlossenen Schwarzeck-Schichten kann eine Verlagerung der Breccienschüttung von Westen nach Osten vermutet werden.

Für die Faziesgruppe der Türkenkogel- und Schwarzeck-Schichten kann eine „proximale fan"-Assoziation abgeleitet werden.

7. Vorstellungen zum Ablagerungsmodell der Jurabreccien

Der Nachweis mariner Fossilien, wie Crinoiden, Belemniten, Ammoniten und Spurenfossilien in der pelitischen Fazies, der schwerkraftbedingte Transportmechanismus der Breccien und Grauwacken, das Dominieren grober Breccienkomponenten sowie das Auftreten von Breccienloben und „channel"-Strukturen legen eine Ablagerung der grobklastischen Sedimente in einem submarinen Fächer-Environment nahe. Da in den Breccienserien sowohl Flachwasser- als auch Tiefseeindikatoren fehlen, wird auf eine Ablagerung in einem Tiefwasserbereich, unter der Wellenbasis, geschlossen. Auf Grund der Überlegungen von E. L. WINTERER & A. BOSSELINI (1981) und H. C. JENKYNS & E. L. WINTERER (1982) bezüglich der Tiefe der CCD im Jura können auch für die Ablagerung der kontinentalen Jurabreccien Tiefen bis etwa maximal 2500 m angenommen werden.

Das Ablagerungsmodell für die unterostalpinen Jurabreccien besteht aus einem Erosionsgebiet unterschiedlicher horizontaler und vertikaler Ausdehnung, einem Bereitstellungsraum, von dem ein nach Material und Korngröße unterschiedlich zusammengesetztes Gesteinsmaterial episodisch in eng kanalisierten Strömen einen submarine Abhang („slope") hinabtransportiert und in einem verflachenden Meeresbodenbereich abgelagert wurde. Die Ablagerung des grobklastischen Materials dürfte hauptsächlich in Form von Loben in einem sehr einfach aufgebauten proximalen Fächer erfolgt sein. Als Ablagerungsmechanismus kommt für die Komponenten-gestützten Breccien hauptsächlich ein „debris flow" in Betracht, da die Längsachseneinregelung von Komponenten in Schüttungsrichtung als plötzliches „Einfrieren" der in Suspension transportierten Komponenten gedeutet wird. Der gemeinsame Transport von arenitischem Material mit Breccien kann auf „high density turbidity currents" zurückgeführt werden. Gradierte Metagrauwacken werden als „turbidity current"-Ablagerungen gedeutet. Es liegen keine Hinweise vor, ob das gröber-klastische Material der „mass flow"-Ablagerungen von einem subaerisch aufragenden Liefergebiet stammte und ob dieses auch verkarstet war, wie dies z. B. für Bereiche in den Préalpes médianes (Präpiemontais) nachgewiesen werden konnte (M. LEMOINE, 1961, Abb. 8; H. MASSON, 1976, Abb. 7; M. SEPTFONTAINE & A. LOMBARD, 1976, S. 439; J. AUBOUIN et al., 1980, S. 208).

Die Fazies-Assoziationen der bearbeiteten unterostalpinen Breccienvorkommen werden als „channel-slope"-Assoziation (Tarntaler Schichten der Hippold-Dekke), als „base of fault scarp"-Assoziation (Tarntaler Schichten der Reckner Decke) und allgemein als submarine Breccien-„fan"-Assoziation interpretiert. Die Faziesassoziationen und Internstrukturen der bearbeiteten „scarp"-Breccien weisen alle auf einen proximalen Ablagerungsbereich in einem dem „scarp" vorgelagerten submarinen Fächer hin. Es fehlen in den Profilabschnitten hingegen Ablagerungen, die einem distaleren Bereich zugeordnet werden können.

In diesem Ablagerungsmodell wird sowohl die ständige Hebung des Liefergebietes als auch die ununterbrochene Schuttbildung auf tektonische Ursachen (Bruchtektonik, Erdbebentätigkeit etc.) zurückgeführt. Auf eine Differenzierung dieses allgemeinen Ablagerungsmodells wird bei der Rekonstruktion der lokalen paläogeographischen Verhältnisse eingegangen.

8. Rekonstruktion der lokalen Paläogeographie auf Grund der Verbreitung grobklastischer unterostalpiner Ablagerungen

Im folgenden Überblick wir nur auf jene Juraablagerungen eingegangen, die auf dem unterostalpinen Kontinentalrand abgelagert worden sind. Breccien unterostalpiner Herkunft des südpenninischen Raumes, wie z. B. jene der Penken-Zone westlich Mayerhofen/Zillertal (E. KRISTAN-TOLLMANN, 1962; F. KARL & O. SCHMIDEGG, 1964; V. HÖCK, 1969; O. THIELE, 1970, V. KNEIDL, 1971; M. PRAEHAUSER-ENZENBERG, 1972; B. VELS, 1975; A. TOLLMANN, 1977; H. MILLER & B. VELS, 1977; H. MILLER, 1978), der Richbergkogel-Zone im Gerlosgebiet (H. DIETIKER, 1938; F. KARL, 1951; O. THIELE, 1967, 1976; F. POPP, 1981, 1984; W. FRISCH & F. POPP, 1981) ferner südlich des Weißecks/Zederhaustal (F. THALMANN, 1963; Ch. EXNER, 1983b) oder jene des Speiereckgebietes westlich Mauterndorf (H. HÄUSLER, 1985) etc. wurden in diese Rekonstruktionen nicht einbezogen, da deren eingehende sedimentologische Bearbeitung noch aussteht.

8.1. Lias-Dogger-Paläogeographie der Hippold- und Recknerfazies

Bei der Anwendung des Breccien-Ablagerungsmodells auf die räumlich rekonstruierbare Verteilung der Faziesgruppen in den Tarntaler Schichten der Hippoldfazies lassen sich folgende Argumente für eine Schüttungsrichtung der Tarntaler Breccie anführen:

Aufgrund des Auftretens der „channel-slope"-Assoziation im Süden (Junsjoch) und des Vorherrschens der „proximalen fan"-Assoziation im Norden (Hohe Wand) sowie der räumlichen Rekonstruktion meridional streichender kanalisierter Breccienvorkommen kann auf ein allgemeines Paläogefälle des „slope" von Süden nach Norden und damit auf eine Schüttung der „mass flow"-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

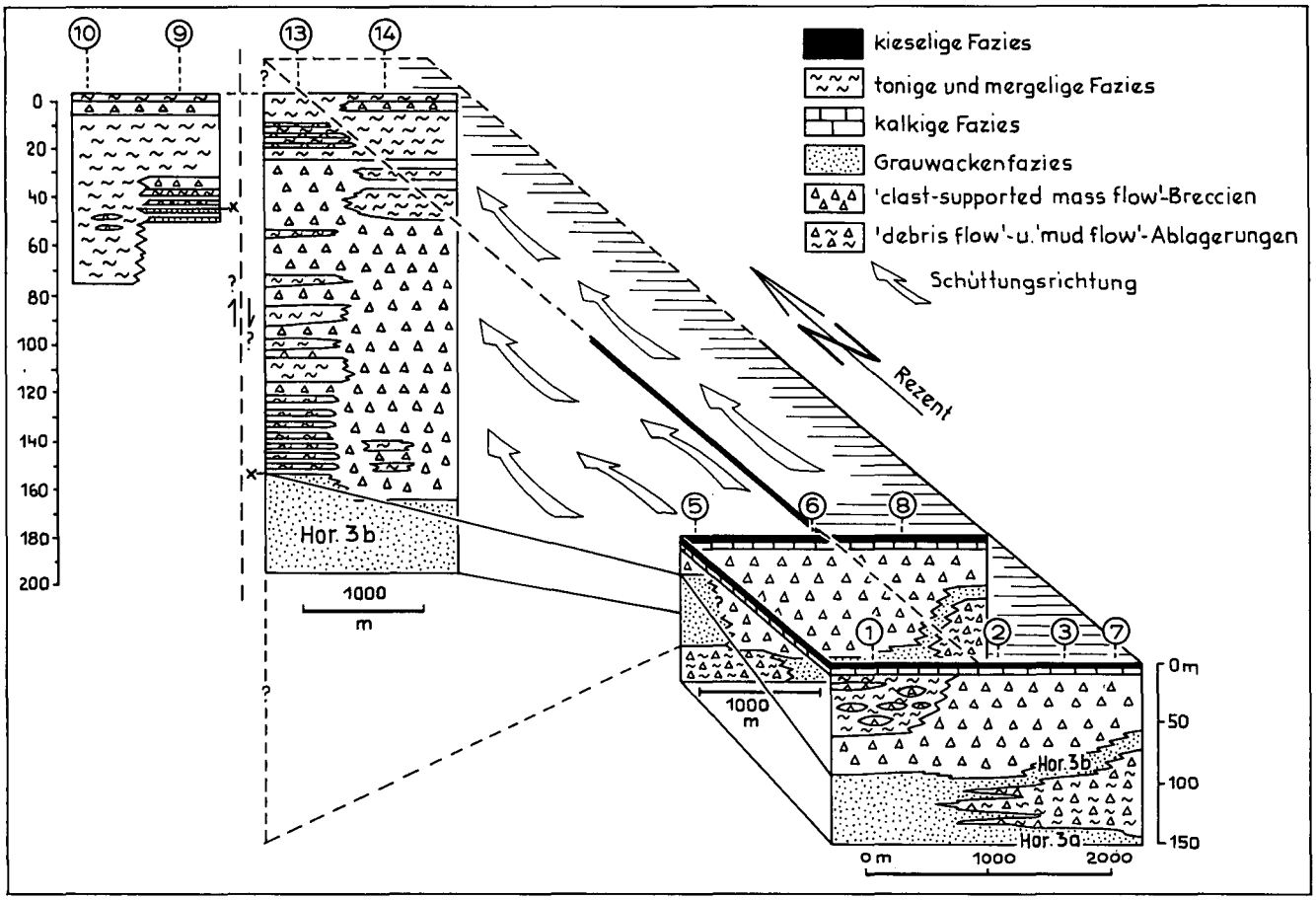


Abb. 55.
Versuch einer schematischen räumlichen Faziesrekonstruktion der Tarntaler Schichten der Hippold-Decke und Interpretation der Schüttungsrichtung der Komponenten-gestützten Quarzitschollenbreccie im Hangenden des Haupt-Grauwackenschiefers (Hor. 3b), Wattener Lizum.
Im Süden ist über dem Haupt-Grauwackenschiefer eine bis zum Radiolarit durchgehende „clast-supported mass flow"-Breccie ausgebildet, die lateral gegen Westen mit der tonig-mergeligen Fazies wechsellagert und gegen Norden ein Vielfaches ihrer Mächtigkeit erreicht. Der laterale Übergang von einer „channel-slope"-Assoziation im Süden in eine „proximal fan"-Assoziation im Norden belegt indirekt die Schüttungsrichtung der Tarntaler Breccie der Hippold-Decke von Süden nach Norden.

Breccien aus südlicher Richtung geschlossen werden (Abb. 55). Diese Theorie wird auch dadurch gestützt, daß im Liegenden des Haupt-Grauwackenniveaus progradierende Breccienloben gegen Norden enden und auch in der „clast-supported"-Breccienfazies im Hangenden des Haupt-Grauwackenschiefers ein „coarsening-up" als Vorstoß eines proximalen „fan"-Bereiches gegen Norden interpretiert werden kann. Wenn dieses auf Grund indirekter Schlußfolgerungen rekonstruierte Paläogefälle stimmt, muß der gleiche „slope" auch die Ablagerung der Matrix-gestützten Breccien und der Grauwackenfazies bestimmt haben. Es ist jedenfalls nicht wahrscheinlich, daß bei entsprechender Beckenbreite „mass flow"-Sedimente in entgegengesetzter Richtung, den „slope" aufwärts, tranportiert worden sind. Damit ist aber auch indirekt eine Schüttung der mächtigen Grauwackenfazies aus südlicher Richtung anzunehmen. Im gleichen unterostalpinen Liefergebiet für die Hippoldfazies ist auch ein bereits im tieferen Jura vorhandener ultrabasischer Körper zu rekonstruieren.

Die räumliche Verteilung der Faziesgruppen in den Tarntaler Schichten der Hippoldfazies läßt auf normale, synthetische, listrische und synsedimentäre Brüche schließen (Abb. 57). Die Gesamthöhe der „scarps" dürfte auf Grund der Erosionstiefe (Triaskarbonate, Permoskythquarzit, paläozoischer Vulkanit), mindestens einige 100 m betragen haben. Die Erosionstiefe steht auch mit der lateralen räumlichen Ausdehnung des Liefergebietes in Zusammenhang, da die Breccienablagerungen heute von der Wattener Lizum bis zum Mieslkopfgebiet verfolgt werden können. Für die Hippoldfazies im nördlichen Abschnitt (Hippold-Eiskar) ist eine Rekonstruktion der lokalen Paläogeographie nicht möglich. Für die Tarntaler Breccie der Hippoldfazies läßt sich somit ein großräumiges, einige Zehnerkilometer im Streichen verfolgbares und mehrere 100 m tiefes Erosionsgebiet rekonstruieren, von dem „mass flow"-Ablagerungen in einen nördlicher gelegenen, marinen Tiefwasserbereich gelangt sind.

Für die Rekonstruktion der Schüttungsrichtung der Tarntaler Breccie der Recknerfazies lassen sich folgende Argumente anführen:

Die Geometrie der kanalisierten Breccienablagerungen läßt in Verbindung mit der Einregelung von Komponentenlängsachsen einen Transport in NW–SE-Richtung ableiten (Abb. 56). Im Südosten wurde ein bruchtreppenartig gegen Norden abgesetztes Triasrelief von „disorganized"-Breccien plombiert. Diese „base of fault scarp"-Assoziation mit gegen NW rasch auskeilender Breccienentwicklung läßt auf normale, antithetische, listrische und synsedimentäre Brüche schließen (Abb. 57). Indem das Komponentenspektrum auf eine Erosion triadischer Schichten hinweist, ist nur ein Erosionsrelief von einigen Zehnermetern notwendig, woraus sich wieder eine geringe Sprunghöhe der zu ero-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

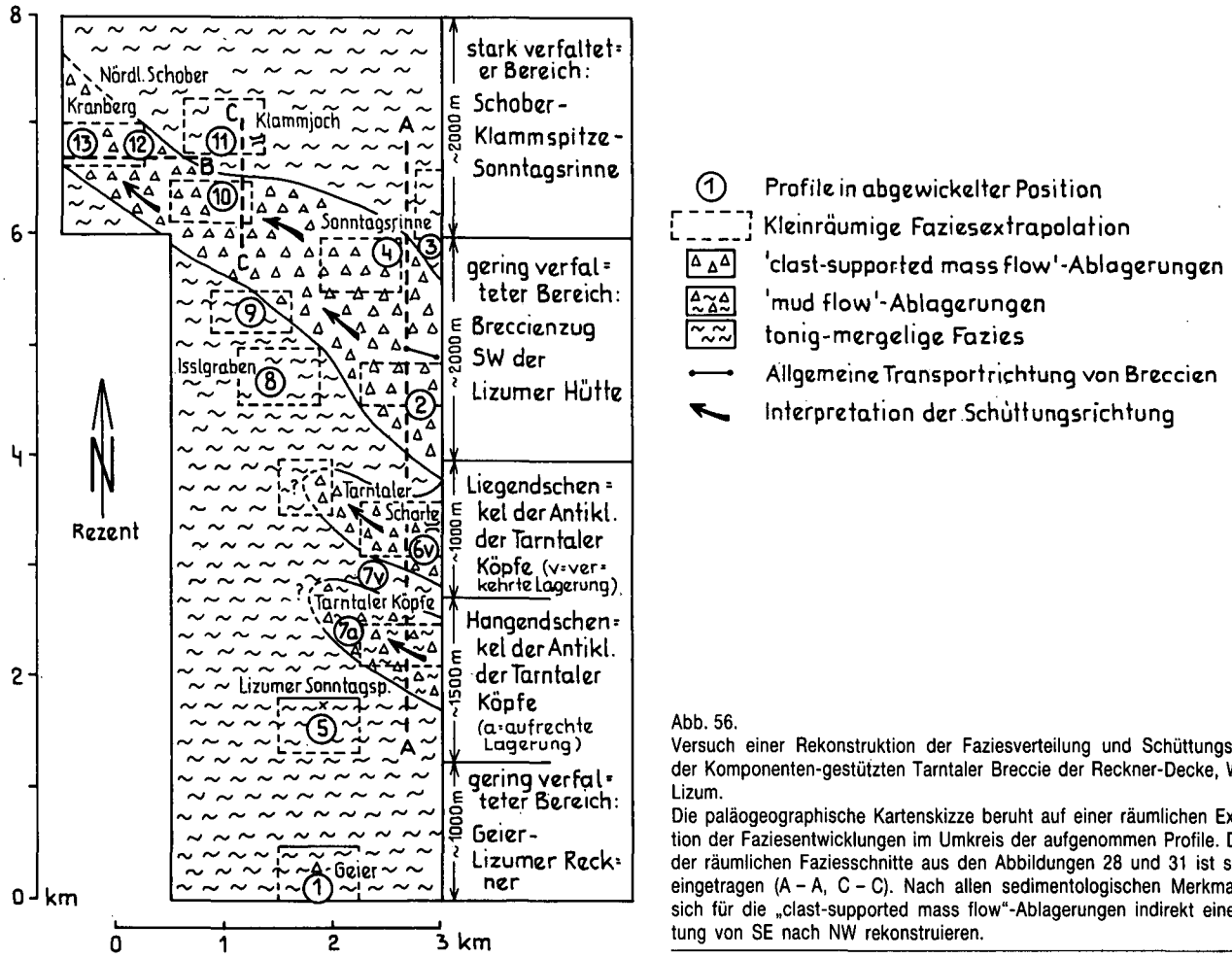


Abb. 56.
Versuch einer Rekonstruktion der Faziesverteilung und Schüttungsrichtung der Komponenten-gestützten Tarntaler Breccie der Reckner-Decke, Wattener Lizum.
Die paläogeographische Kartenskizze beruht auf einer räumlichen Extrapolation der Faziesentwicklungen im Umkreis der aufgenommen Profile. Die Lage der räumlichen Faziesschnitte aus den Abbildungen 28 und 31 ist strichliert eingetragen (A – A, C – C). Nach allen sedimentologischen Merkmalen läßt sich für die „clast-supported mass flow"-Ablagerungen indirekt eine Schüttung von SE nach NW rekonstruieren.

dierenden Bruchtreppen ableiten läßt. Dieses hauptsächlich auf die Obertrias beschränkte kleinräumige Liefergebiet dürfte allgemein im Südosten der heutigen Breccienablagerungen gelegen sein. Die Erosion eines ultrabasischen Körpers läßt sich in diesem Raum erst für die über dem Radiolarit einsetzenden Geier-Schichten nachweisen.

