

## Die postvariszischen Metakonglomerate des westlichen Tauernfensters, Österreich

Von Christian SCHÖN und Bernd LAMMERER\*)

Mit 6 Abbildungen und 2 Tabellen

### Zusammenfassung

Durch großmaßstäbliche Kartierung (1 : 15.000) und die Aufnahme von Detailprofilen der postvariszischen, permischen (?) Metakonglomerate im Bereich Schleg-eis- und Hauptental (Zillertaler Alpen) und bei Hintertux (Tuxer Alpen) konnte der bisher ungegliederte Komplex in vier deutlich unterscheidbare Schichtglieder unterteilt werden.

Die basalen Schichten führen dabei einen hauptsächlich aus Gesteinen des „Alten Daches“ (FRASL, 1958) der Zentralgneise aufgebauten Geröllbestand. Nach dem Hangenden zu steigt der Anteil der granitoiden Gerölle (partielle Abtragung des Alten Daches, Exposition der Zentralgneise). Vom Liegenden zum Hangenden ist eine Zunahme der Sortierung und Auslese sowie eine Abnahme der durchschnittlichen Geröllgröße feststellbar.

Strainanalysen, nach Geröllarten getrennt, ergaben eine geröllartsspezifische, nahe den Faltscharnieren vorwiegend prolate, in den Muldenflankenbereichen überwiegend oblate Deformation. Sie erfolgt dabei deutlich zwei- oder mehrphasig. Insbesondere im Bereich nördlich des Hohen Rifflers (Tuxer Alpen) sind tektonisch geplättete Gerölle erneut gefaltet.

### Summary

In the Zillertal- and Tux Alps of the Western Tauern Window, clastic metasediments of the Post-Hercynian cycle of erosion have been investigated. The unroofing history of the Late Hercynian Batholith (“Zentralgneis”) is clearly reflected by the changing spectrum of pebble types. In the basal coarse-grained, texturally and compositionally immature meta-conglomerates (Upper Carboniferous to Permian to Lower Triassic?), pebbles derived from the Precambrian to Lower Paleozoic “Old Roof” predominate (greenstones, graphite-schists, migmatic gneisses, subordinate marbles). Towards the top, aplites and, later, granites and tonalites become more and more frequent. This goes parallel to the fining upwards of the sequence and an increasing maturity. The clastic sequence ends with a hematite-bearing quartzite, a former red sandstone, and is covered by carnageuls (Lower Triassic).

\*) Adresse der Verfasser: Universität München, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Luisenstr. 37, D-8000 München 2, BRD.

Strain analyses document constrictional strain within the hinges of isoclinal folds (D2), and flattening strain in the limbs due to refolding (D3). At some localities at the northern limb of D3-antiforms, the flattened pebbles are refolded.

### Geologischer Rahmen

Am Westende des Tauernfensters bietet sich dem Geologen aufgrund günstiger tektonischer und morphologischer Bedingungen ein besonders klares Bild des geologischen Aufbaus. Interferierende Strukturen zweier Hauptfaltengenerationen, Deckeneinheiten und lokale Verschuppungen brachten in diesem Bereich komplizierte, aber inzwischen gut verstandene Lagerungsverhältnisse (LAMMERER, 1988) mit sich.

Neben den regional weitläufiger verbreiteten karbonatischen und feinstklastischen Metasedimenten des Autochthons (s. Tab. 1) finden sich an geeigneten Stellen (paläomorphologische Täler/Gräben) auch grobklastische Ablagerungen. Sie werden