8.2. Lias-Dogger-Paläogeographie der Hochfeind- und Pleislingfazies

Aus der Verteilung der grob- und feinklastischen „mass flow"-Ablagerungen der Hochfeindfazies lassen sich nur beschränkt Argumente für eine Schüttungsrichtung der Türkenkogelbreccie ableiten:

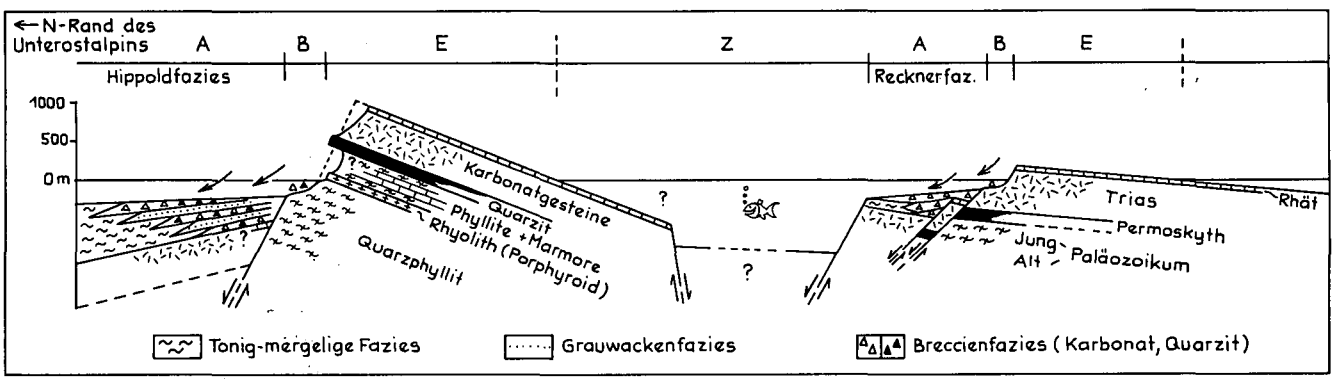


Abb. 57.
Rekonstruktion der paläogeographischen Verhältnisse in den Tarntaler Bergen zur Zeit der Ablagerung der tieferen Jurabreccien (Lias–Dogger; schematisch, nicht maßstäblich).
A = Ablagerungsraum; B = Bereitstellungsraum; E = Erosions- und Liefergebiet; Z = nicht mehr rekonstruierbarer Zwischenraum; der Rekonstruktion liegt die Annahme eines subaerischen Erosionsgebietes zugrunde.
Aus der mächtigen Entwicklung der Tarntaler Schichten in der nördlicher gelegenen Hippoldfazies läßt sich ein tief erodiertes, weithin streichendes, großes Liefergebiet mit einer Schüttung der Tarntaler Breccie von (heute) Süden nach Norden rekonstruieren. Aus der geringermächtigen Entwicklung der Tarntaler Schichten in der ehemals südlicher gelegenen Recknerfazies läßt sich ein kleinräumiges Liefergebiet mit geringer Tiefenerosion und einer Breccienschüttung von (heute) Südosten nach Nordwesten rekonstruieren.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

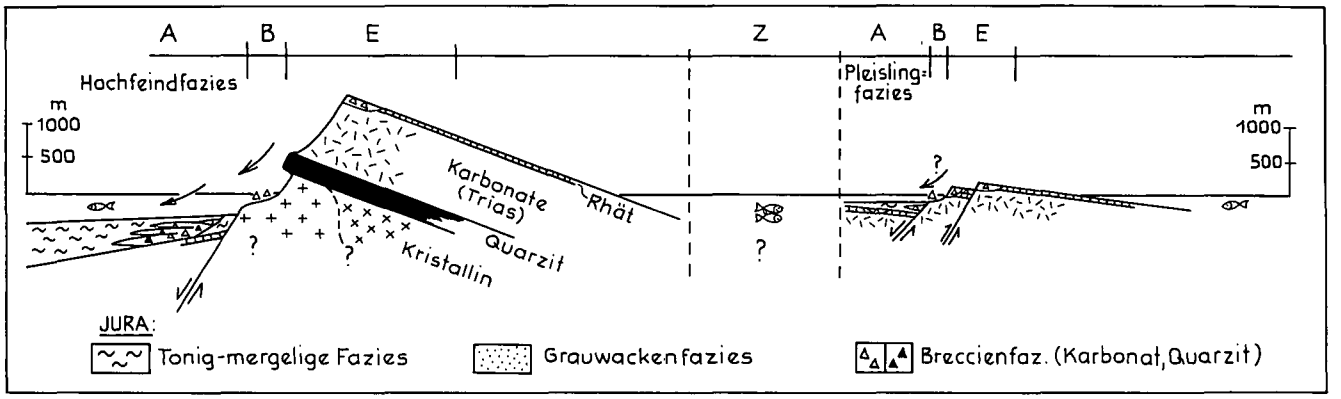


Abb. 58.
Rekonstruktion der paläogeographischen Verhältnisse in den Radstädter Tauern zur Zeit der Ablagerung der tieferen Jurabreccien (Lias–Dogger; schematisch, nicht maßstäblich).
A = Ablagerungsraum; B = Bereitstellungsraum; E = Erosions- und Liefergebiet; Z = nicht mehr rekonstruierbarer Zwischenraum (Bereich der Lantschfeld-Decke); der Rekonstruktion liegt die Annahme eines subaerischen Erosionsgebietes zugrunde.
Aus der Zusammensetzung der mächtigen Entwicklung der Klastika-reichen Türkenkogel-Schichten wird in der nördlicher gelegenen Hochfeindfazies ein tief erodiertes Liefergebiet rekonstruiert. Aus den wenigen und geringmächtigen Breccienvorkommen in der südlicher abgelagerten Pleislingfazies läßt sich nur ein kleinräumiges Liefergebiet mit geringer Tiefenerosion rekonstruieren, an dessen synsedimentär neugebildeten „scarps" auch tieferer Lias aufgearbeitet worden ist.

Das primäre Enden einer mächtigen „disorganized"-Breccienentwicklung und ihre Verzahnung mit der tonig-kieseligen Fazies (Lackenspitze) lassen eine lokale Schüttung aus allgemein südlicher Richtung vermuten (Abb. 58). Die kleinräumigen Aufschlußverhältnisse lassen jedoch keine Aussage über die vermutliche Schüttungsrichtung der gesamten Türkenkogelbreccie zu.

Generell ist im Laufe des Jura eine ständige Eintiefung der Erosion des Liefergebietes zu rekonstruieren. Vor dem Einsetzen der marinen, tonig-mergeligen Fazies wurden Karbonatbreccien diskordant auf Obertrias abgelagert. In den höheren Türkenkogel-Schichten setzte sofort eine Schüttung von Quarzitkomponenten ein, was bereits auf eine Erosion der Triasbasis schließen läßt. Die Erosion muß aber im Liefergebiet bereits unter den Lantschfeldquarzit gereicht haben, da auch schon Granitgneise in der basalen marinen Breccie auftreten. Erst die obersten Türkenkogel-Schichten belegen mit der Ablagerung von Kristallindetritus die großräumige Verwitterung der unterostalpinen Kristallinbasis. Die vortriadische Schichtfolge des Liefergebietes kann durchaus auch unvollständig gewesen sein, da es schon vor der Ablagerung des Lantschfeldquarzites zu großflächigen Abtragungen und auch im Karn bei entsprechender Erosion zu Breccienablagerungen gekommen ist.

In den Schwarzeck-Schichten wurden große Mengen an Kristallindetritus aus einem Bereitstellungsraum über einen submarinen „slope" verfrachtet und in einem proximalen „fan" abgelagert. In den Schwarzeck-Schichten treten nur selten sedimentäre Strukturen auf, die auf einen Breccientransport in nördlicher Richtung schließen lassen. Die Änderung der Komponentenzusammensetzung als Trend einer zunehmenden Tiefenerosion legt aber bei gleichbleibender Schüttungsrichtung ein für den Jura in annähernd gleicher südlicher Position befindliches Erosions- und Liefergebiet nahe.

Für die Pleislingfazies ist eine paläogeographische Rekonstruktion nicht mehr möglich. In den basalen Juraschichten sind von sehr kleinräumig ausgebildeten Bruchtreppen Schuttströme abgelagert worden. Nach einer Lias-Transgression wurden kalkige und tonige Sedimente abgelagert. Die Ausbidung neuer Bruchtreppen bewirkte, daß bereits lithifizierte Seichtwasserkalke, zu Komponenten aufgearbeitet, zusammen mit Obertriaskarbonaten in schmalen Schuttströmen über einen submarinen „slope" in eine tieferen Meeresbereich transportiert und in kleinen „breccia lobes" abgelagert wurden.

Aus den Aufschlüssen ergeben sich keine Hinweise auf eine Schüttungsrichtung der „mass flow"-Ablagerungen.

Für die „mass flow"-Ablagerungen der Hochfeind- und Pleislingfazies kann jedoch ein identes Liefergebiet ausgeschlossen werden, da es sich bei den Grobklastika-führenden Schichten der Pleislingfazies sedimentologisch nicht um distale Ablagerungen der Türkenkogel-Schichten handelt und nach der Komponentenzusammensetzung der „mass flow"-Breccien mit vergleichbarer Komponentengröße Liefergebiete mit unterschiedlicher Schichtfolge angenommen werden müssen. Im Fall der Türkenkogelbreccie handelte es sich um eine erodierte Schichtfolge aus Triaskarbonaten, Lantschfeldquarzit und vortriadischem Kristallin während in den submarin abgelagerten Breccien der Pleislingfazies neben Triaskarbonaten (vermutlich der Obertrias) vor allem Crinoidenkalk in einer Fazies dominiert, die nur aus dem Lias der Pleislingfazies selbst bezogen werden kann.

9. Vergleich der bearbeiteten nachtriadischen unterostalpinen Breccien mit äquivalenten Breccienvorkommen in Graubünden (Schweiz)

9.1. Der unterostalpine Kontinentalrand der Ostalpen

Aus den Jurabreccien unterostalpiner Herkunft lassen sich im unterostalpinen Kontinentalrand drei etwa parallel verlaufende und voneinander getrennte Liefergebiete mit Schüttungen von jeweils Süden nach Norden – im heutigen geographischen Sinn – rekonstru-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ieren. Über die einzelnen, heute Ost–West-streichenden Breccienzonen lassen sich folgende paläogeographische Angaben machen:

a) Die Breccien der südlichsten südpenninischen Fazies (z. B. Klammkalk-Zone im Osten, Fuscher Fazies und Richbergkogel-Zone) werden auf Grund der vom unterostalpinen Rand beziehbaren Triasdolomit-Komponenten von einer hypothetischen erosiven Schwellenzone bezogen, die den Nordrand der unterostalpinen Plattform gegenüber dem südpenninischen Faziesbereich abgrenzte. Eine sedimentologische Bearbeitung dieser südpenninischen Breccien steht noch aus. Südlich davon lassen sich zwei weitere Breccien-Ablagerungsräume unterscheiden, deren Anlage etwa parallel zum unterostalpinen Kontinentalrand interpretiert wird.
b) Eine nördlichere Bruchtreppe begrenzt ein Liefergebiet mit über 1000 m Erosionstiefe und führte zu einer großräumigen Ausbildung mindestens 300 m mächtiger „mass flow"-Ablagerungen (Türkenkogel- und Schwarzeck-Schichten der Hochfeindfazies; Tarntaler Schichten der Hippoldfazies).
c) Eine weiter südlich nachweisbare, etwa parallel verlaufende, aber nur aus lokalen Bruchtreppen bestehende Zone lieferte bei Erosionstiefen von nur einigen wenigen Zehnermetern „mass flow"-Ablagerungen von geringerer Verbreitung und Mächtigkeit (Tarntaler Schichten der Recknerfazies; Breccien der Pleislingfazies). Es ist kein Trend einer Abnahme der Komponentengröße in Abhängigkeit von der Transportweite der Breccien feststellbar. Die Ablagerung der Klastika ist fast durchgehend von Lias bis Dogger nachweisbar (Tarntaler Breccie der Hippold- und Recknerfazies und Türkenkogelbreccie der Hochfeindfazies) und wird generell durch die Ablagerung der Radiolarit-Schichten unterbrochen. Im höheren Malm treten in der Hochfeindfazies noch mächtigere Breccienablagerungen auf (Schwarzeckbreccie), während in der Recknerfazies heute nur mehr gering-mächtige Grauwackenschiefer und Feinbreccien (Geier-Schichten) eine Fortsetzung der grobklastischen Sedimentation belegen. Aus der Pleislingfazies sind vergleichbare Schichten nicht bekannt.

Über die genaue paläogeographische Orientierung der tektonischen Abbruchs- und Erosionsflächen lassen sich keine näheren Angaben machen. Außer parallel zum unterostalpinen Kontinentalrand verlaufenden „scarps" könnten auch „transform faults" oder ein kombiniertes Störungssystem die Horstbildung und Gesteinszerrüttung verursacht haben. Die jurassischen Breccienvorkommen im Unterostalpin der Ostalpen ergeben jedenfalls nur kleine Ausschnitte für die paläogeographische Rekonstruktion des unterostalpinen Kontinentalrandes.

9.2. Der unterostalpine Kontinentalrand der Westalpen in Graubünden

Die günstigen Aufschlußverhältnisse und genauen biostratigraphischen Einstufungen dieser nur anchimetamorphen Juraablagerungen haben schon früh zu genauen Faziesrekonstruktionen geführt.

In bezug auf das Piemontais nimmt die Err-Bernina-Decke die gleiche Position ein wie das Unterostalpin der Ostalpen zum Südpennin.

9.2.1. Breccien der Alv-, Fain- und Mezzaun-Formation (Lias–Dogger)

Die Alv-Breccie wurde von H. P. SCHÜPBACH (1970, 1974) im Vergleich mit rezenten Kontinentabhang- und Beckensedimenten bearbeitet. Die palinspastische Abwicklung der unterostalpinen Schuppen erlaubte eine Rekonstruktion von jeweils proximalen und distaleren Breccienschüttungen. Die Hauptschüttung ist von jeder Bruchtreppe („scarp") von Süden nach Norden nachweisbar. Über Kalken des Sinemur lagert die Alv-Formation, deren Breccien Reisenschollen von Hauptdolomit (bis 30×400 m) führen. Im Gegensatz zu den Breccien der Fain-Formation konnten in der Matrix der Alv-Breccie keine marinen Fossilien nachgewiesen werden. Die turbiditischen Anteile der Mezzaun-Formation führen Fleckenmergel und Kieselkalke. Diese Formation wird vom Radiolarit überlagert.

Die lokale Breccienschüttung im 2–3 km-Bereich, die „base of fault scarp"-Assoziation, der Altersumfang von Lias–Dogger und die Überlagerung durch den untermalmischen Radiolarit sind Merkmale, die sehr gut mit der Tarntaler Breccie der Recknerfazies übereinstimmen.

9.2.2. Breccien der Bardella- und Saluver-Formation (Dogger)

Die jurassischen Breccien der Err-Bernina-Decke sind in der Zone von Samaden eingehend von W. FINGER (1975, 1978, 1982) bearbeitet worden. Über den Kössener Schichten treten mergelige Kalke, Kieselkalke und stellenweise Crinoidenbreccien des Rhät/Lias auf, die als Agnelli-Formation bezeichnet wurden. Darüber setzt eine Wechsellagerung von kalkigen Schiefern und Breccien, die Bardella-Formation, ein, die hauptsächlich Dogger einnimmt. In ihr treten grobe Karbonat- und Karbonat-Kristallinbreccien auf. Eine Auswertung der Sedimentstrukturen läßt nach W. FINGER eine Änderung der marinen Strömungsverhältnisse im Laufe des Dogger erkennen. Nach der Abnahme der Bankmächtigkeiten und der Abnahme der Komponentendurchmesser ist über eine Distanz von 1000 m aber eindeutig eine Breccienschüttung von Süden nach Norden belegbar. Über der Bardella-Formation folgt die Saluver-Formation (benannt nach der ehemaligen Saluver-Kette = heute Gebiet um den Piz Nair, WNW St. Moritz), die ihrerseits vom Radiolarit überlagert wird. Die Klärung der Lagerungsverhältnisse am Piz Nair geht auf F. ROESLI (1944) zurück. Die Saluver-Formation führt bis 20 m-mächtige Bänke ungradierter und doppelt-gradierter Karbonat-Kristallinbreccien sowie rote Arkosen und Tonschiefer. Die Breccien werden als „debris flow"-Ablagerungen interpretiert, die am Fuß mariner Steilhänge („scarps") sedimentiert worden sind.

Die Breccienfazies und ihre Wechsellagerung mit der kalkreichen Fazies, die Hauptschüttungsrichtung und die Überlagerung durch den Radiolarit sind Merkmale, die sich mit der Tarntaler Breccie der Hippold-Decke vergleichen lassen.

9.2.3. Pennin

Breccienablagerungen des südlichen Piemontais, die etwa mit den Jurabreccien des südlichen Südpennins

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

wie z. B. der Klammkalk-Zone oder der Richbergkogel-Zone vergleichbar wären, wurden von F. ROESLI (1944) und U. GRUNER (1981, Maraner Breccie, Bettlerjoch-Breccie) beschrieben.

Ein generelles Ablagerungsmodell für die unterostalpinen Jurabreccien der Schweiz stammt von H. FURRER (1985), aus dem die Schollenzerlegung des unterostalpinen Konktinentalrandes entlang normaler, antithetischer, listrischer und synsedimentärer Brüche (vgl. R. TRÜMPY, 1985) hervorgeht.

Die Gliederung des unterostalpinen Kontinentalsockels in zahlreiche listrische Bruchtreppen kann auch in den Westalpen in kausalem Zusammenhang mit dem im Laufe des tieferen Jura gebildeten südpenninischen Raum gesehen werden. In den West- und Ostalpen können im Norden des unterostalpinen Kontinentalrandes im Jura tektonisch aktive „scarps" („listric normal faults" oder „transform faults") rekonstruiert werden, deren „mass flow"-Ablagerungen heute nur mehr reliktisch erhalten sind.

10. Zur paläotektonischen Entwicklung des unterostalpinen Kontinentalrandes im Jura

Die Anlage kontinentaler Riftsysteme in der Obertrias kündigte den Zerfall von Pangaea an (J.-C. SIBUET & W. B. F. RYAN, 1979; P. FAUPL, 1984, S. 101). Die auftretenden Jurabreccien lassen allgemein auf starke Bodenunruhen infolge tektonischer Ereignisse schließen und können nach A. TOLLMANN (1966b) als Auswirkungen der altkimmerischen Phase (Trias/Jura), der mesokommerischen Phase (Lias), der hochalpinen Phase (Dogger) sowie der jungkimmerischen Phase (Malm) interpretiert werden (vgl. A. TOLLMANN, 1986, S. 82).

Die Bearbeitung der unterostalpinen Jurabreccien führte zu der Vorstellung, daß aus regional und lokal unterschiedlich ausgebildeten „mass flow"-Ablagerungen auf lokale Bruchtreppen mit unterschiedlicher, synsedimentärer tektonischer Aktivität geschlossen werden kann (H. HÄUSLER, 1987a). Die großräumige Rekonstruktion der Entwicklung des unterostalpinen Kontinentalrandes hängt eng mit den Vorstellungen über die Entwicklung des südpenninischen Raumes in den Ostalpen zusammen, über die sich aus den Breccienuntersuchugen im Unterostalpin keine direkten Hinweise ergeben (vgl. A. TOLLMANN, 1986, Abb. 26). Im folgenden werden in bezug auf zwei unterschiedliche Entwicklungsmodelle des südpenninischen Raumes verschiedene Aspekte einer möglichen Entwicklung des unterostalpinen Kontinentalrandes im Jura diskutiert.

Modell 1

Das Unterostalpin bildete den Kontinentalrand eines südpenninischen Ozeans, der, ähnlich wie der Nordatlantik, durch ein orthogonales „spreading" gebildet wurde.

Eine Trennung der mittelpenninischen von der unterostalpinen Teilplatte könnte theoretisch mit einem „elevated rift valley-graben"-Stadium nach B. F. WINDLEY (1984) begonnen haben. Dieser epirogenetischen Phase könnte im Unterostalpin eine großflächige Erosion der Obertrias mit nachfolgender Ablagerung der diskordanten Lias-Basisbreccie zugeordnet werden. In einem „narrow sea between high wall"-Stadium könnte es zu einer frühen Ausbildung eines instabilen unterostalpinen Kontinentalrandes gekommen sein (vgl. M. LEMOINE & R. TRÜMPY, 1987). Die Anlage von schuttliefernden Bruchtreppen könnte einerseits in Form von listrischen Flächen, etwa parallel zum unterostalpinen Kontinentalrand oder in Form von Transform-Störungen, schräg dazu, angenommen werden. Da „transform faults" auch rezent als seismisch besonders aktive Zonen bekannt sind (B. E. HOBBS et al., 1976, S. 445), könnten ihnen auch bei der Breccienbildung eine größere Bedeutung zugekommen sein. Nach einem „narrow ocean"-Stadium könnte es zwischen Mittelpennin und Unterostalpin infolge „sea floor spreading" zu einer Öffnung des südpenninischen Ozeans gekommen sein. Ab wann es im tieferen Jura im Südpennin der Ostalpen zur Ausbildung einer ozeanischen Kruste gekommen ist (vgl. Vorstellungen W. FRISCH, 1977), ist nicht belegt. Die mit der Bildung des südpenninischen Ozeans einhergehende Bruchtektonik an den korrespondierenden Kontinentalrändern des zentralalpinen Raumes kann indirekt aus den „mass flow"-Ablagerungen des Jura abgeleitet werden (Lias–Dogger „scarp"-Breccien des Unterostalpins: z. B. Türkenkogelbreccie, Tarntaler Breccie; Breccien im Norden und Süden des südpenninischen Troges). Zeitlich verlgeichbare Sedimentationsprozesse, die ebenfalls eine kontinentale Zerrungstektonik bzw. Bewegungen an „transform faults" widerspiegeln, finden sich beispielsweise in verschiedenen Zonen der Ostalpen (L. OEDEKOVEN, 1976; P. FAUPL, 1978; J. WÄCHTER, 1987), der Westalpen (Falknis-Sulzfluh-Dekke); Err-Bernina-Decke), der Kleinen Karpathen (D. PLAŠIENKA, 1987), aber auch am Nordrand der afrikanischen Platte, in der Bou Kornine-Formation des Dogger, östlich von Tunis (St. P. COSSEY & R. EHRLICH, 1978) sowie im Malm Ostgrönlands (F. SURLYK, 1978, Abb. 41).

Mit den Radiolarit-Schichten setzte auch im unterostalpinen Tethysbereich eine gering klastisch beeinflußte Fazies ein. Auch über dem Jura-Radiolarit ist es im unterostalpinen Kontinentalbereich der Ostalpen erneut zu Breccienbildungen gekommen (Geier-Schichten der Recknerfazies in den Tarntaler Bergen; Schwarzeck-Schichten der Hochfeindfazies in den Radstädter Tauern). Zusammensetzung und Ablagerungstyp dieser jüngeren grobklastischen Schichten sind jeweils gut mit den älteren Juraablagerungen vergleichbar. Auf Grund der in diesem Entwicklungsmodell des südpenninischen und unterostalpinen Raumes während des gesamten Jura angenommenen Zerrungstektonik können die unterostalpinen Jurabreccien als Folge bruchtektonisch wirksamer, epirogenetischer Prozesse gesehen werden.

Im Gegensatz zu den Westalpen, wo die Schichtfolge z. B. in der Zone von Samaden bis zu den „Couches Rouges" der Oberkreide reicht (W. FINGER, 1978), kann die weitere Entwicklung des unterostalpinen Kontinentalrandes in den Ostalpen nur indirekt aus der klastischen Entwicklung des südpenninischen Randbereiches in der Kreide erschlossen werden, da trotz eines möglichen Kreideanteiles in den hangenden Schwarzeck-Schichten der Hochfeindfazies fossilbelegte Kreideablagerungen im Unterostalpin der Ostalpen bisher nicht nachgewiesen worden sind. Aus der Sedimentabfolge der Schwarzeck-Schichten allein lassen sich noch keine Argumente anführen, die den Übergang eines passiven Kontinentalrandes in einen aktiven, im Sinne von W. FRISCH et al. (1987) nahelegen würden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Modell 2

Das Unterostalpin bildete den Kontinentalrand eines südpenninischen Ozeans, der sich entlang von „transform offsets" und schräg zum passiven Kontinentalrand verlaufenden Riftzonen verbreitert hat, wofür die Bildung des Golfes von Kalifornien als Vergleich herangezogen werden kann.

In diesem Fall (vgl. K. KELTS, 1981; H. C. JENKYNS & E. L. WINTERER, 1982, Abb. 7; vgl. Vorstellungen F. KOLLER & V. HÖCK, 1987, S. 73) wäre eher eine kleinräumige Gliederung des unterostalpinen Kontinentalrandes zu erwarten, der besonders durch Krustenverstellungen an vertikalen Brüchen und durch Blattverschiebungen charakterisiert wäre. Es könnten auch im Unterostalpin, ähnlich wie dies K. KELTS (1981) für den Golf von Kalifornien annahm, ultramafische Körper entlang von Transform-Zonen tektonisch hochgeschürft worden sein. Tektonische Bewegungen könnten als Blattverschiebungen theoretisch neben Translation sowohl Extension als auch lokale Kompression zur Folge gehabt haben. Diese lokal zu erwartenden Einengungen und Hebungen sind Erscheinungen, die z. B. bei der Bildung von „pull apart basins" auftreten können, jedoch in keinem Zusammenhang mit Subduktionsvorgängen stehen. Nach diesem Modell könnten Jurabreccien auch an Bruchtreppen gebunden gewesen sein, deren Bildung nicht nur auf eine Zerrungstektonik sondern auch auf eine lokale Einengung zurückgeführt werden könnte. Bei einer derartigen Rekonstruktion kleinräumig divergierender Krustenbereiche kann das lokale Auftreten von Chromspinell-Detritus auf die Platznahme ultramafischer Körper nach einem Diapir-Modell (siehe unten) zurückgeführt werden.

Soweit dies aus der Faziesverteilung der unterostalpinen Jura-Schichtfolge abgeleitet werden kann, läßt sich der rasche Fazieswechsel und die lokal beschränkten grobklastischen Schüttungen in Verbindung mit dem lokalen Auftreten ultrabasischer Gesteinskörper besser nach Modell 2 als etwa nach Modell 1 erklären. Wesentlich scheint, daß alle untersuchten „mass flow"-Ablagerungen als proximale Bildungen eines passiven Kontinentalrandes interpretiert werden können. Über die vielleicht unterschiedliche Breite des südpenninischen Ozeans im Jura soll in diesem Zusammenhang nichts ausgesagt werden.

Im Anschluß an diese Überlegungen und an die aus den Breccienablagerungen gewonnenen Vorstellungen über die Entwicklung des unterostalpinen Kontinentalrandes soll noch die Erosion ultrabasischer Körper im Jura des Unterostalpins diskutiert werden:

In der unterostalpinen Schichtfolge der Tarntaler Berge tritt vom tieferen Jura bis in den Malm Chromspinell in klastischen Serien auf, deren Schüttung von unterostalpinen Bruchstaffeln, z. B. auf Grund des gemeinsamen Auftretens mit Komponenten fossilführender Kössener Schichten gesichert ist. Wie im sedimentologischen Teil dieser Arbeit näher ausgeführt, konnte in den klastischen Juraserien der Hippold- und Reckner-Decke ein Transport von „mass flow"-Ablagerungen von jeweils südlicher gelegenen Bruchtreppen wahrscheinlich gemacht werden. Die gleichzeitige Schüttung von Chromspinell mit unterostalpinem Material bedingt eine ähnliche Position eines ultrabasischen Körpers als Liefergebiet. Da Chromspinell bereits in lithischen Wacken und in der arenitischen Matrix von Feinbreccien im Liegenden des Jura-Radiolarites auftritt, kann auf eine intrakontinentale Platznahme und nachfolgende Erosion eines ultrabasischen Körpers, schon im tieferen Jura, geschlossen werden.

Den Vorstellungen über die paläotektonische Entwicklung des unterostalpinen Kontinentalrandes liegt die Annahme eines sich im Jura öffnenden südpenninischen Ozeans zu Grunde (vgl. P. FAUPL, 1984, Abb. 41). Da somit ein Obduktionsmechanismus, der z. B. in der höheren Unterkreide südpenninische Ophiolithkörper in ein Erosionsniveau bringt (Chromspinellschüttungen in den Losensteiner Schichten l. c. Abb. 47), ausgeschlossen werden kann, muß der z. B. noch im tieferen Jura der Hippold-Decke auftretende Chromspinell von einem andersartigen Liefergebiet bezogen werden. Dafür kommen theoretisch folgende Möglichkeiten in Betracht:

1) Die Erosion von paläozoischen Ultrabasiten ist grundstätzlich nicht auszuschließen.
   a) In den heute aufgeschlossenen zentralalpinen paläozoischen Schichtfolgen treten Ultrabasite nur untergeordnet auf (z. B. Enzinger Boden/ Stubachtal; G. FRASL & W. FRANK, 1966). Eine ständige Chromspinellanlieferung von einem Liefergebiet in mittelpenninischer Position in den unterostalpinen Jura ist wegen des dazwischen sich verbreiternden südpenninischen Ozeans und der entgegengesetzten Schüttungsrichtung des grobklastischen Materials nicht plausibel. Für die Existenz von paläozoischen Ultrabasiten in der ehemaligen unterostalpinen Schichtfolge liegen nach der heutigen Verbreitung keine Hinweise vor.
   b) Eine Anlieferung von Chromspinell aus Ultrabasiten, die an Amphibolit-Komplexe gebunden waren (z. B. Untere Schieferhülle der Gleinalpe [A. TOLLMANN, 1977, S. 229f, etc.]) kommt wegen des Fehlens amphibolitfazieller Schwerminerale in den unterostalpinen Spektren nicht in Frage.

   Der Widerspruch, daß zwar Chromspinell im unterostalpinen Jura vorkommt, jedoch Peridotite in den heutigen unterostalpinen Serien unbekannt sind, ließe sich theoretisch damit erklären, daß zwar die paläozoische Schichtfolge des jurassischen Liefergebiets solche enthalten hat, aber – ebenso wie die anderen Liefergebiete für die Jurabreccien – eben heute nicht mehr erhalten ist.

   Diese Hypothese müßte dann auch für das Liefergebiet der Chromspinelle in den Grauwacken der Idalp-Schichten zutreffen, da heute auch in der Schichtfolge der mittelpenninischen Tasna-Decke bzw. der Sulzfluh- und Falknis-Decke keine älteren Ultrabasite bekannt sind.
2) Wenn die Schüttung der Chromspinelle nicht von frühjurassisch-obduzierten südpenninischen Ophiolithen oder von unterostalpinen paläozoischen Peridotiten erfolgt ist, müßte ultrabasisches Material durch einen anderen Mechanismus z. B. in den unterostalpinen Kontinentalbereich gelangt sein.

   In der Literatur finden sich zahlreiche Hinweise auf eine mögliche Platznahme ultrabasischer Körper in Bereichen passiver Kontinentalränder sowie auf die Ablagerung von ultrabasischem Detritus, der von tektonisch zerscherten Peridotiten stammt.

   Für eine zeitweise Ozeanisierung eines Plattformbereiches und einer damit verbundenen Ophiolith-Bildung im Sinne von R. HALL (1982) sind im Unterostalpin keine Anzeichen vorhanden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Im Gegensatz zu den lange im Streichen auftretenden Ultrabasiten der Ligurischen Zone (M. LEMOINE et al., 1987) kann das relativ kleinräumige Auftreten von Ultrabasiten als Platznahme eines peridotitischen Körpers nach einem Diapir-Modell gedeutet werden (Beispiele: Rotes Meer, Iberische Halbinsel; Golf von Kalifornien).

Als Beispiel für das Aufdringen von Ultrabasiten während eines Riftstadiums können die Peridotite der Inseln im Roten Meer angeführt werden (E. BONATTI et al., 1981, 1986; A. NICOLAS & F. BOUDIER, 1987; E. BONATTI & M. SEYLER, 1987). Auf der Insel Zabargad muß nach den Struktur- und Metamorphosedaten von A. NICOLAS & F. BOUDIER (1987) die Intrusion eines Manteldiapirs schon in einem Frühstadium des Riftvorganges erfolgt sein.

Auch das Vorkommen von Serpentinit 300 km vor der spanischen Westküste wird von G. BOILLOT et al. (1980) auf die Platznahme von Serpentinit-Diapiren im Grenzbereich zwischen ozeanischer und ausgedünnter kontinentaler Kruste während frühatlantischer Riftprozesse zurückgeführt (Galicia Plateau [J. V. GARDENER, W. E. DEAN & L. JANSA, 1978; J.-P. REHAULT & A. MAUFFRET, 1979; J.-A. MALOD, P.-A. DUPEUPLE & CYBERE-Gruppe, 1987]).

Letztlich sei noch auf den Vergleich mit der Entwicklung des Golfes von Kalifornien hingewiesen (K. KELTS, 1981, Abb. 5), wo das Vorkommen kleinräumig begrenzter ultrabasischer Körper als diapirartiges Aufdringen z. B. entlang von Transform-Störungen interpretiert wird (vgl. „Table Mountain"-Serpentinit [W. R. DICKINSON, 1966]).

Der in den unterostalpinen und mittelpenninischen Juraserien auftretende Chromspinell kann theoretisch Ultrabasiten einer frisch gebildeten ozeanischen Kruste oder, z. B. in extremen Zerrungsbereichen kontinentaler Kruste, auch Peridotiten des unterlagernden Mantels entstammen. Über erste geochemische Untersuchungen an diesen zentralalpinen Chromspinellen zur Klärung ihrer Herkunft wird von E. POBER & P. FAUPL (im Druck) berichtet. In den Grauwackenschiefern der Tarntaler Berge wurden sehr Chrom-reiche Spinelle nachgewiesen. Nach den Untersuchungsergebnissen von E. BONATTI et al. (1986), im Bereich des Roten Meeres, sollten aber gerade in einer früh gebildeten ozeanischen Kruste Chrom-arme und Al-reiche Spinelle auftreten.

Zur Frage der Erosion und Ablagerung von ultrabasischem Detritus finden sich in der Literatur zahlreiche Hinweise. So ist die gemeinsame Ablagerung von kontinentalem und ultrabasischem Detritus im Jura der Ligurischen Zone schon lange bekannt (K. GÖRLER & H. IBBEKEN, 1964; R. L. FOLK & E. F. MCBRIDE, 1978; M. LEMOINE, 1980). Nach Untersuchungen in den französischen Westalpen nahmen P. TRICART & M. LEMOINE (1983) für die Serpentinit-führenden Jurabreccien des ligurischen Ozeans eine submarine in situ-Breccienbildung von Peridotiten an. Das Auftreten ultrabasischen Breccienmaterials im Bereich des äquatorialen mittelatlantischen Rückens (Romanche- und Vema-„fracture zones") interpretierten E. BONATTI et al. (1974) als Produkt eines an Transform-Störungen zerscherten und serpentinisierten Peridotites.

Nach den angeführten Beispielen können auch für die lokale Platznahme und nachfolgende Erosion ultrabasischer Körper innerhalb der kontinentalen Kruste des Unterostalpins bzw. Mittelpennins Mechanismen vermutet werden, durch die entweder ophiolithisches Material durch Schervorgänge, z. B. an Transform-Störungen oder Mantelmaterial im Zuge einer frühen Krustendehnung diapirartig in ein Erosionsniveau gelangt ist. Auffällig ist bei dieser Hypothese das Fehlen eines entsprechenden Magmatismus im Jura der Chromspinell-führenden Serien. Der zumindest teilweise tektonisch zerscherte Peridotit lieferte arenitisches Material, das mit arenitischem bis feinbrecciösem Material der erodierten permomesozoischen kontinentalen Schichtfolgen vermischt, schon im tieferen Jura im unterostalpinen kontinentalen Randbereich (Hippold-Fazies) abgelagert wurde. Ein ähnlicher Mechanismus kann auch für die Ablagerung von Chromspinell in den Idalp-Schichten der mittelpenninischen Tasna-Decke vermutet werden. Das frühjurassische Auftreten ultrabasischer Erosionsgebiete in paläogeographisch benachbarten, aber räumlich getrennten Zonen (Mittelpennin des Unterengadiner Fensters – Unterostalpin der Tarntaler Berge) schließt idente Liefergebiete aus.

Die Platznahme des Reckner Serpentinites ist ebenfalls ein noch ungelöstes Problem, da die Obduktion eines südpenninischen Ultrabasites auch noch für den höheren Jura schwer vorstellbar ist (vgl. Entwicklungsmodell des Penninbeckens [W. FRANK et al., 1987, Abb. 6]; im Gegensatz dazu Annahme eines altalpidischen Hochdruckereignisses von F. KOLLER & V. HÖCK [1987, S. 71]). Für eine Deutung als Olistholith finden sich im unterlagernden Sediment, außer dem Auftreten von Chromspinell, noch keine Hinweise. Ein Zusammenhang zwischen dem bereits ab dem tieferen Jura im Unterostalpin als Chromspinell-Lieferant existierenden ultrabasischen Körper und der Platznahme eines ultrabasischen Körpers im Malm (heutiger Reckner-Serpentinit) scheint theoretisch möglich.

Unter Berücksichtigung der angeführten Aspekte sollte die paläogeographische Stellung Ultrabasit-führender Zonen nicht als eine Frage der Nomenklatur gesehen (Serpentinit-führende Schichtfolge = Südpennin) sondern, unter Einbeziehung der Trias-und Jurafazies, genetisch begründet werden.

Dank

Herrn Prof. Dr. A. TOLLMANN verdanke ich die Anregung, die unterostalpinen Breccien in den Radstädter Tauern zu bearbeiten sowie die Benützung seiner unveröffentlichten Aufnahmen 1 : 10.000 vom Gebiet der Hochfeindgruppe. Geländeuntersuchungen wurden durch die finanzielle Unterstützung im Rahmen des Hochschulprojektes S 15: „Frühalpine Geschichte der Ostalpen" und im Rahmen des IGCP-Projektes 198: „Evolution of the Northern Margin of the Tethys" ermöglicht. Weitere Aufnahmen erfolgten im Rahmen der Landeskartierung für die Geologische Bundesanstalt.

Für zahlreiche Diskussionen und Anregungen danke ich den Vorständen des Institutes für Geologie der Universität Wien, Prof. Dr. A. TOLLMANN, Prof. Dr. Ch. EXNER und Prof. Dr. P. FAUPL sowie Herrn Prof. Dr. V. HOECK (Institut für Geowissenschaften, Universität Salzburg) sehr herzlich. Für ihre Unterstützung danke ich den Kollegen Dr. H. FRITZ (Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz; „strain"-Analysen) und Dr. R. SAUER (Schwermineralanalysen). Die Reinzeichnung der Abbildungen erfolgte durch Herrn Leo LEITNER.

Prof. Dr. A. TOLLMANN und Prof. Dr. P. FAUPL danke ich für die kritische Durchsicht einer früheren Fassung des Manuskriptes.

Für ihre Hilfsbereitschaft im Gelände möchte ich mich bei den Familien HARRER (Tweng), MÜHLHÄUSER (Tweng, Erbach) und WEHRBERGER (Mauterndorf) herzlich bedanken.

Vergleichsexkursionen erfolgten gemeinsam mit Dr. F. POPP in die Zone von Gerlos und mit Dr. H. PEER in die Klammkalk-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

zone. Einen Einblick in die Verhältnisse der Westalpen verdanke ich einer Teilnahme am „Workshop on Jurassic and Cretaceous breccias in Graubünden and Valais", im Rahmen des IGCP-Projektes 105: „Continental Margins in the Alps", im Herbst 1976.

Literatur

ARGYRIADIS, I., GRACIANSKY, P. C., MARCOUX, J. & RICOU, L. E.: The opening of the Mesozoic Tethys between Eurasia and Arabia-Africa. – In: J. AUBOUIN, J. DEBELMAS & M. LATREILLE (Hrsg.): Géologie des chaines alpines issues de la Tethys, Memoire BRGM, **115**, 199–214, 7 Abb., Orleans 1980.

BADOUX, H. et al.: Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen, insbesondere lithostratigraphischen Nomenklatur in der Schweiz. – Eclogae geol Helv., **66**/2, 479–492, Basel 1973.

BALLY, A. W., BERNOULLI, D., DAVIS, G. A. & MONTADERT, L.: Listric normal faults. – Oceanologica Acta 1981, 26. Int. Geol. Kongr., 87–101, 15 Abb., Paris 1981.

BAUER, F. K.: Die Stellung der Nördlichen Kalkalpen in einem Unterschiebungsbau der Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **130**/2, 113–131, 4 Abb., Wien 1987.

BAUMGARTNER, W.: Die Querstrukturen in der Pleisling-Decke (Radstädter Tauern, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1976**/9, 513–521, 2 Abb., Stuttgart 1976.

BECKE, F.: Über Diaphthorite. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., **28**, 369–375, Wien 1909.

BECKE, F. & UHLIG, V.: Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **115**, 1693–1737, Wien 1906.

BERNOULLI, D., CARON, C., HOMEWOOD, P., KÄLIN, O., & STUIJVENBERG, J. v.: Evolution of continental margins in the Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **59**, 165–170, Zürich 1979.

BLATTMANN, S.: Deformationstypen der Radstädter Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **87**, 207–233, 8 Abb., 1 Taf., 1 Kt., Wien 1937.

BLESER, P.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. – Bull. Inst. Grand-Ducal de Luxembourg, Archives, n. s., **13**, 89 S., 1 Abb., 1 Tab., 3 Texttaf., 5 Falttaf., Luxemburg 1934.

BOILLOT, G., GRIMAUD, S., MAUFFRET, A., MOUGENOT, D., KORNPROBST, H., MERGOIL-DANIEL, J. & TORRENT, G.: Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir wests of the Galicia bank. – Earth Planet. Sci. Lett., **48**, 23–34, 8 Abb., 2 Tab., Amsterdam 1980.