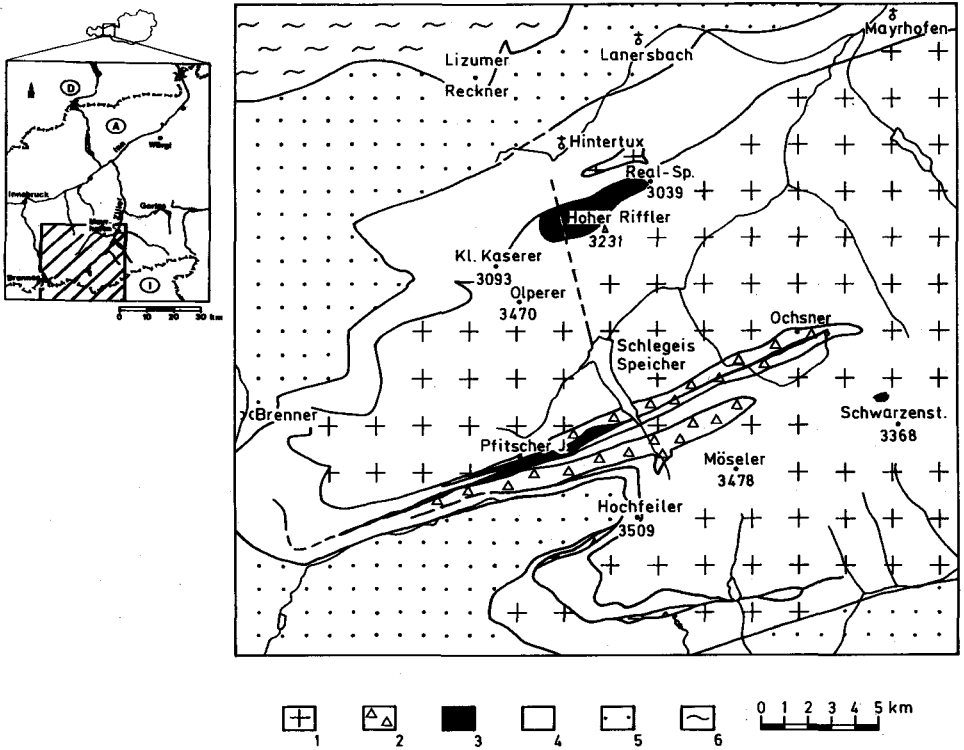


Abb. 1: Geologische Karte  
1 – Zentralgneis  
2 – „Altes Dach“  
3 – Metakonglomerate  
4 – Autochthon  
5 – Glocknerdecke  
6 – Unterostalpin

Tab. 1: Gliederung der Gesteine des westlichen Tauernfensters

OA (MES.)	Ostalpine Decken
Oberer Schieferhülle (MESOZOIKUM)	DECKENÜBERSCHIEBUNG  Kalkglimmerschiefer, Phyllit, Bündner Schiefer, Prasinit, Serpentin (JURA)
Autochthon (PERMOMESOZOIKUM)	DECKENÜBERSCHIEBUNG  Phyllit, Metaarkose, Kalkphyllit (KREIDE) Hochstegenmarmor (MALM) Limonitquarzit und -karbonat (DOGGER) Graphitquarzit (LIAS) Chloritoidschiefer, Quarzit (KEUPER) Kalk- und Dolomitmarmor, Rauwacke (M' TRIAS) Lazulithführender Hämatitquarzit (U' TRIAS) Ankeritschiefer (PERMOTRIAS) Metakonglomerate und -brekzien (PERM)
„Altes Dach“ (ALTPALÄOZOIKUM)	EROSIONSDISKORDANZ  Graphitbiotitschiefer, Granatglimmerschiefer Migmatit, Kalksilikat, Marmor  Amphibolit, Hornblendegarbenschiefer Hornblendit, Migmatit  Serpentin, Chloritschiefer, Talkschiefer
Zentralgneise (KARBON)	INTRUSIVKONTAKT  Saure bis basische Ganggesteine Meta-Biotit-Amphibol-Granodiorit/Tonalit Mikrolin-Porphyroblastengneis Meta-Biotit-Muscovit-Granit

bereits von F. BECKE (1903) als „Konglomeratgneis“, von B. SANDER (1911) etwas zurückhaltender als „Pfitscher Knollengneis“ beschrieben.

An der Basis der Abfolge setzt die Sedimentation über Bodenbildungen (BARRIENTOS & SELVERSTONE, 1987) erosionsdiskordant mit permischen (?) Konglomeraten/Brekzien ein.

Sie zeigen in ihrem Geröllspektrum die Aufarbeitung der prä- bis spätvariszischen Gesteine des Alten Dachs und der diese intrudierenden Zentralgranitoide.