BOILLOT, G., MALOD, J.-A., DUPEUPLE, P.-A., CYBERE-Gruppe: Mesozoic evolution of ortegal spur, north galicia margin: comparisons with adjacent margins. – Proc. Ocean drilling program, vol. 103, A-initial report, 107–119, 11 Abb., Washington 1987.

BONATTI, E.: Serpentinite protrusions in the oceanic crust. – Earth Planet. Sci. Lett., **32**, 107–113, 4 Abb., Amsterdam 1976.

BONATTI, E., EMILIANI, C., FERRARA, G., HONNOREZ, J. & RYDELL, H.: Ultramafic-carbonate breccias from the equatorial mid atlantic ridge. – Marine Geology, **16**, 83–102, 10 Abb., 5 Tab., Amsterdam 1974.

BONATTI, E., HAMLYN, P. & OTTONELLO, G.: Upper mantle beneath a young oceanic rift: Peridotites from the island of Zabargad (Red Sea). – Geology, **9**, 474–479, 4 Abb., Boulder Colorado 1981.

BONATTI, E., OTTONELLO, G. & HAMLYN, P.: Peridotites from the island of Zabargad (St. John), Read Sea: Petrology and geochemistry. – J. Geophys. Res., **91**, B1, 599–631, 24 Abb., 14 Tab., Washington 1986.

BONATTI, E. & SEYLER, M.: Crustal underplating and evolution in the Red Sea rift: uplifted gabbro/gneiss crustal complexes on Zabargad and Brother islands. – J. Geophys. Res., **92**, B12, 12803–12821, 9 Abb., 3 Tab., Washington 1987.

BOSSELINI, A. & WINTERER, E. L.: Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model. – Geology, **3**/5, 279–282, 2 Abb., Boulder/Colorado 1975.

BOTT, M. H. P.: Crustal doming and the mechanism of continental rifting. – Tectonophysics, **73**. – In: J. H. ILLIES (Hrsg.): Mechanism of graben formation, 1–8, 3 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1981.

BRAUMÜLLER, E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **30** (1937), 37–150, 4 Taf., Wien 1939.

BRUNSDEN, D. & PRIOR, D. B. (Hrsg.): Slope Instability. – 620 S., Abb., Tab., New York etc. (John Wiley & Sons) 1984.

CLAR, E.: Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Radstädter Tauern. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 212–215, Wien 1935.

CLAR, E.: Die Stellung der Schwarzeckbreccie in den Radstädter Tauern. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 179–180, Wien 1937a.

CLAR, E.: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 183–184, Wien 1937b.

CLAR, E.: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **146**, 249–316, 27 Abb., Wien 1937c.

CLAR, E.: Geologische Erläuterung der näheren Umgebung am Radstädter Tauernpaß. – Fortschr. Min. Krist. Petr., **23**, Stuttgart 1939.

CLAR, E.: Vom Baustil der Radstädter Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **32**(1939), 125–138, 3 Abb., Wien 1940a.

CLAR, E.: Von der Tarntaler Breccie (Lizum). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **149**, 71–84, 1 Taf., Wien 1940b.

COLEMAN, R. G.: Ophiolites. – 229 S., 72 Abb., Berlin etc. (Springer) 1977.

COLLINSON, J. D.: The sedimentology of the Grindslow shales and the Kinderscout grit: a deltaic complex in the Namurian of Northern England. – J. Sed. Petr., **39**/1, 194–221, 24 Abb., Tulsa, Oklahoma 1969.

COOK, H. E., FIELD, M. E. & GARDNER, J. V.: Characteristics of sediments on modern and ancient continental slopes. – In: SCHOLLE, P. A. & SPEARING, D. (Hrsg.): Sandstone depositional environments, 329–364, 68 Abb., 2 Tab., Tulsa (Am. Ass. Petr. Geol.), 1982.

CORNELIUS, H. P.: Aufnahmsbericht über Blatt Großglockner (5149). – Verh. Geol. B.-A., **1937**, 60–63, Wien 1937.

CORNELIUS, H. P.: Über ein Breccienvorkommen in der südlichen Schieferhülle des Venedigermassivs (Hohe Tauern) (Vorläufige Mitteilung). – Ber. R.-A. Bodenforsch., **1941**, 49–51, Wien 1942.

CORNELIUS, H. P.: Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. – Geol. Rundschau, **39**, 216–221, Stuttgart 1951.

CORNELIUS, H. P. & CLAR, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes 1 : 25.000. – 34 S., 1 Abb., Wien (Geol. B.-A.) 1935a.

CORNELIUS, H. P. & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). – Abh. Reichsanst. Bodenforsch. Zweigstelle Wien, **25**, H. 1, 1–305, 89 Abb., 2 Tab., 2 Taf., 1 geol. Kt., Wien 1935b.

COSSEY, S. P. & EHRLICH, R.: Growth fault-controlled submarine carbonate debris flow and turbidite deposits from the Jurassic of Northern Tunesia: possible canyon fill sequences. – In: D. J. STANLEY & G. KELLING (Hrsg.): Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches. – 127–137. 10 Abb., Stroudsburg, Pennsylvania (Dowden, Hutchinson & Ross) 1978.

CRICK, G.: Note on two cephalopods collected by Dr. A. P. YOUNG F. G. S. on the Tarntaler Köpfe in Tirol. – Geological Magazine, Oct. 1909, S. 434, 1 Taf., London 1909.

CROWELL, J. C.: Origin of pebbly mudstones. – Bull. Geol. Soc. Am., **68**, 993–1010, 11 Abb., 4 Taf., New York 1957.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

DAURER, A.: Bericht 1976 über petrographische Untersuchungen an den Idalp-Ophiolithen im Fimbertal auf den Blättern 170, Galtür und 171, Nauders. – Verh. Geol. B.-A., A143–144, Wien 1977.

DAURER, A.: Short notes on the Idalp ophiolites (Engadin Window, Tyrol, Austria). – Ofioliti, **5**(1), 101–106, 2 Abb., Bologna 1980.

DEAN, W. E., GARDNER, J. V., JANSA, L. F., CEPEK, P. & SEIBOLD, E.: Cyclic sedimentation along the continental margin of the northwest Africa. – Initial reports of the deep sea drilling project, vol. **41**, 965–989, 19 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Washington (U. S. Government Printing Office) 1978.

DICKINSON, W. R.: Table Mountain serpentinite extrusion in California Coast Ranges. – Geol. Soc. Am. Bull., **77**, 451–472, 9 Abb., 4 Taf., New York 1966.

DICKINSON, W. R.: Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. – J. sed. Petrol., **40**/2, 695–707, 2 Abb., Tulsa 1970.

DIERSCHE, V.: Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Geotekt. Forsch., **58**, 1–217, 45 Abb., 1 Tab., 3 Taf., 7 Beil., Stuttgart 1980.

DIETKER, H.: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). – Diss. Techn. Hochsch. Zürich, 131 S., 5 Abb., 4 Taf., Zürich (Fluntern) 1938.

DIETRICH, V.: Die Stratigraphie der Platta-Decke. – Eclogae geol. Helv., **63**/2, 631–671, 9 Abb., 8 Taf., Basel 1970.

DOTT, R. H.: Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **47**/1, 104–128, 19 Abb., 3 Tab., Tulsa, Oklahoma, 1963.

DOTT, R. H. jr.: Wacke, graywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification? – J. Sediment. Petrology, **34**/3, 625–632, 3 Abb., 1 Tab., Tulsa, Oklahoma, 1964.

DÜNNER, H.: Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. – Diss. phil. Fak. II. Univ. Zürich, 134 S., 6 Abb., 1 tekt. Kt., Winterthur 1934.

DUNNET, D.: A technique of finite strain analysis using elliptical particles. – Tectonophysics, **7**, 117–136, 9 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1969.

DUNNET, D. & SIDDANS, A. W. B.: Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. – Tectonophysics, **12**, 307–325, 11 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1971.

DZULYNSKI, St. & WALTON, E. K.: Sedimentary features of flysch and greywackes. – Dev. Sed. **7**, 274 S., 167 Abb., 5 Tab., Amsterdam (Elsevier) 1965.

ENGELDER, T.: The nature of deformation within the outer limits of the central Appalachian foreland fold and thrust belt in New York state. – Tectonophysics, **55**, 289–310, 8 Abb., 2 Tab., Amsterdam 1979.

ENZENBERG, M.: Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **17**, 5–50, 9 Abb., 3 Taf., Wien 1967.

ENZENBERG, M: Bericht 1968 über Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). – Verh. Geol. B.-A., **1969**, H. 3, A19–A20, Wien 1969.

ENZENBERG-PRAEHAUSER, M.: Zur Geologie der Tarntaler Breccie und ihrer Umgebung im Kamm Hippold-Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **23**, 163–180, 2 Taf., Wien 1976.

ENZENBERG-PRAEHAUSER, M.: siehe auch PRAEHAUSER-ENZENBERG, M.

ETHERIDGE, M. A. & VERNON, R. H.: A deformed polymictic conglomerate – the influence of grain size and composition on the mechamism and rate of deformation. – Tectonophysics, **79**, 237–254, 6 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1981.

EVAMY, B. D.: The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitisation. – Sedimentology, **2**, 164–170, 1 Tab., 1 Taf., Amsterdam 1963.

EXNER, Ch.: Geologie der Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **114**, 1–119, 16 Abb., Taf. 1–6, Wien 1971a.

EXNER, Ch.: Stilpnomelan im Gneis der Radstädter Tauern. – Der Karinthin, **64**, 219–224, Knappenberg 1971b.

EXNER, Ch.: Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **126**/2, 319–320, Wien 1983a.

EXNER, Ch.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Hafnergruppe. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **29**, 41–74, Beil.: Geol. Kt. 1 : 25.000, Wien 1983b.

EXNER, Ch.: Bericht 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Verh. Geol. B.-A., **1982**, A78, Wien 1984.

FAUPL, P.: Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 81–110, 7 Abb., Wien 1978.

FAUPL, P.: Einführung in die Historische Geologie. – 184 S., 67 Abb., 11 Tab., 1 Beil., Univ. Lehr- und Studienbücher (Prugg) Eisenstadt 1984.

FAUPL, P. & TOLLMANN, A.: Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rundschau, **68**, 93–120, 10 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1979.

FINGER, W.: Jurassic marine scarp breccias in the Lower Austroalpine belt of Julier Pass (Graubünden, Switzerland). – IXth Int. Congr. Sed. Nice, theme 4, 119–124, 3 Abb., Nizza 1975.

FINGER, W.: Die Zone von Samaden (Unterostalpine Decken, Graubünden) und ihre jurassischen Brekzien. – Mitt. Geol. Inst. Eidg. T. H. u. Univ. Zürich, N. F. Nr. **224**, 140 S., 24 Abb., 6 Taf., Zürich 1978.

FISCHER, G. & NOTHAFT, J.: Natriumamphibol- (Ossanit-) Aegirinschiefer in den Tarntaler Bergen. – Tscherm. Miner. Petrogr. Mitt., 3. F., 4. Bd. (Festband Bruno Sander), 396–419, 14 Abb., Wien 1954.

FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf., Berlin (Springer) 1978.

FOLK, R. L. & MCBRIDE, E. F.: Radiolarites and their relation to subjacent "oceanic crust" in Liguria, Italy. – J. Sediment. Petrol., **48**/4, 1069–1102, Tulsa, Oklahoma, 1978.

FRANK, W.: Permoskyth im Pennin der Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 151–153, 1 Abb., Wien 1972.

FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, Ch.: Metamorphic and tectonic history of the central Tauern Window. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 34–54, 6 Abb., 5 Tab., Wien (Deuticke) 1987.

FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. – Der Aufschluß, Sdh. **15**, 30–58, 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Heidelberg 1966.

FRECH, F.: Geologie der Radstädter Tauern. – Geol. Paläont. Abh., **9** (N. F. 5), H. 1, 1–66, 38 Abb., 1 geol. Kt., Jena 1901.

FRISCH, W.: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner-Gerlospaß). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66–67** (1973–1974), 9–20, 2 Abb., Wien 1974.

FRISCH, W.: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977**, 675–696, 3 Abb., Stuttgart 1977a.

FRISCH, W.: Die Alpen im westmediterranen Orogen – eine plattentektonische Rekonstruktion. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **24**, 263–275, 5 Abb., Wien 1977b.

FRISCH, W.: Tectonics of the western Tauern window. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72** (1978/1979), 65–71, 2 Abb., Wien 1980.

FRISCH, W.: Tektonik und Sedimentation am aktiven Kontinentalrand zwischen Pennin und Ostalpin in der Kreide. – Symposium Strukturgeol., Kristallingeol., Tektonik Tübingen 10.–12.4.1986, S. 123–124, 2 Abb., Tübingen (Attempto) 1986.

FRISCH, W., GOMMERINGER, K., KELM, U. & POPP, F.: The Upper Bündner Schiefer of the Tauern Window – a key to understanding eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps. –

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL: Geodynamics of the Eastern Alps, 55–69, 8 Abb., Wien (Deuticke) 1987.

FRISCH, W. & POPP, F.: Die Fortsetzung der „Nordrahmenzone" im Westteil des Tauernfensters. – Jber. 1980 Hochschulschwerpkt. S 15, 139–148, Graz 1981.

FUCHS, W.: Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. – Jb. Geol. B.-A., **127**/4, 571–631, 9 Abb., 1 Beil., Wien 1985.

FURRER, H. (Hrsg.): Field workshop on triassic and jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland 25th–29th Aug. 1985, 90 S., 59 Abb., 4 Tab., Zürich (Geol. Inst., ETH) 1985.

GARDNER, J. V., DEAN, W. E. & JANSA, L.: Sediments recovered from the northwest african continental margin, leg 41, deep sea drilling project. – Initial reports of the deep sea drilling project, vol. 41, 1121–1134, 8 Abb., Washington (U. S. Government Printing Office) 1978.

GARRISON, R. E. & FISCHER, A. G.: Deep-water limestones and radiolarites of the alpine Jurassic. – In: FRIEDMAN, G. M. (Hrsg.): Depositional environments in carboante rocks. A sumposium, Spec. Public. Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, **14**, 20–56, 22 Abb., Tulsa 1969.

GÖRLER, K. & IBBEKEN, H.: Die Bedeutung der Zone Sestri-Voltaggio als Grenze zwischen Alpen und Apennin. – Geol. Rundschau, **53**, 73–84, 2 Abb., 6 Taf., Stuttgart 1964.

GRACIANSKY, P. Ch., BOURDON, M., CHARPAL, O., CHENET, P. Y. & LEMOINE, M.: Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives: marge ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. – Bull. Soc. géol. France, 7. sér., XXI, H. 5, 663–674, 6 Abb., Paris 1979.

GRUNER, U.: Die Jura-Breccien der Falknis-Decke und die paläogeographischen Beziehungen zu altersäquivalenten Breccien im Bündner Querschnitt. – Diss. Phil.-naturwiss. Fak. Univ. Bern, 329 S., 49 Abb., Bern (Universitätsdruckerei) 1980.

GRUNER, U.: Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. – Beitr. Geol. Kt. Schweiz, N. F. **154**, 136 S., 59 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Bern 1981.

HÄUSLER, H.: Beobachtungen und Interpretationsversuche an nachtriadischen Breccien der Radstädter Tauern und Tarntaler Berge (Unterostalpin, Salzburg-Tirol). – Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S 15, 167–193, 14 Abb., Graz 1983.

HÄUSLER, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 148 Brenner, 149 Lanersbach, 156 Muhr und 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **128**/2, 298–300, Wien 1985.

HÄUSLER, H.: The northern Austroalpine margin during the Jurassic: Breccias from the Radstädter Tauern and Tarntaler Berge. – In: P. FAUPL & H. FLÜGEL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 103–111, 2 Abb., Wien (Deuticke) 1987a.

HÄUSLER, H.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 156 Muhr. – Jb. Geol. B.-A., **130**/3, 331–332, Wien 1987b.

HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H.: The succession of ore mineralisation of the lower Austroalpine Innsbruck quartzpyhllite. – In: SCHNEIDER, H.-J. (Hrsg.): Mineral deposits of the Alps and of the Alpine epoch in Europe, 51–59, 2 Abb., Berlin (Springer) 1983.

HAILS, J. R.: Compaction and diagenesis of very coarse-grained sediments. – In: G. V. CHILINGARIAN & K. H.WOLF (Eds.): Compaction of coarse-grained sediments II. Developments in sedimentology, 18B, 445–473, Amsterdam (Elsevier) 1976.

HALL, R.: Ophiolites and passive continental margins. – Ofioliti, **1982** (2/3), 279–298, 8 Abb., Bologna 1982.

HALLAM, A.: Mesozoic geology and the opening of the north Atlantic. – J. Geology, **79**, 129–157, 13 Abb., Chicago, 1971.

HARTMANN, E.: Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern (Tuxer Voralpen). – Jb. Geol. R.-A., **63**, I. Teil; 207–342, 23 Abb., II. Teil; 343–388, 23 Abb., 4 Taf., Wien 1913a.

HARTMANN, E.: Geologische Übersicht über die Tarntaler Berge (Tuxer Voralpen, Tauern-Westende). – Verh. Geol. R.-A., **1913**, 109–121, 2 Abb., Wien 1913b.

HEDBERG, H. D. (Hrsg.): An international guide to stratigraphic classification, terminology and usage. – Lethaia, **5**, 283–295, Oslo 1972.

HENDRY, H. E.: Breccias deposited by mass flow in the breccia nappe of the french pre-alps. – Sedimentology, **18**, 277–292, 14 Abb., Amsterdam 1972.

HERITSCH, F.: Fortschritte in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen östlich vom Brenner I. – Geol. Rundschau, **3**, 172–194, 2 Abb., 3 Tab.; Leipzig 1912a.

HERITSCH, F.: Fortschritte in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen östlich vom Brenner II. Das ostalpine Gebirge im Norden und Süden der Tauern. – Geol. Rundschau, **3**, 237–244, 1 Abb., 1 Tab., Leipzig 1912b.

HIGGINS, M. W.: Cataclastic rocks. – Geol. Surv. Profess. Paper **687**, 97 S., 36 Abb., Washington 1971.

HOBBS, B. E., MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F.: An outline of structural geology. – 571 S., zahlr. Abb., New York etc. (Wiley & Sons, Inc.) 1976.

HÖCK, V.: Zur Geologie zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 153–195, 8 Abb., 3 Taf., Wien 1969.

HÖCK, V.: Ophiolites in the middle part of the Hohe Tauern, Austria. – Ofioliti, **5**/1, 57–64, 1 Abb., 2 Tab., Bologna 1980.

HÖCK, V.: Mesozoic ophiolites and non-ophiolitic metabasites in the central part of the Tauern window (Eastern Alps, Austria). – Ofioliti, **8**/1, 103–126, 11 Abb., 3 Tab., Bologna 1983.

HÖCK, V. & KOLLER, F.: The Idalp Ophiolite (Lower Engadin Window, Eastern Alps), its petrology and geochemistry. – Ofioliti, **12**(1), 179–192, 10 Abb., 3 Tab., Bologna 1987.

HÖCK, V., KOLLER, F., OBERHAUSER, R. & UCIK, F.: In: Österr. Geol. Ges. (Hrsg.): Wandertagung 1986 der Österr. Geol. Ges. in Dornbirn mit Exkursionen in Vorarlberg und Tirol sowie mit Übertritten in die Schweiz und nach Liechtenstein. – Exkursion E1–E4, 107–122, Abb., Wien (Österr. Geol. Ges.) 1986.

HÖCK, V. & MILLER, Ch.: Chemistry of mesozoic metabasites in the middle and eastern part of the Hohe Tauern. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72** (1978/1979), 81–88, 7 Abb., Wien 1980.

HOTTINGER, A.: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. – Eclogae geol. Helv., **28**, 249–368, 9 Abb., Taf. 14–16, Basel 1935.

HOWELL, D. G. & NORMARK, W. R.: Sedimentology of submarine fans. – In: SCHOLLE, P. A. & SPEARING, D. (Hrsg.): Sandstone depositional environments, 365–404, 16 Abb., 121 Fotos, Tulsa (Am. Ass. Petrol. Geol.) 1982.

HSÜ, K. J.: Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rock-falls. – Geol. Soc. Am. Bull., **86**, 129–140, 8 Abb., Boulder, Colorado, 1975.

HUTTON, D. H. W.: The strain history of a Dalradian slide: using pebbles with low fluctuations in axis orientation. – Tectonophysics, **55**, 261–273, 10 Abb., 2 Tab., Amsterdam 1979.

JANSA, L., GARDNER, J. V. & DEAN, W. E.: Mesozoic sequences of the central north atlantic. – Initial reports of the deep sea drilling project, vol. 41, 991–1031, 12 Abb., Taf. 10, Washington (U. S. Government Printing Office) 1978.

KARL, F.: Die Fortsetzung der Tuxer Grauwackenzone im Gerlostal (Tirol). – Tschermaks miner. petrogogr. Mitt., **2**, 197–246, 12 Abb., Wien 1951.

KARL,F. & SCHMIDEGG, O.: Exkursion I/1: Hohe Tauern, Großvenedigerbereich. – Mitt. geol. Ges. Wien, **57** (1964), 1–15, 3 Abb., Taf. 1, Wien 1964.

KELTS, K.: A comparison of some aspects of sedimentation and translational tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, Northern Penninic Margin. – Eclogae geol. Helv., **74**/2, 317–338, 5 Abb., Basel 1981.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

KENNET, J. P.: Marine Geology. – 813 S., Abbn., New Jersey (Prentice Hall) 1982.

KESSLER, L. G. & MOORHOUSE, K.: Depositional processes and fluid mechanics of upper Jurassic conglomerate accumulations, British North Sea. – In: KESSLER, E. H. & STEEL, R. J. (Eds.): Sedimentology of gravels and conglomerates, Canad. Soc. Petr. Geol. Mem., **10**, 383–397, 14 Abb., 4 Tab., Calgary 1984.

KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. – 872 S., 1 Abb., 1 geol. Kt. 1 : 50.000, 11 Beil., Berlin (Borntraeger) 1935.

KLIGFIELD, R., CARMIGNANI, L. & OWENS, W. H.: Strain analysis of a Northern Apennine shear zone using deformed marble breccias. – J. Struct. Geol., **3/4**, 421–436, 15 Abb., 2 Tab., Oxford 1981.

KNEIDL, V.: Geologische Untersuchungen am NW-Rand der Hohen Tauern im Gebiet zwischen Gerlos und Hintertux (Tirol, Österreich). – Diss. Naturwiss. Fak. Friedrich-Alexander Univ. Erlangen-Nürnberg, 75 S., 5 Abb., 30 Taf., Erlangen (Offset) 1971.

KOBER, L.: Radstädter Tauern. – Geol.Rundschau, **3**, 524–528, 3 Abb., Taf., Leipzig 1912a.

KOBER, L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **5**, 367–480, Taf. 7–14, Wien 1912b.

KOBER, L.: Das östliche Tauernfenster. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **98**, 201–242, 24 Abb., Taf. 1–3, 1 Tektonogr., 1 geol. Kt., Wien 1922.

KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. – 1. Aufl., 283 S., 102 Abb., 8 Taf., Berlin (Borntraeger) 1923.

KOBER, L.: Vorlage von Gesteinen aus den Hohen Tauern. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., N. F., **37**, 20–21, Wien 1927.

KOBER, L.: Mesozoische Breccien in der Oberen Schieferhülle der Sonnblick- und Glocknergruppe. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **65**, S. 275, Wien 1928a.

KOBER, L.: Mesozoische Breccien in der Schieferhülle der Sonnblickgruppe. – Zbl. Miner. etc., Abt. B, **1928**, 607–608, Stuttgart 1928b.

KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., 20 Abb., 1 Taf., Wien (Springer) 1938.

KOBER, L.: Bericht über Arbeiten des Geologischen Institutes der Universität Wien. – Verh. Geol. B.-A., **1948**, 90–96, Wien 1950.

KOLLER, F. & HÖCK, V.: Die mesozoischen Ophiolite der Ostalpen. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **132**, 61–77, 5 Abb., 1 Tab., Wien 1987.

KORNPROBST, J.: Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tirés de l'étude des détritus observés dans les sédiments paléozoiques. – Bull. Soc. géol. France, **7**., ser. XVIII, H. 3, 607–618, 5 Abb., 1 Tab., Paris 1976.

KONRPROBST, J., OHNENSTETTER, D. & OHNENSTETTER, M.: Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discrimination between „sub-continental" and „suboceanic" mantle. – Earth Planetary Science Letters, **53**, 241–254, 11 Abb., Amsterdam 1981.

KRAUS, E.: Der Abbau der Gebirge Bd. 1. Der alpine Bauplan. – 352 S., 57 Abb., 5 Taf., Berlin (Borntraeger) 1936.

KRISTAN-TOLLMANN, E.: Das Unterostalpin des Penken-Gschößwandzuges in Tirol. – Mitt. geol. Ges. Wien, **54** (1961), 201–227, 5 Taf., Wien 1962.

KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Crinoiden aus dem zentralalpinen Anis (Leithagebirge, Thörler Zug und Radstädter Tauern). – Wiss. Arb. Burgenland, **36**. 33 S., 11 Taf., Eisenstadt 1967.

KRISTAN-TOLLMANN, E., TOLLMANN, A. & GEYSSANT, J.: Zur Schichtfolge und Fossilführung des zentralalpinen (unterostalpinen) Rhät der Tarntaler Berge in Tirol. – Jb. Geol. B.-A., **112**, 1–29, 1 Abb., 7 Taf., Wien 1969.

KRUMM, H. & SCHNEIDER, G.: Sedimentpetrographische Hinweise auf gleichartige thermische Beeinflussung des mittel- und oberostalpinen Anis-Ladin der Kalkkögelgruppe (Tirol, Republik Österreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **12/14**, 297–315, 11 Abb., 2 Tab., Innsbruck 1983.

KUPKA, E.: Zur Geologie der Umgebung von Mayrhofen im Zillertal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **47** (1954), 1–34, 1 Taf., 1 Kt., Wien 1956.

LAGABRIELLE, Y. & AUZENDE, J. M.: Active in situ disaggregation of oceanic crust and mantle on Gorringe Bank: analogy with ophiolitic massives. – Nature, **297**, 490–493, 3 Abb., London 1982.

LAMMERER, B.: Statistisch-chemische Untersuchungen an Serpentiniten der Ostalpen und Ost-Elbas zur Klärung ihrer Genese und ihres Stoffhaushaltes. – Unveröff. Diss. Univ. München, 93 S., 44 Abb., 1 geol. Kt., Tab.-Anhang, München 1972.

LAMMERER, B., FRUTH, I., KLEMM, D. D., PROSSER, E. & WEBER-DIEFENBACH, K.: Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und in der Greiner Schiefer Serie (Zillertaler Alpen, Tirol). – Geol. Rundschau, **65**/2, 436–459, 9 Abb., 3 Tab., Stuttgart 19786.

LAUBSCHER, H. & BERNOULLI, D.: History and deformation of the Alps. – In: HSÜ, K. J. (Hrsg.): Moutain building processes, 169–180, 7 Abb., London etc. (Academic press) 1983.

LEEDER, M. R.: Sedimentology Process and Product. – 344 S., Abbn., London etc. (George Allen & Unwin) 1983.

LEMOINE, M.: La marge externe de la fosse Piémontaise dans les Alpes occidentales. – Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn. (2), **4**(3), 163–180, 10 Abb., Paris 1961.

LEMOINE, M.: Serpentinites, gabbros and ophicalcites in the Piemont–Ligurian domain of the western Alps: possible indicators of oceanic fracture zones and of associated serpentinite protrusions in the Jurassic-Cretaceous Tethys. – Arch. Sciences, **33**, H. 2–3, 103–115, 5 Abb., Genf 1980.

LEMOINE, M., TRICART, P. & BOILLOT, G.: Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennine): In search of a genetic model. – Geology, **15**, 622–625, 5 Abb., Boulder, Colorado 1987.

LEMOINE, M., TRICART, P. & GOUT, C.: Evidences of distensional and/or wrench tectonics in the mesozoic ligurian oceanic crust and sediments, chabriere ophiolite, Western Alps. – Ofioliti, **8**, Suppl., 37–38, 2 Abb., Bologna 1983.

LEMOINE, M. & TRÜMPY, R.: Pre-oceanic rifting in the Alps. – Tectonopyhsics, **133**, 305–320, 10 Abb., Amsterdam 1987.

LEU, W.: Lithostratigraphie und Tektonik der nordpenninischen Sedimente in der Region Bedretto – Baceno – Visp. – Eclogae geol. Helv., **70**/3, 769–824, 22 Abb., Basel 1986.

LISLE, R. J.: Geological strain analysis. A Manual for the R_f/Φ technique. – 99 S., Oxford etc. (Pergamon Press) 1985.

LISTER, G. S. & SNOKE, A. W.: S-C mylonites. – J. Struct. Geol., **6**, 617–638, 20 Abb., Oxford 1984.

LOWE, D. R.: Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. – J. Sed. Petrol., **52/1**, 279–297, 13 Abb., Tulsa, Oklahoma 1982.

MALPAS, J. & STRONG, D. F.: A comparison of chrome-spinels in ophiolites and mantle diapirs of Newfoundland. – Geochim. et Cosmochim. Acta, **1975**, **39**, 1045–1060, 9 Abb., 4 Tab., Northern Ireland (Pergamon) 1975.

MASSON, H.: Un siècle de géologie Préalpes: de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique. – Eclogae geol. Helv., **69**/2, 527–575, 6 Abb., 1 Taf., Basel 1976.

MEIXNER, H.: Eine neue Manganparagenese vom Schwarzsee („Kolsberger Alpe") bei Tweng in den Radstädter Tauern (Salzburg). – N. Jb. Min. etc., Beil.Bd. **69**, Abt. A, 500–514, 4 Abb., Taf. 25, Stuttgart 1935.

MIALL, A. D.: Principles of sedimentary basin analyses. – 490 S., 387 Abb., New York etc. (Springer) 1984.

MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. A.: Mechanics of flow and deposition. – SEPM pacif. sect. short course, 1. In: G. V. MIDDLETON & A. H. BOUMA (Hrsg.): Turbidites and deep water sedimentation, 1–38, Los Angeles, California, 1973.

MILLER, H.: The northern margin of the Tauern window north of the Tuxbach river, Tirol. – In: H. CLOSS, D. ROEDER & K. SCHMIDT (Hrsg.): Alps, Appennin, Hellenides, 135–136, 1 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1978.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

MILLER, H. & VELS, B.: Das Penninikum zwischen Hoserbach und Penkengipfel nordöstlich von Vorderlahnersbach (Tirol). – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **43**, 121–142, 32 Abb., 2 Tab., Münster 1977.

MITCHELL, A. H. & READING, H. G.: Continental margins, geosynclines, and ocean floor spreading. – J. Geology, **77**, 629–646, 2 Abb., 3 Tab., Chicago, Illinois, 1969.

MOSHER, S.: Pressure solution as a deformation mechanism in Pennsylvanian conglomerates from Rhode Island. – J. Geology, **84**, 355–364, 6 Abb., Chicago, Illinois 1976.

MOSHER, S.: Pressure-solution deformation of the Purgatory Conglomerate, Rhode Island (U. S. A.): Quantification of volume change, real strains and sedimentary shape factor. – J. Struct. Geol., **9**/2, 221–232, 14 Abb., 1 Tab., Oxford 1987.

MOSTLER, H.: Zur Geologie des Wipptales (Innsbrucker Quarzphyllit, Unterostalpines Mesozoikum, Matreier Schuppenzone, Altkristallin, Steinacher Decke, Silltalstörung) (Exkursion B am 3. April 1986). – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F., **68**, 29–42, 8 Abb., Stuttgart 1986.

MUTTI, F. & RICCI LUCCHI, F.: Le torbiditi dell'appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. – Mem. Soc. Geol. Ital., **11**, 161–199, Pisa 1972.

NICOLAS, A. & BOUDIER, F.: Structure of Zabargad Island and early rifting of the Red Sea. – J. Geophys. Res., **92**, B 1. 461–474, 5 Abb., 1 Tab., Washington 1987.

NORMARK, W. R. & PIPER, D. J. W.: Deep-sea fan-valleys, past and present. – Geol. Soc. Am. Bull., **80**, 1859–1866, 6 Abb., 2 Taf., Vermont 1969.

OBERHAUSER, R.: Bericht 1975 über paläontologisch-sedimentologische Aufnahmen im Engadiner Fenster (Fimbertal) auf Blatt 170, Galtür. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, A158–A159, Wien 1976.

OBERHAUSER, R.: Das Unterengadiner Fenster. – In: R. OBERHAUSER (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 291–299, Wien etc. (Springer) 1980.

OBERHAUSER, R.: Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflysch des Rätikon. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 71–93, 5 Abb., 6 Taf., Wien 1983.

OEDEKOVEN, L.: Die grobklastischen Sedimente des Jura und der Unterkreide in den Nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Traunsee. – Unveröff. Diss. Fak. Allg. Wiss., TU München, 184 S., 86 Abb., 19 Beil., München 1976.

PARKER, A. & SELLWOOD, B. W.: Sediment diagenesis. – NATO adv. sci. inst. ser. C., vol. **115**, 427 S., Dordrecht etc. (D. Reidel) 1983.

PEACH, C. J. & LISLE, R. J.: A Fortran IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. – Computers & Geosciences, **5**, 325–334, New York 1979.

PEER, H. & ZIMMER, W.: Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Gasteiner Aache bis Saukarkopf-Großarltal). – Jb. Geol. B.-A., **123**, 411–466, 23 Abb., 7 Tab., 1 Taf., Wien 1980.

PETERS, K.: Die geologischen Verhältnisse der Nordseite der Radstädter Tauern. – Jb. Geol. R.-A., **5**, 808–818, 2 Abb., Taf. 2, Wien 1854.

PETERS, T.: Mineralogie und Petrographie des Totalpserpentins bei Davos. – Schweizer. Mineral. Petrogr. Mitt., **43**/2, 529–685, 45 Abb., 33 Tab., 2 Taf., Zürich 1963.

PETTIJOHN, F. J.: Sedimentary rocks. – 3. Aufl., 628 S., zahlr. Abb., New York etc. (Harper & Row) 1975.

PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E., SIEVER, R.: Sand and sandstone. – 618 S., 258 Abb., Berlin etc. (Springer) 1972.

PFIFFNER, O. A.: Strain analysis in folds (Infrahelvetic Complex, Central Alps). – Tectonophysics, **61**, 337–362, 10 Abb., 2 Tab., Amsterdam 1980.

PICHLER, A.: Beiträge zur Geognosie Tirols. II. Aus dem Inn- und Wippthale. – Z. Ferdinandeum (3), 137–232, geol. Kt., Profiltaf., Innsbruck 1859.

PICKERING, K., STOW, D., WATSON, M. & HISCOTT, R.: Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. – Earth-science reviews, **23**, 75–174, 52 Abb., Amsterdam 1986.

PLAŠIENKA, D.: Litologicko-sedimentologický a paleotektonický charakter borinskej jednotky v Malých Karpatoch. – Mineralia. slov., **19**/3, 217–230, 5. Abb., Bratislava 1987.

PLESSMANN, W.: Gesteinslösung, ein Hauptfaktor beim Schieferungsprozeß. – Geol. Mitt., **4/1** (1963), 69–82, 9 Abb., Aachen 1964.

POBER, E. & FAUPL, P.: The Chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – Geol. Rundschau, im Druck.

POPP, F.: Geologische Untersuchungen in der Schieferhülle des Tauernfensters im Gerlostal (Tirol). – Unveröff. Diss. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 159 S., 74 Abb., 4 Beil., Wien 1981.

POPP, F.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Schieferhülle der Hohen Tauern im Gerlostal (Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 235–268. 9 Abb., 1 Beil., Wien 1984.

PRAEHAUSER-ENZENBERG, M.: Das Permoskyth vom Penken (Zillertal). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 167–170, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1972.

PREY, S.: Aufnahmsbericht über das Blatt St. Michael (5151). – Verh. Geol. B.-A., **1938**, 63–64, Wien 1938.

PREY, S.: Aufnahmsbericht für 1938 über geologische Aufnahmen für eine Entwässerung des oberen Murtales im Lungau auf Blatt 5151. – Verh. Geol. B.-A., **1939**, 59–61, Wien 1939.

RAMSAY, J. G.: Shearzone geometry: a review. – J. Struct. Geol., **2** (1/2), 83–99, 24 Abb., Oxford 1980.

RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I.: The techniques of modern structural geology Vol. 1: Strain analysis. – 307 S., zahlr. Abb., London (Academic Press) 1983.

RATSCHBACHER, L.: Kinematics of Austro-Alpine Cover nappes: changing translation path due to transpression. – Tectonophysic, **125**, 335–356, 10 Abb., Amsterdam 1986.

RATSCHBACHER, L.: Strain, rotation and translation of Austroalpine nappes. – In: H. W. FLÜGEL & FAUPL: Geodynamics of the Eastern Alps, 237–243, 2 Abb., Wien (Deuticke) 1987a.

RATSCHBACHER, L.: Quantification of deformation: Evaluation and comparison of strain-analysis techniques in Metaconglomerates and Phyllites of the Veitsch Nappe (Eastern Alps). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 332–356, 12 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1987b.

REHAULT, J.-P. & MAUFFRET, A.: Relationships between tectonics and sedimentation around the northwestern Iberian margin. – Initial reports of the deep sea drilling project, vol. **27**/2, 663–668, 12 Abb., 2 Taf., Appendix A., Washington (U. S. government printing office) 1979.

REINECK, H. E.: Aktuogeologie klastischer Sedimente. – 348 S., 250 Abb., 12 Tab., Frankfurt/Main (W. Kramer) 1984.

RICKEN, W.: Diagenetic bedding. – Lecture notes in earth sciences, **6**, 210 S., 94 Abb., 18 Tab., Berlin etc. (Springer) 1986.

ROESLI, F.: Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden. – Ecl. geol. Helv. **37**, 355–383, 3 Abb., Basel 1944.

ROSSNER, R. & SCHWAN, W.: Zur Natur der südvergenten Deformationsstrukturen im NW–Teil des Tauernfensters (Tirol, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 35–54, 11 Abb., 1 Beil., Wien 1982.

ROTHPLETZ, A.: Ein geologischer Querschnitt durch die Ost-Alpen nebst Anhang über die sog. Glarner Doppelfalte. – 268 S., 115 Abb., 2 Taf., Stuttgart (Schweizerbart) 1894.

SANDER, B.: Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe (Navistal, Tirol). – Verh. Geol. R.-A., **1910**, 43–50, 2 Abb., Wien 1910.

SANDER, B.: Westende der Tauern (Tuxer Alpen). – Geol. Rundschau, **3**, 453–456, 520–523, 5 Abb., Leipzig 1912.

SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. II. Bericht. – Jb. Geol. St.-A., **70** (1920), 273–296, 2 Taf., Wien 1921a.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SANDER, B.: Zur Geologie der Zentralalpen. – Jb. Geol. St.-A., **71**, 171–224, 6 Abb., 1 Taf., Wien 1921b.

SANDER, B.: Zur Petrographie der nachtriadischen Tarntaler Breccie (Ostmark). – Ber. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1941**, 121–129, Wien 1941.

SCHMIDT, W.: Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **99**, 309–339, 11 Abb., Taf. 1–4, Wien 1924.

SCHMIDT, W.: Die Radstädter Wurzelzone im Süden der Hohen Tauern (Matreier Zone). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien 371 S., 4 Beil., Wien 1948.

SCHMIDT, W.: Die Matreier Zone in Österreich. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I,
I. Teil: **159**, 291–332, Wien 1950.
II. Teil: **160**, 711–766, 2 Beil., Wien 1951.
III. Teil: **161**, 343–371, Wien 1952.

SCHÖNLAUB, H.-P., EXNER, Ch., NOWOTNY, A. & ZEZULA, G.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 115–145, 3 Abb., 3 Taf., Wien 1976.

SCHÜPBACH, M. A.: Der Sedimentzug Piz Alv – Val da Fain. – Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zürich, **115**, 231–237, 3 Abb., Zürich 1970.

SCHÜPBACH, M. A.: Comparison on slope and basinal sediments of a marginal geosynclinal basin (Pedregosa basin, New Mexico) and a marginal geosynclinal basin (southern border of Piemontais geosyncline, Bernina nappe, Switzerland). – Ph. D., Rice Univ., 131 S., 25 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Houston, Texas, 1974.

SCHWINNER, R.: Zur Stratigraphie der Tarntaler und der Radstädter Berge. – Jb. Geol. B.-A., **85**, 51–80, 2 Abb., Wien 1935.

SCLATER, J. G., ANDERSON, R. N. & LEE BELL, M.: Elevation of Ridges and Evolution of the Central Eastern Pacific. – J. geophys. Res., **76**, No. 32, 7888–7915, 15 Abb., Richmond, Virginia, 1971.