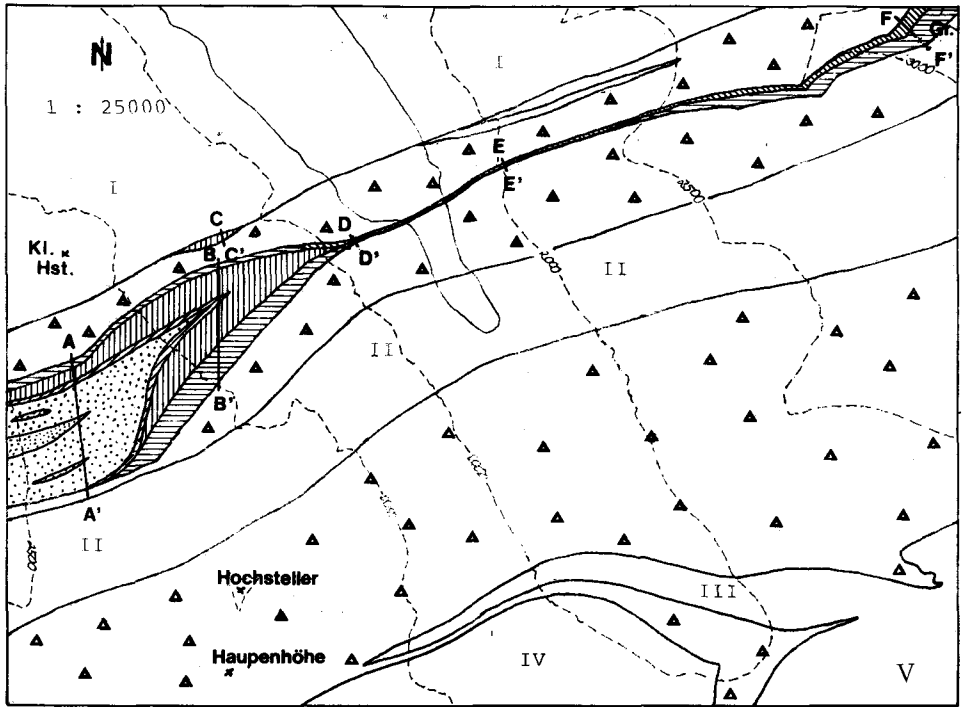


Abb. 2: Abgedeckte geologische Karte des nördlichen Schlegeis (und Hauptental); Gesteine größtenteils zu Obereinheiten zusammengefaßt

- Zentralgneisgruppe (ZG); I – Tuxer Zentralgneisast, II – Rotbachspitze-Reischbergkopf-Zentralgneisast, III – Wasserleklamm-Zentralgneisast, IV – Mikrokin-Porphryroblastengneis, V – Zillertaler Zentralgneisast
- ▲ „Altes Dach“: Amphibolite, Hornblendegarbenschiefer, Kalksilikate, Marmore, Serpentinite, Graphitbiotitschiefer, Migmatite
- Autochthon: ▨ Proximale Metakonglomerate, ▩ Hornblendeführende Metakonglomerate, ▪ Granitische Metakonglomerate, ▤ Epidot-Phengit-Ankerit-Metakonglomerate, ▥ Ankeritschiefer, ▦ Hellglimmer-Calcit-Quarzite

A–A': Profil Hauptental Ost, B–B': Profil Hochstall, C–C': Profil Naßbachklamm, D–D': Profil Schlegeisgrund West, E–E': Profil Schlegeisgrund Ost, F–F': Profil Großer Greiner

Die in dieser Untersuchung erfaßten Metakonglomerat-Vorkommen befinden sich in der Greinermulde (s. s.) – wo sie vom Oberen Zemmgrund bis ins Pfitschtal hinein zu verfolgen sind – und in der Naßbachklamm (Abb. 2). Sie wurden in insgesamt sechs Detailprofilen bearbeitet. Ihnen gleichzustellen sind die früher als altpaläozoisch (FRISCH, 1976; THIELE, 1970) angesehenen Metakonglomerate des Höllensteins (Abb. 1).