SEIBOLD, E.: Der Meeresboden. – 183 S., 86 Abb., Berlin (Springer) 1974.

SEIBOLD, E. & BERGER, W. H.: The sea floor. An introduction to Marine Geology. – 288 S., 206 Abb., Berlin etc. (Springer) 1982.

SEPTFONTAINE, M. & LOMBARD, A.: Le jurassique des Préalpes médianes dans le SW du Chablais (Haute-Savoie, France): cadre tectonique et lithostratigraphique. – Ecl. geol. Helv., **69**/2, 425–460, 10 Abb., 1 Taf., Basel 1976.

SHANMUGAM, G., DAMUTH, J. E., MOIOLA, R. J.: Is the turbidite facies association scheme valid for interpreting ancient submarine fan environments? – Geology, **13**, 234–237, 3 Abb., 2 Tab., Boulder, Colorado, 1985.

SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY: Introduction, objectives and principal results: ocean drilling program leg 103, west galicia margin. – Proc. ocean drilling program, vol. **103**, A-initial report, 3–17, 16 Abb., Washington 1987.

SIBUET, J.-C. & RYAN, W. B. F.: Site 398: evolution of the west iberian passive continental margin in the framework of the early evolution of the north atlantic ocean. – Initial reports of the deep sea drilling project, vol. **27**/2, 761–775, 10 Abb., Washington (U. S. Government Printing office) 1979.

SIEMERS, H.: Der geologische Bau am Nord-Ost-Rand des „Tarntaler Mesozoikums" (Tuxer Vorlapen, Tirol). – Unveröff. Diplomarb. Geol. Paläont. Inst. Univ. Münster, 93 S., 10 Abb., 5 Taf., 3 Kt., Münster 1976.

SIEMERS, C. T. & TILLMAN, R. W.: Deep-water clastic sediments: an introduction to the core workshop and review of depositional models. – SEPM Core Workshop No. 2, 1–19, 7 Abb., San Francisco 1981.

SIMPSON, C. & SCHMID, St. M.: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. – Geol. Soc. Am. Bull, **94**, 1281–1288, 11 Abb., Boulder, Colorado 1983.

SLAPANSKY, P. & FRANK, W.: Structural evolution and geochronology of the northern margin of the Austroalpine in the northwestern Schladming Crystalline (NE Radstädter Tauern). – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL: Geodynamics of the Eastern Alps. – 244–262, 8 Abb., Wien (Deuticke) 1987.

SONDERMANN, K. & VOGGENREITHER, W.: Strukturanalyse des Weißenecks in den S' Radstädter Tauern (Lungau, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 269–287, 17 Abb., Wien 1984.

STANLEY, D. J. & KELLING, G.: Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches. – 395 S., zahlr. Abb., Stroudsburg, Pennsylvania, (Dowden, Hutchinson & Ross Inc.) 1978.

STAUB, R.: Der Bau der Alpen. – Beitr. geol. Kt. Schweiz, **52** (N. F. 82), 272 S., 70 Abb., 2 Taf., 1 tekt. Kt., Bern 1924.

STUR, D.: Die geologische Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. – Jb. Geol. R.-A., **5**, 818–852, 1 Tab., Taf. 1–6, Wien 1854.

SURLYK, F.: Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (jurassic–cretaceous boundary, east Greenland). – Grønl. geol. unders. Bull., **128**, 108 S., 44 Abb., 9 Taf., Anhang, 1 Kt., Kopenhagen 1978.

THALMANN, F.: Geologische Neuaufnahme des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaustal (Bereich der peripheren Tauernschieferhülle – Pennin). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **13**, 121–188, Taf. 7–10, Wien 1963.

THIELE, O.: Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **2**/2, 1–21, 1 Taf., Wien 1951.

THIELE, O.: Bericht 1966 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). – Verh. Geol. B.-A., **1967**, A48–A50, Wien 1967.

THIELE, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1970**, 230–244, 1 Abb., Wien 1970.

THIELE, O.: Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. – Jb. Geol. B.-A., **117**, 55–74, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1974.

THIELE, O.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mayrhofen und Innerschmirn (Tirol). – Geol. Rundschau, **65**, 410–421, 2 Abb., Stuttgart 1976.

THIELE, O.: Das Tauernfenster. – In: R. OBERHAUSER (Redakt.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 300–314, Abb. 77–81, Wien (Springer) 1980.

THÜNKER, M.: Geologische Untersuchungen am Mieslkopf (Tuxer Voralpen, Österreich). – Unveröff. Diplomarb., Inst. f. Geol. u. Mineral. Univ. Erlangen–Nürnberg, 119 S., 68 Abb., 1 Tab., 4 Taf., 1 Kt., Erlangen 1978.

THUM, I. & NABHOLZ, W.: Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau – Lenzerheide – Oberhalbstein. – Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F., **144**, 55 S., 40 Abb., 2 Taf., Bern 1972.TOBISCH, O. T., FISKE, R. S., SACKS, S. & TANIGUCHI, D.: Strain in metamorphosed volcaniclastic rocks and its bearing on the evolution of orogenic belts. – Bull. Geol. Soc. Am., **88**, 23–40, 19 Abb., 2 Tab., 4 Anh., Boulder, Colorado 1977.

TOBISCH, O. T., FISKE, R. S., SACKS, S. & TANIGUCHI, D.: Strain in metamorphosed volcaniclastic rocks and its bearing on the evolution of orogenic belts. – Bull. Geol. Soc. Am., **88**, 23–40, 19 Abb., 2 Tab., 4 Anh., Boulder/Colorado 1977.

TOLLMANN, A.: Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern) Vorbericht. – Verh. Geol. B.-A., **1956**, 146–164, 3 Abb., Taf. 1–2, Wien 1956.

TOLLMANN, A.: Geologie der Mosermannlgruppe. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 79–115, Taf. 6–10, Wien 1958a.

TOLLMANN, A.: Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau. – Mitt. geol. Ges. Wien, **50** (1957), 325–354, 1 Taf., Wien 1958b.

TOLLMANN, A.: Bericht über geologische Aufnahmen 1958 in den südlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 – Muhr). – Verh. Geol. B.-A., **1959**, A91–A95, Wien 1959a.

TOLLMANN, A.: Radstädter Tauern. – Vervielfält. Exkursionsführer, 6–8, Taf. 3–4, Wien (Geol. Inst. Univ. Wien) 1959b.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148**, 286–319, 1 Abb., Stuttgart 1975.

TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 1, Die Zentralalpen. – XIV+766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien 1977.

TOLLMANN, A.: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69** (1976), 291–351, 11 Abb., Wien 1978.

TOLLMANN, A.: Geology and Tectonics of the Eastern Alps (Middle Sector). – Abh. Geol. B.-A., **34**, 197–255, 52 Abb., Wien 1980a.

TOLLMANN, A.: Das östliche Tauernfenster. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72** (1978/79), 73–79, Wien 1980b.

TOLLMANN, A.: Großtektonische Ergebnisse aus den Ostalpen im Sinne der Plattentektonik. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72** (1978/79), 37–44, 1 Abb., Wien 1980c.

TOLLMANN, A.: The Lower Austroalpine of the central Radstadt Tauern in the Pleislingrange. – Abh. Geol. B.-A., **34**, 222–229, Abb. 24–30, Wien 1980d.

TOLLMANN, A.: Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **74/75** (1981/82), 167–195, 4 Abb., 1 Tab., Wien 1981.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Bd. II Außeralpiner Anteil. – XV+710 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke) 1985.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Bd. III Gesamtübersicht. – X+718 S., 145 Abb., 8 Tab., 3 Falttaf., Wien (Deutikke) 1986.

TRAUTH, F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1. Teil: **100**, 101–210, Taf. 1–5, Wien 1925; 2. Teil: **101**, 29–65, 4 Abb., Taf. A–D, Wien 1927.

TRICART, P. & LEMOINE, M.: Serpentinite oceanic bottom in south Queyras ophiolites (French Western Alps).: record of the incipient oceanic opening of the Mesozoic Ligurian Tethys. – Ecl. geol. Helv., **76**/3, 611–629, 7 Abb., Basel 1983.

TRÜMPY, R.: Penninic-austroalpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems. – Am. J. Sci., **275**-A, 209–238, 5 Abb., 1 Tab., New Haven, Conn., 1975.

TRÜMPY, R.: Age and location of mesozoic scarp breccias in the Swiss Alps. – IXth Int. Congr. Sed. Nice, theme 4, 313–318, 1 Abb., Nizza 1975.

TRÜMPY, R.: Alpine paleogeography: a reappraisal. – In: HSÜ, K. J. (Hrsg.): Mountain building processes, 149–156, London etc. (Academic Press) 1983.

TRÜMPY, R.: Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen. – Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zürich, **129**/5, 1–47, 14 Abb., Zürich 1984.

UHLIG, V.: Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **117**, Abt. I, 1379–1422, 2 Taf., 1 Kt., Wien 1908.

VACEK, M.: Über die Radstädter Tauern. – Verh. Geol. R.-A., **1882**, 310–316, Wien 1882.

VACEK, M.: Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern. – Jb. Geol. R.-A., **34**, 609–634, Wien 1884.

VACEK, M.: Zur Geologie der Radstädter Tauern. – Verh. Geol. R.-A., **1901**, 191–213, Wien 1901a.

VACEK, M.: Über den neuesten Stand der geologischen Kenntnisse in den Radstädter Tauern. – Verh. Geol. R.-A., **1901**, 361–397, 2 Abb., Wien 1901b.

VELS, B.: Zur Geologie um Vorderlanersbach/Tuxertal. – Unveröff. Dipl.-Arb., Fachber. Geowiss. westfäl. Wilh.-Univ. Münster, 106 S., 23 Abb., 2 Tab., 4 Taf., 3 Kt., Münster/Westf. 1975.

TOLLMANN, A.: Bericht 1959 über die geologischen Aufnahmen in den östlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 – Muhr, 157 – Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., **1960**, A89–A90, Wien 1960.

TOLLMANN, A.: Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). – Mitt- Geol. Ges. Wien, **53**, 117–131, 2 Taf., Wien 1961a.

TOLLMANN, A.: Bericht 1960 über die geologischen Aufnahmen in den südlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 – Muhr, 157 – Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., **1961**, A82–A84, Wien 1961b.

TOLLMANN, A.: Aufnahmsbericht über das SE-Ende der Radstädter Tauern zwischen Mauterndorf und St. Michael (Blatt 157 – Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., **1962**, A77–A81, Wien 1962a.

TOLLMANN, A.: Die mesozoischen Schichtglieder der österreichischen Zentralalpen. – In: O. KÜHN (Hrsg.): Lexique stratigr. intern., vol. 1, fasc. 8, Autriche, 646 S., 2 Taf., Paris (Centre nat. rech. sci.) 1962b.

TOLLMANN, A.: Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen im Tauernfenster und in seinem Rahmen. – Geol. Rundschau, **52**, 226–237, 1 Taf., Stuttgart 1962c.

TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – VIII+256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963a.

TOLLMANN, A.: Das Westende der Radstädter Tauern (Tappenkarberge). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **55** (1962), 85–125, Taf. 1–4, Wien 1963b.

TOLLMANN, A.: Aufnahmsbericht 1962 über die südlichen und westlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 – Muhr). – Verh. Geol. B.-A., **1963**, A60–A62, Wien 1963c.

TOLLMANN, A.: Exkursion I/4, Radstädter Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 49–56, 1 Abb., 1 Taf., Wien 1964a.

TOLLMANN, A.: Aufnahmsbericht 1963 über die Südseite der Hochfeindgruppe. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, A51–A54, Wien 1964b.

TOLLMANN, A.: Gehören die Tatriden zum Unterostalpin oder Pennin? – Geol. Sbornik. Slov. akad. vied, **16**/2, 273–279, Bratislava 1965a.

TOLLMANN, A.: Aufnahmsbericht über den SW-Teil der Radstädter Tauern (Blatt 156 Muhr). – Verh. Geol. B.-A., **1965**, A52–A53, Wien 1965b.

TOLLMANN, A.: Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57** (1964), 469–478, Wien 1965c.

TOLLMANN, A.: Aufnahmsbericht 1965 über den Südostrand der Radstädter Tauern (Blatt 157 – Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., **1966**, A58–A60, Wien 1966a.

TOLLMANN, A.: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekt. Forsch., **21**, 1–156, 20 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1966b.

TOLLMANN, A.: Bericht über die geologischen Aufnahmen 1967 im Bereich der Schieferhülle N des Zederhaustales, Radstädter Tauern (Blatt Muhr, 156). – Verh. Geol. B.-A., **1968**, A67–A69, Wien 1968a.

TOLLMANN, A.: Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**, 207–248, 1 Taf., Wien 1968b.

TOLLMANN, A.: Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. – Mitt. österr. geogr. Ges., **110**, 224–244, Wien 1968c.

TOLLMANN, A.: Aufnahmsbericht 1968 über Blatt 156 – Muhr. – Verh. Geol. B.-A., **1969**, A78–A79, Wien 1969a.

TOLLMANN, A.: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. – Geologie, **18**, 1131–1155, 2 Abb., Berlin 1969b.

TOLLMANN, A.: Aufnahmsbericht 1969 über Blatt 156 – Muhr. – Verh. Geol. B.-A., **1970**, A69–A71, Wien 1970a.-

TOLLMANN, A.: Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. – Geotekt. Forsch., **34** , 1–90, 21 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Stuttgart 1970b.

TOLLMANN, A.: Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **64**, 173–208, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1971.

TOLLMANN, A.: Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

VOGGENREITER, W.: Hinweise auf eine dextrale Blattverschiebung im Zederhaustal (S' Radstädter Tauern, Österreich) – Quantifizierung alpidischer Bewegungsbeträge. – Symposium Strukturgeologie, Kristallingeologie, Tektonik Tübingen 10.–12. 4. 1986, 167–170, Tübingen (Attempo) 1986.

VOLL, G.: Recrystallization of Quartz, Biotite and Feldspars from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological significance. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **56**, 641–647, Zürich 1976.

VOLL, G.: Ein Querprofil durch die Schweizer Alpen vom Vierwaldstätter See zur Wurzelzone – Strukturen und ihre Entwicklung durch Deformationsmechanismen wichtiger Minerale. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **160**/3, 321–335, Stuttgart 1980.

WÄCHTER, J.: Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **27**, 239 S., 51 Abb., 12 Taf., Bochum 1987.

WALKER, R. G.: Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. – Geol. Soc. Am. Bull., **86**, 737–748, 10 Abb., Boulder, Colorado, 1975.

WALKER, R. G.: Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. – Bull. Am. Ass. Petr. Geol., **62**, 932–966, 23 Abb., 2 Tab., Tulsa, Oklahoma, 1978.

WALKER, R. G.: Turbidite and associated coarse clastic deposits. – In: R. G. WALKER (Hrsg.): Fazies models. Geoscience Canada, Reprint series, **1**, 91–99, 14 Abb., Ontario 1981.

WEINKE, H. H. & WIESENEDER, H.: Peridotites and serpentinites of the East Alps and the origin of their enclosed ore minerals. – In: AMSTUTZ, G. C. et al. (Eds.): Ore genesis – the state of the art, 396–404, 2 Abb., 3 Tab., Berlin etc. (Springer) 1982.

WEISSERT, H. J.: Die Palaeoozeanographie der südwestlichen Tethys in der Unterkreide. – Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, N. F., **226**, 174 S., zahlr. Abb. und Tab., Anhang, Zürich 1979.

WEISSERT, H. J. & BERNOULLI, D.: A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. – Geol. Rundschau, **74**/3, 665–679, 12 Abb., Stuttgart 1985.

WERNICKE, B.: Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extendig orogen. – Nature, **291**, 645–648, 4 Abb., London 1981.

WETZEL, A.: Ökologische und stratigraphische Bedeutung biogener Gefüge in quartären Sedimenten am NW-afrikanischen Kontinentalrand. – „Meteor" Forsch.-Ergebnisse, Reihe C, **34**, 1–47, 31 Abb., 9 Tab., Berlin 1981.

WIGGERING, H.: Geochemisch-petrographische Untersuchungen an Serpentiniten und Ophicalciten des Unterostalpinen Permomesozoikums bei Matrei am Brenner (Tirol). – Verh. Geol. B.-A., **1982**/3, 313–323, 9 Abb., 1 Tab., Wien 1983.

WINDLEY, B. F.: The evolving continents. – 2. Aufl., 399 S., Abbn., Tab., New York etc. (J. WILEY & Sons) 1984.

WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of metamorphic rocks. – 5. Aufl., 348 S., Abbn., Springer (New York) 1979.

Manuskript (überarbeitete Fassung) bei der Schriftleitung eingelangt am 20. Februar 1988.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tafel 1

Tarntaler Breccie der Hippold-Decke

Fig. 1: Breccienaufschlüsse der Tarntaler Schichten der Hippold-Decke 300 m westlich Torjoch mit Blick auf Graue Wand, Wattener Lizum.
Die etwa 10 m hoch aufgeschlossene Breccienbank in Bildmitte ist in Nord-Süd-Richtung boudiniert und keilt auf Grund der Abnahme der Bankmächtigkeit in Verbindung mit der Abnahme der Komponentendurchmesser primär gegen Osten hin aus. Im Profil Torjoch – Graue Wand ist ein primäres Auskeilen mächtiger Breccienbänke abwechselnd sowohl in westlicher als auch in östlicher Richtung zu beobachten (Bild 83/93; vgl. Abb. 11, 12).

Fig. 2: Sturzblock der Tarntaler Breccie 100 m NW Junsjoch, Wattener Lizum (Bild 87/73; Ansicht senkrecht zur Bankung).
Die grobe Quarzitschollenbreccie führt in diesem Abschnitt Komponenten von 40 cm Breite und bis 100 cm Länge und läßt eine materialbedingte Abnahme der Komponentengröße von links nach rechts erkennen. Während die Breccienbank in der linken Bildhälfte eine ziemlich dichte Lagerung grober Quarzitschollen (C) mit wenig Karbonatbreccienmaterial aufweist, dominieren in der rechten Bildhälfte die 5 bis 10 cm großen Karbonatkomponenten. Das Verhältnis von Quarzit- zu Karbonatkomponenten beträgt in diesem Block etwa 1 : 1.

Fig. 3: Sturzblock einer groben Tarntaler Breccie aus der in Fig. 1 aufgeschlossenen, ca. 10 m hohen Breccienwand, 300 m westlich Torjoch, Wattener Lizum.
Der etwa 8 m hohe Sturzblock der Komponenten-gestützten Tarntaler Breccie mit gut geregelten Komponenten („organized"-Breccientyp) zeigt eine Abnahme der Komponentengröße gegen das Hangende (im Bild rechts). Die großen Komponenten im Liegenden (links) sind fast ausschließlich Quarzkomponenten. Der Sturzblock stammt aus einem mächtigen zentralen Abschnitt einer gegen Osten hin auskeilenden Breccienbank (Bild 84/72; vgl. Fig. 1; Maßstab: Hammer in Bildmitte unten).

Fig. 4: Sturzblock der Tarntaler Breccie 100 m NW Junsjoch, Wattener Lizum (Ansicht senkrecht zur Bankung; Bild 87/76).
Die cm- bis mehrere dm dicken Quarzitkomponenten (C) lassen infolge ihrer primär plattigen Bruchform eine sedimentäre Einregelung zwischen den karbonatischen Komponenten erkennen. Der große Quarzitquader – links im Bild – stößt an eine reine Karbonatbreccie. Diese Tarntaler Breccie besteht aus über 75 Volumsprozent Quarzitschollen. Sie ist matrixarm, eine primäre Matrix ist nicht mehr erkennbar.

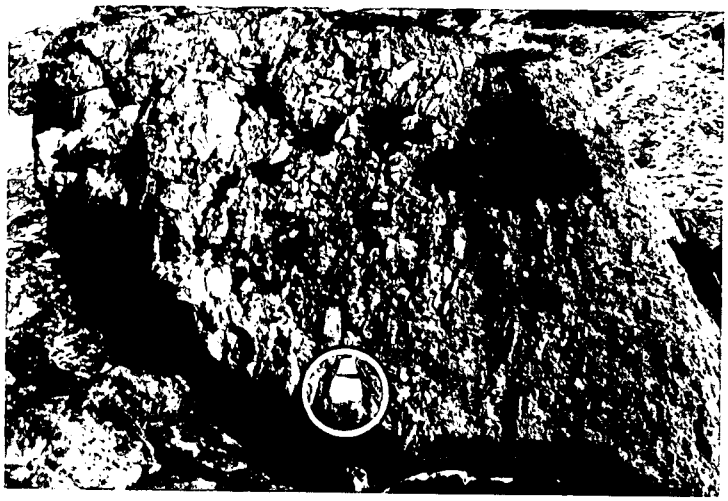
Fig. 5: Tarntaler Breccie der Hippold-Decke südlich Graue Wand, K. 2594, Wattener Lizum (Bild 82/54; Ansicht der Schichtfläche, Länge des Maßbandes etwa 110 cm).
In dieser relativ gleichkörnigen Breccie mit Komponenten von durchschnittlich 3 cm Länge dominieren die Karbonatkomponenten (im Bild hell- bis dunkelgrau). Quarzitkomponenten (weiß) kommen nur untergeordnet vor (vgl. Diagramm A, Abb. 6). Die Breccienkomponenten sind nicht, bzw. nur sehr gering tektonisch geregelt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

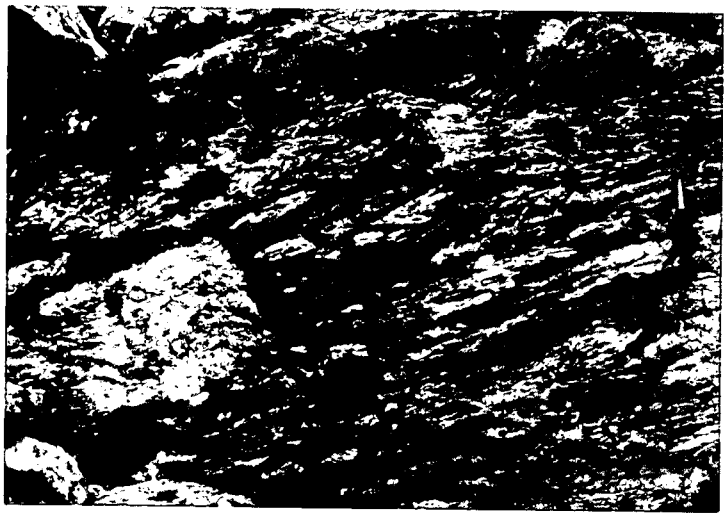
1

2

3



4



5

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tafel 2

Tarntaler Schichten der Hippold-Decke

Fig. 1: Sturzblock der Tarntaler Breccie der Hippold-Decke, 100 m NW Junsjoch, Wattener Lizum (Bild 87/62; Ansicht der yz-Fläche des Deformationsellipsoides).
Die grobe Quarzitschollenbreccie enthält bis zu 60 cm dicke und über 100 cm lange weiße Quarzitschollen (im Bild rechts). Nach links nimmt die Komponentengröße der Quarzitschollen ab, und es steigt der Anteil an Karbonatkomponenten zwischen den Quarzitkomponenten bis zum Verhältnis 1 : 1. In diesem Block der Tarntaler Breccie treten verschiedene paläozoische bzw. permoskythische Quarzitkomponenten auf. Die größten Quarzitkomponenten führen auch bis cm-große rosa Quarzgerölle und schwarze Lyditkomponenten. Neben feinkörnigen weißen Quarzitkomponenten treten auch grünliche Quarzitkomponenten und grüne Serizitquarzite als Komponenten auf. Die Abgrenzung der Quarzitkomponenten ist im Gelände auf Grund feiner Farbunterschiede und der zwischenlagernden bräunlichen Karbonatkomponenten trotz der Deformation und teilweisen Rotation der Komponenten noch gut möglich.

Fig. 2: Detail des Sturzblockes der Tarntaler Breccie aus Fig. 1.
In dem yz-Schnitt des Deformationsellipsoides erscheinen die Quarzitkomponenten boudiniert bis knollig gelängt. Die genaue Abgrenzung übereinander liegender Quarzitkomponenten (Qu) ist oft nur schwer möglich. Neben einer unterschiedlichen Strukturierung lassen oft zwischengelagerte Karbonatkomponenten den Breccienaufbau erkennen. Während z. B. Dolomitkomponenten (D) nur ein Länge- Breitenverhältnis von 2 : 1 aufweisen sind z. B. Kalkkomponenten (K) im Verhältnis 20 : 1 gelängt. Die Permoskythquarzite, die schon als parallelepipedische Körper abgelagert worden sind, sind häufig parallel oder schräg zur ursprünglichen Bänderung zerschert. Während somit Quarzit- und Kalkkomponenten bei der Deformation plastisch reagieren, verhalten sich Dolomitkomponenten eher spröde (vgl. Fig. 3, selbe Breccie, Ansicht in xy-Schnitt des Deformationsellipsoides; Bild 87/62).

Fig. 3: Ansicht des Sturzblockes der Tarntaler Breccie der Hippold-Decke aus Fig. 1. Schräge Ansicht der xy-Ebene des Deformationsellipsoides.
Die Komponenten sind parallel zur Lineation in der x-Richtung tektonisch gelängt. Quarzverheilte Dehnungsrisse durchsetzen den Block in yz-Ebenen des Deformationsellipsoides.

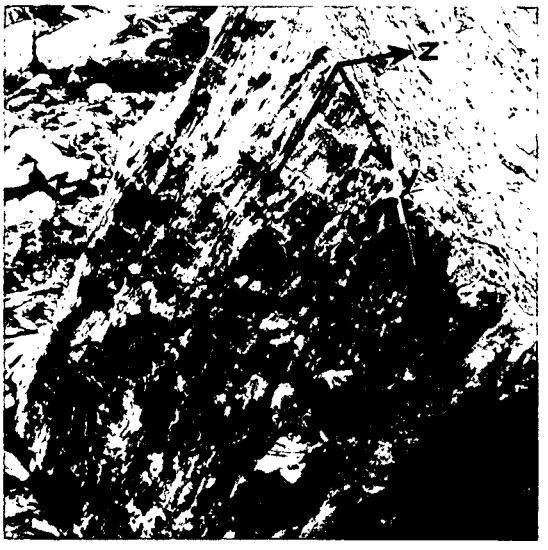
Fig. 4: Dünnschliffoto einer Quarzitkomponente (Probe H 394, gekreuzte Nicols) der Tarntaler Breccie, Hippold-Decke, Profil Graue Wand, Wattener Lizum.
Diese aus einem paläozoischen Schichtglied stammende Komponente enthält schön ausgebildete Porphyrquarze wie sie auch, umgelagert, in den Grauwackenschiefern der Tarntaler Schichten der Hippold-Decke vorkommen (vgl. Tab. 2).

Fig. 5: Dünnschliffoto eines feinbrecciösen Grauwackenschiefers der Tarntaler Schichten der Hippold-Decke südlich der Eiskarspitze (Probe H 611, gekreuzte Nicols), Wattener Lizum.
Neben 0,5 bis 1 mm großen Karbonat- und Kristallinbruchstücken sind eckige Monoquarze und rundliche Polyquarze häufig. Bis über 50 % nimmt eine Grundmasse (Epimatrix) aus feinstem Quarz und Hellglimmer ein.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1

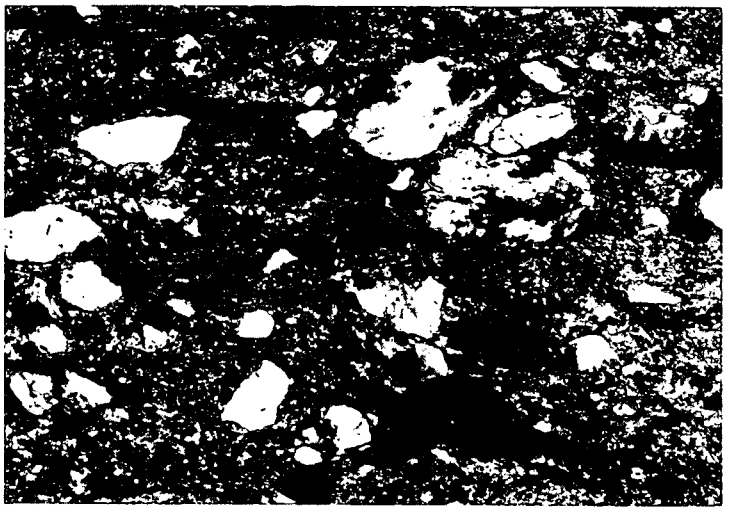
2



3

4

5



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tafel 3

Tarntaler Breccie der Reckner-Decke

Fig. 1: Parallel-geschichtete Breccienbank der Tarntaler Schichten der Reckner-Decke, 1000 m SE Lizumer Sonnenspitze, Wattener Lizum.
Diese Sedimentstruktur ist auf den proximalen Ablagerungsraum der Tarntaler Breccie, östlich des heutigen Meridians durch die Lizumer Sonnenspitze, beschränkt (Bild 82/67).

Fig. 2: Normal-gradierte, ca. 1 m mächtige Breccienbank der Tarntaler Schichten der Reckner-Decke, 650 m östlich Tarntaler Scharte, Wattener Lizum.
Normal-gradierte Brecçien beenden die Karbonatbreccienentwicklung im Liegenden der Radiolarit-Schichten. Die Breccienbank wird von senkrecht verlaufenden, quarzverheilten Fiederspalten durchsetzt. Neben dem Hammer links befindet sich eine weiße, mm-dicke Quarzkruste einer bildparallelen Kluftfüllung (Bild 87/61).

Fig. 3: Sturzblock einer Komponenten-gestützten Karbonatbreccie der Tarntaler Schichten der Reckner-Decke aus der mächtigen Breccienentwicklung 700 m SE Lizumer Sonnenspitze, Wattener Lizum.
Sowohl auf der Schichtfläche als auch in verschiedenen Schnitten senkrecht zur Bankung sind weder Dolomitkomponenten noch fossilführende Kalkkomponenten deformiert. Form und Größe der Komponenten entspricht somit noch weitestgehend dem Zustand ihrer Ablagerung. Eine mm-dünne karbonatische Matrix ist heute nur gelegentlich vorhanden (Bild 87/68).

Fig. 4: Dünnschliffoto aus einer normal-gradierten, ca. 15 cm mächtigen Breccienbank innerhalb der Metapelit-Breccien-Wechsellagerungsserie der Tarntaler Schichten der Reckner-Decke nördlich des Hohen Lahner, Tarntaler Berge, Wattener Lizum.
Innerhalb der Tarntaler Schichten der Reckner-Decke treten nur ganz selten gradierte Feinbreccien in Verbindung mit Metaareniten auf (Probe H 510; parallele Nicols).

Fig. 5: Sturzblock einer ca. 1 m mächtigen, gröberen Karbonatbreccie der Tarntaler Schichten der Reckner-Decke, 1000 m östlich der Tarntaler Köpfe, Wattener Lizum.
NE der Tarntaler Köpfe ist im Hangenden der invers-gradierten Breccienentwicklung der Tarntaler Schichten eine cm-dicke, aus grünlichen und rötlichen, z. T. kieseligen Tonschiefern bestehende Kruste ausgebildet. Diese bunten und z. T. kieseligen Tonschiefer markieren das Einsetzen der Radiolarit-Schichten. Die Metapelite der basalen Radiolarit-Schichten verfüllen ein unregelmäßiges Breccienrelief und belegen, daß die Brecciensedimentation bis zum Einsetzen der basalen Radiolarit-Schichten angedauert hat (Bild 87/56).

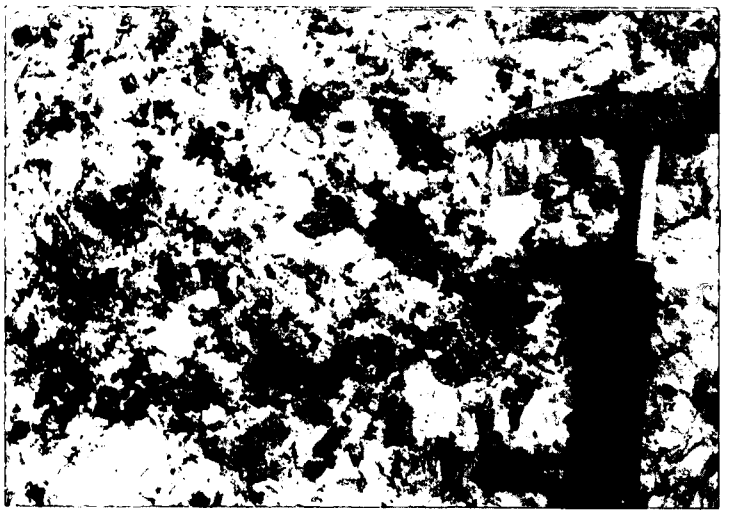
Fig. 6: Sturzblock einer 10 cm-mächtigen Wechselfolge aus Karbonatbreccien mit roten Tonschiefern aus dem basalen Niveau der Radiolarit-Schichten der Reckner-Decke, 1000 m östlich der Tarntaler Köpfe, Wattener Lizum.
Die basale Feinbreccienbank ist eine letzte gröbere Schüttung, während den hangenden rötlichen Tonschiefern nur mehr cm-lange Linsen von karbonatischem Metaarenit eingelagert sind (Bild 87/55); Ansicht senkrecht zur Bankung).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1

2

3



4

5

6

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tafel 4

Radiolarit-Schichten und Geier-Schichten der Reckner-Decke

Fig. 1: Radiolarit-Schichten der Reckner-Decke, Wetzsteinbruch 500 m SW Lizumer Hütte, Wattener Lizum.
Der feinschichtigen Wechsellagerung aus bräunlichen Kalkmarmorlagen und grünlichen Kieselschieferlagen sind cm-dünne Feinbreccienlagen und gelegentlich bis dm-dicke Breccienlinsen (Br) eingelagert (Bild 82/58).

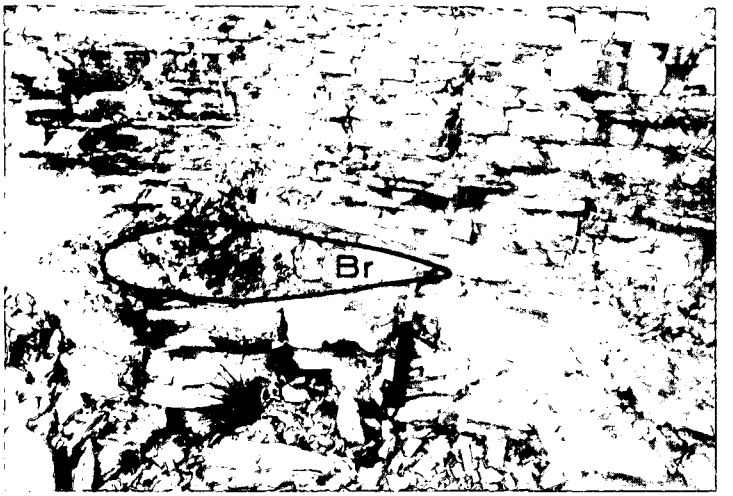
Fig. 2: Dünnschliffoto des stark verfalteten, rot gebänderten Metaradiolarites der Reckner-Decke SW des Mieslkopfes, östlich Matrei/Brenner.
Die elliptischen Gebilde aus gröberkörnigem Quarz (Pfeile) werden als deformierte und umkristallisierte Radiolarien gedeutet (Probe H 626/4; parallele Nicols).

Fig. 3: Dünnschliffoto einer Feinbreccie im Hangenden der Radiolarit-Schichten der Reckner-Decke (Geier-Schichten), Sonntagsrinne, Wattener Lizum (gekreuzte Nicols; Probe H 317).
Diese Mono- und Polyquarze sowie fossilreiche Karbonatbruchstücke und Hellglimmeraggregate-führende Feinbreccie enthält auch Chromspinell und Chromspinell-führende grünliche Gesteinsbruchstücke (vgl. Fig. 5). Beachte Drucklösung entlang von Schieferungsflächen. Im Hangenden dieser Feinbreccie tritt der Reckner-Serpentinit auf.

Fig. 4: Dünnschliffoto einer Feinbreccie der Geier-Schichten, Sonntagsrinne, Wattener Lizum (gekreuzte Nicols; Probe H 317).
Manche Karbonatkomponenten sind nach dem Fossilinhalt als Kössener Schichten, meist jedoch nur allgemein als Mikrite oder Dolosparite erkennbar. In Bildmitte Karbonatbruchstücke mit faserigem Quarz verheilt.

Fig. 5: Dünnschliffoto eines grünlichen Gesteinsbruchstückes (A) mit Chromspinell (B) als Komponente einer Feinbreccie der Geier-Schichten der Reckner-Decke, Joch südlich Klammspitze, Wattener Lizum (Probe H 618; parallele Nicols).

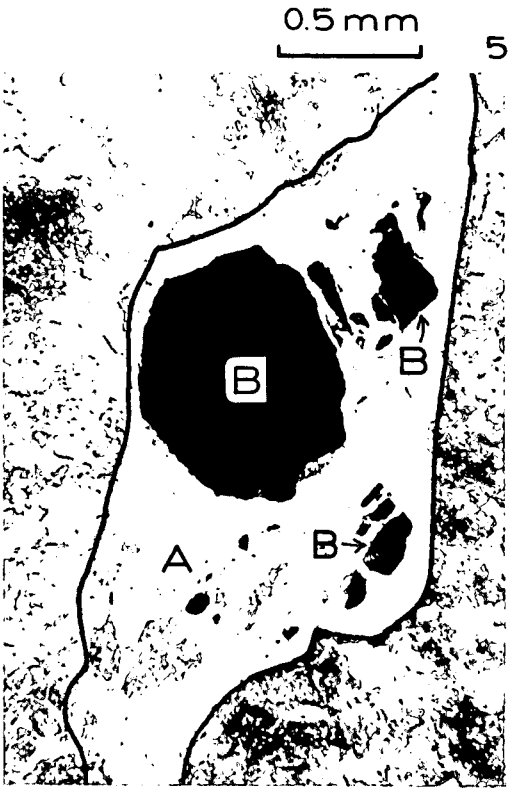
©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



1

gekreuzte Nicols

2 parallele Nicols



4 gekreuzte Nicols

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tafel 5

Türkenkogel-Schichten der Hochfeind-Decke

Fig. 1: Dem Hauptdolomit der Hochfeind-Decke diskordant auflagernde, parallelgeschichtete, Komponenten-gestützte Karbonatbreccie mit untergeordnet Quarzitkomponenten; westliches Fuchskar, 1000 m östlich Gödernierkar-Kopf, Radstädter Tauern (Bild 80/10).
Im Hangenden der tief erodierten Obertrias des südwestlichen Fuchskares tritt eine insgesamt nur wenige Zehnermetermächtige Entwicklung der Türkenkogel-Schichten auf (vgl. Abb. 50, Prof. 22).

Fig. 2: Wechsellagerung von Metaquarzarenitlagen mit Karbonatbreccien.
In der unteren Bildhälfte ist eine cm- bis dm-Wechsellagerung von Metaquarzareniten mit karbonatischen Feinbreccien erkennbar. Die schichtparallelen Lagen karbonatischer Komponenten sind innerhalb der Metaquarzarenitlagen stets an ihrer löcherigen Verwitterung erkennbar. In der oberen Bildhälfte dominieren Karbonatfeinbreccien mit vereinzelt größeren Karbonatkomponenten. Dieser Sedimenttyp mit bis zu mehrere Meter mächtigen Metaquarzarenitbänken tritt in der über 100 m mächtigen Entwicklung der Türkenkogel-Schichten westlich des Schwarzeckes auf (Bild 83/45; vgl. Abb. 50, Prof. 30).

Fig. 3: Wechsellagerung dm-mächtiger Metaquarzarenitlagen mit mehrere Dezimeter mächtigen, Komponenten-gestützten Karbonat- und Quarzitschollenbreccien. Basale Breccienserie der Türkenkogel-Schichten nördlich des Hinteren Fuchssees. Eine die gesamte Brecciense überprägende Schieferung täuscht in der gröberen Basisbreccie eine sedimentäre Einregelung der 2–10 cm langen Karbonat- und Quarzitkomponenten vor (Bild 79/4; vgl. auch Abb. 40, Prof. 17).

Fig. 4: Dünnschliffbild aus dem Hangenden einer 90 cm mächtigen, Komponenten-gestützten Breccienbank der basalen Türkenkogel-Schichten, Hochfeind-Decke, Ht. Fuchssee.
Die normal-gradierte Breccienbank geht im Hangenden in einen normal-gradierten Metaarenit (Bildausschnitt) über (Probe H 20; parallele Nicols).