Die maximale Mächtigkeit des Metakonglomerat-Komplexes der Greinermulde beträgt etwa 490 Meter.

Tab. 2: Schichtglieder der permischen (?) Metakonglomeratfolge (und Ankeritschiefer) an der Basis der autochthonen Sedimentfolge

Charakteristika		Gesteinseinheiten				
		Proximale Metakonglomerate	Hornblendeführende Metakonglomerate	Granitische Metakonglomerate	Epidot-Phengit-Ankerit-Metakonglomerate	Ankeritschiefer
Matrixanteil		30–60%	40–70%	50–70%	70–90%	95–100%
Geröllspektrum	Aplitgranit	40–60%	43–50%	45–50%	55–63%	0– 20%
	Quarz	3– 9%	3– 9%	2–19%	8–23%	80– 90%
	Granit	–	–	2–18%	1–19%	–
	Kalksilikat	10–36%	2–33%	1–30%	0– 8%	+
	Furtschlagschiefer	3–18%	22–40%	13–22%	8–17%	0– 5%
	Amphibolit	0– 8%	+	+	–	–
	Andere	1–30%	1–11%	2–11%	0– 2%	+
Zurundung		schlecht	mäßig	mäßig	gut	sehr gut
Sortierung		fehlt	mäßig	mäßig	gut	sehr gut
Max. Geröllvolumen in mm <sup>3</sup>		10 <sup>7,5</sup>	10 <sup>6,5</sup>	10 <sup>5,5</sup>	10 <sup>4,5</sup>	10 <sup>1</sup>
Laterale Homogenität		fehlt	schlecht	schlecht	mäßig	stark
Mächtigkeit		5–100 m	0–220 m	0–25 m	200–300 m	>8 m

### Lithologie

Zur Abgrenzung der Schichtglieder wurden in erster Linie sedimentologische Anhaltspunkte wie Geröllspektrum, maximales Geröllvolumen, Rundungsgrad und Sortierung verglichen.

Vom Liegenden zum Hangenden lassen sich vier Einheiten voneinander trennen: Typ A – Proximale Metakonglomerate und -brekzien, Typ B – Hornblendeführende Metakonglomerate, Typ C – Granitische Metakonglomerate und Typ D – Epidot-Phengit-Ankerit-Metakonglomerate (Abb. 3).

Im Liegenden beginnt die Folge mit Typ A, den Proximalen Metakonglomeraten und -brekzien. Sie weisen ein polymiktes, alle Gesteine des bearbeiteten Untergrundes umfassendes Geröllspektrum auf.

Als abgetragene Bestandteile aus dem Alten Dach treten dunkel- bis schwarzgrüne Amphibolite und Serpentinite, Fuchsitschiefer, epidotführende Kalksilikate, gelbliche Kalkmarmore, Graphitbiotitschiefer und Migmatite auf. Als weitere Geröllarten finden sich Gangquarze und Aplite.

In Bereichen geringeren Strains, wie z. B. in den Scharnieren der isoklinalen D<sub>2</sub>-Falten (sensu LAMMERER 1986, 1988) läßt sich noch verschiedentlich der ehemalige Kornverband studieren. Die Komponenten sind dabei schlecht bis mäßig gerundet. Einzelne Gerölle erreichen Größen bis zu 0,85 m<sup>3</sup>.

Die quantitative Zusammensetzung des Geröllspektrums unterliegt in dieser Schichtfolge starken lateralen Schwankungen. Zwischen den Schichten treten Diskordanzen auf, die auf wechselnde Ablagerungsbedingungen bzw. diskontinuierliche Sedimentation hinweisen.

An verschiedenen Stellen, wie beispielsweise am Kontakt der klastischen Serien zu den Gesteinen des Alten Dachs im Hauptental, belegen entsprechende Gerölle die Beeinflussung des Geröllspektrums durch die Umgebung.