Fig. 5: Basale, m-mächtige Komponenten-gestützte Breccienbank der Türkenkogel-Schichten, westliches Fuchskar, 700 m SW Kämpen.
Im Hangenden der ungeregelten, untergeordnet Quarzitkomponenten (im Bild weiß) führenden Karbonatbreccie (A) treten mehrere dm-mächtige Metaquarzarenitlagen (C) auf. Im Übergangsbereich (B) ist auf Grund des Materialwechsels eine Schrägschichtung erkennbar (Bild 87/97; Detail siehe Fig. 6).

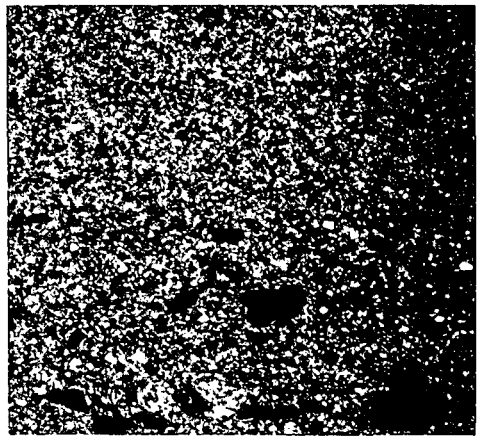
Fig. 6: Detail aus der schräggeschichteten Feinbreccien-Metaarenitabfolge der basalen Türkenkogel-Schichten im Fuchskar, 700 m SW Kämpen.
Die mm- bis cm-dünne Wechsellagerung quarzarenitischer und karbonatreicherer bzw. feinbrecciöser Lagen verläuft deutlich schräg zur sonst parallelgeschichteten Abfolge der Türkenkogel-Schichten (im Bild rechts: stratigraphisch Liegendes). Die schräggeschichtete arenitische Schüttung wurde gegen das Hangende wieder von einer karbonatreichen Feinbrecciense schüttung abgelöst. Arenitische Schüttung in Pfeilrichtung.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1

2

3



4

5

6

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tafel 6

Türkenkogel-Schichten der Hochfeind-Decke

Fig. 1: Biegegleitfaltung in einer mehrere Meter mächtigen, Komponenten-gestützten Breccienbank der basalen Türkenkogel-Schichten westlich des mittleren Fuchssees, 600 m SSE Kämpen (Blick auf ac-Fläche).
Die um eine mittelsteil NE-fallende Achse verfaltete Breccienserie wird von einer Achsenebenenschieferung (ts = etwa parallel zum Hammerstiel) durchsetzt. Diese Schieferung ist deutlich in der umbiegenden Metaquarzarenitlage (Ar) erkennbar. Die bis 45 cm langen Quarzitkomponenten sind um „b" verfaltet (Bild 87/90).

Fig. 2: Ansicht der Schichtfläche einer Matrix-gestützten Karbonatbreccie der Türkenkogel-Schichten 600 m östlich Lackenspitze, Radstädter Tauern.
Die Dolomitkomponenten reagierten bei der Deformation der Breccie spröde. Die hier parallel zur y-Ebene des Deformationsellipsoides orientierten Dehnungsrisse der Komponenten wurden mit Quarz verheilt, wodurch die Komponenten bis 40 % gelängt erscheinen. Die Matrix besteht aus Phyllit (Bild 82/40).

Fig. 3: Sturzblock aus den intensiv verfalteten Türkenkogel-Schichten 500 m SW Kämpen, K. 2322.
Die Türkenkogel-Schichten werden aus einer Wechselfolge von dm-mächtigen Metaquarzarenitlagen (Ar) mit mehrere Zentimeter mächtigen Lagen von karbonatischer Feinbreccie (k) sowie Grobbreccienlagen (K) mit Quarzitkomponenten (Qu) aufgebaut (Bild 87/96; vgl. Ausschnitt rechts).

Fig. 4: Detail der intensiv verfalteten Türkenkogel-Schichten, 500 m SW Kämpen, K. 2322.
Die Lagen aus Metaquarzareniten sind an ihrer porösen Struktur erkennbar, da sie aus einem feinschichtigen Wechsel quarzarenitischer und doloarenitischer Lagen bestehen. Die Quarzitkomponenten (Qu) zeigen diese poröse Internstruktur nicht. Die Quarzitkomponenten sind – gegenüber den Metaquarzarenitlagen – auch nur über kurze Strecken verfolgbar. Wo, wie im Bild unterhalb der Münze, eine karbonatische Zwischenlage erkennbar ist, handelt es sich um eine feine Karbonatbreccienlage zwischen zwei Quarzitkomponenten. Die – im Bild steilstehende – Achsenebenenschieferung ist besonders in den quarzitischen Lagen deutlich ausgeprägt, im karbonatischen Material ist sie nur schwer erkennbar.

Fig. 5: Isoklinal verfaltete Türkenkogel-Schichten im Sattel SW Kämpen, Hochfeind-Decke, Radstädter Tauern.
Die Verfaltung der Metaquarzarenit-Breccienserie um flach ostfallende Achsen ist im Bildvordergrund deutlich erkennbar (Hammerstiel in Richtung der Achsenebenenschieferung). In der hinteren, etwa Nord–Süd-streichenden Aufschlußwand bildet die Metaquarzarenit-Breccienserie eine scheinbar durchgehende, ungestörte Abfolge. In dieser in Liegendfalten gelegten Breccienserie sind die Breccienkomponenten deutlich geplättet (vgl. Abb. 36).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1

2

3

4

5

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tafel 7

Fig. 1: Intensiv verfaltete Breccienbank der Türkenkogel-Schichten, westliches Fuchskar, 500 m SW Kämpen.
Im Hangendschenkel der um eine flach südfallende Achse verfalteten Breccienserie ist die Faltung der Breccienbank nur auf Grund einer verfalteten Metaquarzitlage (Ar) erkennbar (Bild 87/107).

Fig. 2: Detail aus dem stark verfalteten Bereich der Türkenkogel-Schichten aus Fig. 1.
In diesem Ausschnitt ist eine schräge Orientierung der (im Bild) helleren Quarzitkomponenten in bezug auf die feinschichtige Metaquarzarenitlage (im Bild links: Ar) zu erkennen. Die Verfaltung einer mehrere Meter mächtigen Wechsellagerungsserie aus Metaquarzarenitlagen mit gröberen Breccienlagen äußert sich hier in einem inkompetenten Verhalten des Quarzarenites.

Radiolarit-Schichten der Hochfeind-Decke

Fig. 3: Biegegleitfaltung im manganführenden Bänderquarzit (Metaradiolarit) der Hochfeind-Decke 300 m NNW Ht. Fuchssee. Deutliche Ausbildung von Parasitärfalten mit Faltenachsenebenenschieferung und Runzelfaltung. Die Faltenachsen des intensiv verfalteten Radiolaritquarzites streuen im Aufschluß auf ca. 10 m Länge von Nord bis Ost (Bild 87/93).

Fig. 4: Dünnschliffoto des Bänderquarzites (Metaradiolarites) vom Ht. Fuchssee (Probe H 94; gekreuzte Nicols).
Der Quarzit zeigt auf Grund des feinen Hellglimmers und des Korngrößenwechsels der Quarze einen parallelen Lagenbau.

Schwarzeck-Schichten der Hochfeind-Decke

Fig. 5: Primär sedimentäre Auflage der Schwarzeckbreccie (Br) im Hangenden eines Triaskarbonat-Olistolithes (Ol), Westabhang des Speikkogels.
Neben Breccientypen aus überwiegend Karbonatkomponenten (Typ A) kommt ein Typ B mit überwiegend Kristallinkomponenten vor. Quarzitkomponenten sind stets untergeordnet vorhanden (Bild 81/4).

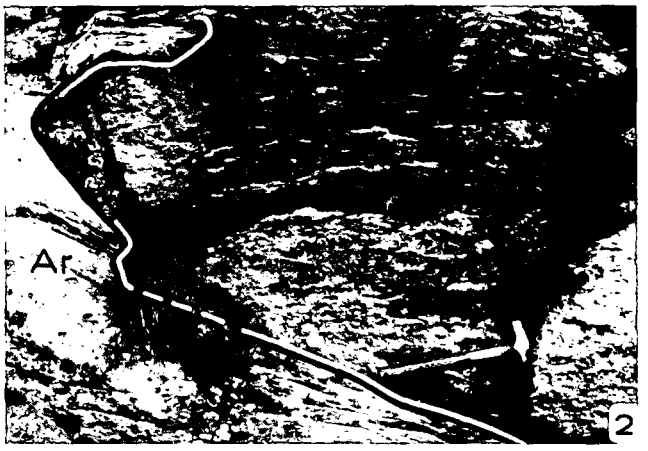
Fig. 6: Sturzblock der Schwarzeckbreccie westlich des Speikkogels.
Die Karbonat-, Quarzit- und Kristallinkomponenten dieser Komponenten-gestützten Breccie lassen eine Einregelung erkennen, die tektonisch überprägt, aber als sedimentär angelegt interpretiert werden kann (Bild 82/7, Maßstab im Bild rechts ca. 1,30 m).

Fig. 7: Aufschluß der Schwarzeck-Schichten, Hochfeind-Decke, Westabhang des Speikkogels.
Auf Grund der guten Aufschlüsse im Bereich des Speikkogels handelt es sich bei dem isolierten Großblock um einen unter Wahrung der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse nur wenige Meter vom Anstehenden abgerutschten Anteil eines etwa 8 m mächtigen kalkreichen Schichtgliedes der Schwarzeck-Schichten. Der Breccien-führende Marmor aus dem Liegenden eines Dolomitolistolithes zeigt heute gegen Norden gerichtete Sedimentgleitstrukturen mit Ost–West-orientierten Gleitfaltenachsen und eine darüber gegen Norden diskordant ansteigende Breccienlage. Beide Sedimentstrukturen lassen auf eine grobklastische Sedimentanlieferung aus südlicher Richtung schließen (Bild 82/1; Ausschnitt siehe Fig. 8).

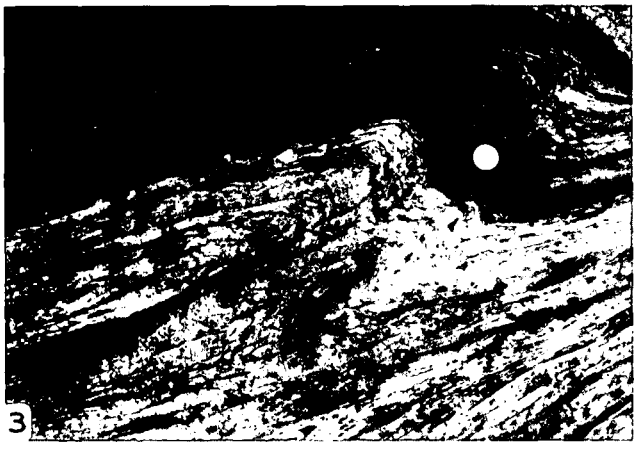
Fig. 8: Auschnitt der als sedimentär gedeuteten Strukturen aus einer karbonatischen, Matrix-gestützten Breccie der Schwarzeck-Schichten, Westabhang des Speikkogels (vgl. Fig. 7).
Bei dieser Faltenstruktur handelt es sich eher nicht um eine intrafoliate Falte, da keine Schieferung aus der Falte heraus sichtbar ist. Über den offenbar synsedimentär verrutschten Marmor- und Breccienlagen wurde Karbonatschlamm diskordant abgelagert. Weitere Matrix-gestützte Breccien (4) lagern schichtparallel in kleineren Breccienkörpern. Einige Meter weiter südlich lagert, wiederum diskordant, eine mehrere Dezimeter mächtige Breccie (siehe Fig. 7 und Skizze), was auf eine synsedimentäre Verkippung der liegenden, Pelit-reichen Schichten (1–4) schließen läßt (Bild 82/2).

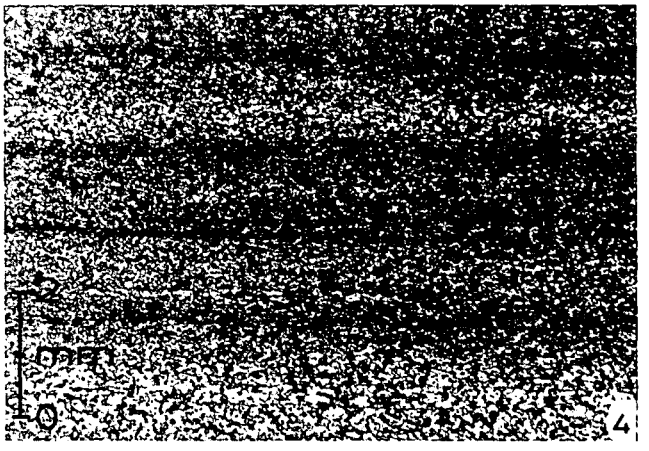
©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

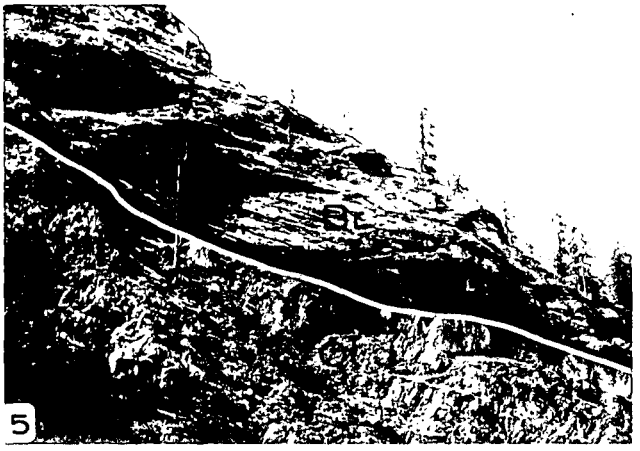
1



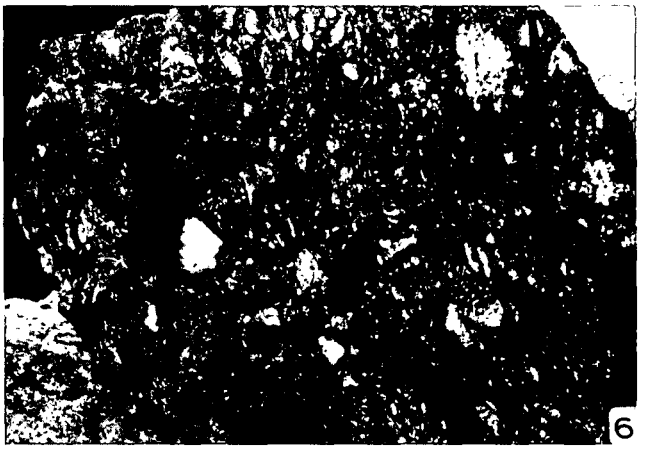
2


3


4



5


6

7

8

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tafel 8

Schwarzeck-Schichten der Hochfeind-Decke

Fig. 1: Sturzblock einer Schwarzeckbreccie, Typ BC, aus überwiegend Kristallinkomponenten (B) und vereinzelt Quarzitkomponenten (C), Speikkogel.
Karbonatkomponenten sind selten. Die kristallinen Schieferkomponenten sind entweder deutlich zerschert oder bilden – nur undeutlich abgrenzbar – eine Pseudomatrix zwischen Quarzit-, Gneis-, Karbonat und härteren kristallinen Schieferkomponenten. Dieser Breccientyp dürfte urpsrünglich eine matrixarme, Komponenten-gestützte Breccie aus überwiegend Kristallinschutt gewesen sein (Bild 87/79; Maßstab: Bleistift in Bildmitte).

Fig. 2: Sturzblock einer überwiegend aus cm-großen eckigen Karbonatkomponenten (A) und untergeordnet Quarzitschollen (C) bestehenden Schwarzeckbreccie (Typ A), Speikkogel.
Die Matrix dieser Matrix-gestützten Karbonatbreccie besteht aus rötlich verwitterndem Dolomit. Die tektonische Beanspruchung äußert sich in einer starken Deformation der karbonatischen Matrix und kleinerer Kristallinkomponenten. Quarzitkomponenten lassen in diesem Schnitt keine Deformation erkennen, Dolomitkomponenten zeigen Zugrisse. Foto senkrecht zur Bankung (Bild 87/87; Bleistift im Bild rechts als Maßstab).

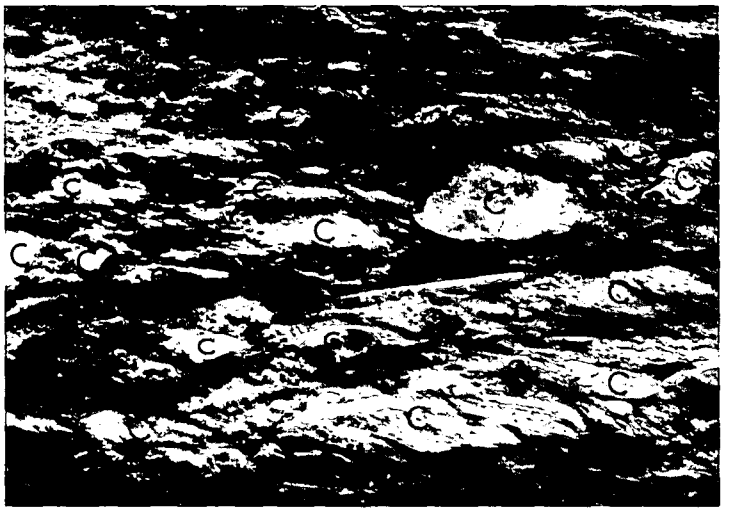
Fig. 3: Matrix-gestützte Schwarzeckbreccie mit vorwiegend Quarzitschollen nördlich des Vd. Fuchssees.
Die grünlichen Schiefer der Schwarzeck-Schichten enthalten cm- bis mehrere Dezimeter große Quarzitschollen, die knopfartig herauswittern. Ob diese Breccie auch Kristallinkomponenten enthält, war im Aufschluß nicht feststellbar (Bild 82/19).

Fig. 4: Sturzblock einer überwiegend aus Karbonat- und Kristallinkomponenten bestehenden, Matrix-gestützen Breccie der Schwarzeck-Schichten, westlich Speikkogel.
Sowohl Karbonat- als auch Kristallinkomponenten sind tektonisch gelängt. Die Matrix besteht aus einem bräunlichen Dolomitmarmor und ist plastisch deformiert. Bildausschnitt senkrecht zur Bankung, xz-Ebene des Deformationsellipsoides (Bild 87/88, Münze im Bild unten als Maßstab).

Breccie der Pleislingfazies

Fig. 5: Matrix-gestützte Breccie aus der basalen Pleislingfazies der Pleisling-Decke, östliches Zinnerkar, SW Radstädter Tauernpaß.
Einige der wenigen polymikten Breccienvorkommen treten innerhalb eines weißen bis rötlichen Crinoidenmarmors der tieferjurassischen Pleislingfazies auf. In dieser Breccie sind graue Dolomite, fossilführende Kalke des Rhät und Crinoiden-führende (Lias-)Marmorkomponenten von einer rötlichen karbonatischen Matrix umgeben. Die Längung der Karbonatkomponenten beträgt in diesen Aufschlüssen 1 : 5 bis 1 : 15 (Bild 83/74).

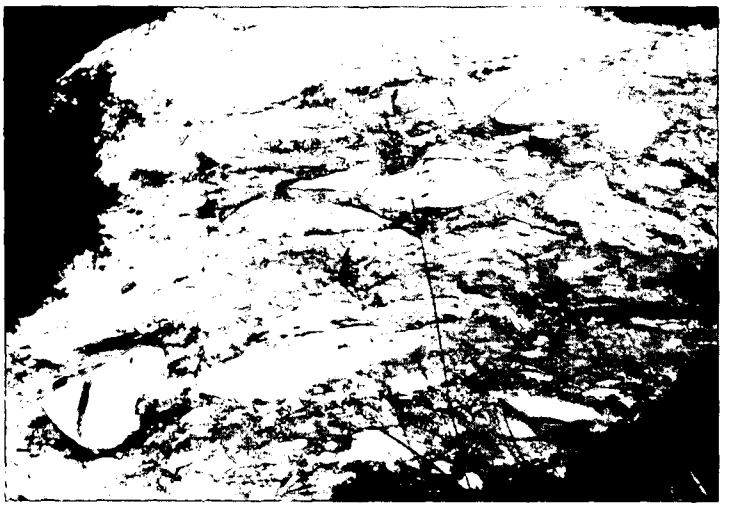
©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



1

2

3

4

5