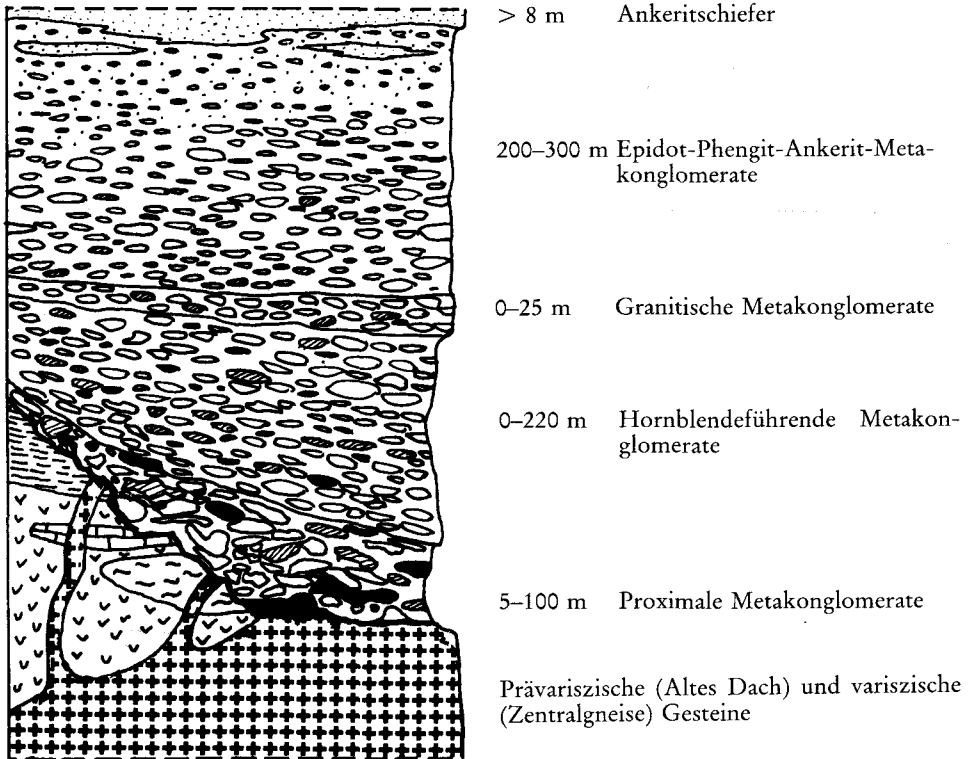


Abb. 3: Schematisiertes Idealprofil der permischen (?) Metakonglomeratfolge

⊕ Zentralgneisgruppe (ZG)

▽ Amphibolite, ▨ Kalksilikate, ▩ Furtschaglschiefer, ▪ Serpentine

Geröllbestand: ○ basische und karbonatische Gerölle, ◐ Kalksilikatgerölle,

◑ saure Gerölle

Im Bereich der Greinermulde treten die Proximalen Metakonglomerate und -brekzien meist über Amphiboliten, nur untergeordnet auch über anderen Gesteinen auf. Daher sind sie hier sowohl in der Matrix als auch im Geröllbestand relativ amphibolreich. Wegen der alpinen dynamo-metamorphen Überprägung liegen sie als Hornblendegarben-Metakonglomerate vor. Die bis zu dezimeterlangen Amphibol-Porphyroblasten treten in einer hellgrauen Albit-Hellglimmer-Matrix auf.

Der Anteil der „Matrix“<sup>\*\*)</sup> liegt mit etwa 40% (selten 60%) im Vergleich zu dem der folgenden Schichtglieder noch relativ niedrig.

Die Mächtigkeit der Einheit schwankt zwischen etwa fünf und 100 Metern. Dabei ist das in der Nordflanke der Greinermulde auftretende Vorkommen gegenüber dem der Südflanke deutlich reduziert.

Die Abnahme der durchschnittlichen Geröllgröße geht mit einer steigenden Zurundung und Sortierung einher. Ein hoher Anteil megaskopisch gut erkennbar zugerundeter und sortierter Komponenten leitet zu den Gesteinen des Typs B, Hornblendeführende Metakonglomerate, über. Auch sie führen ein polymiktes Geröllspektrum. Jedoch tritt darin der Anteil an Amphibolit-, Serpentin-, Fuchsschiefer- und Marmorgeröllen gegenüber den relativ stabilen Graphitbiotitschiefer-, Kalksilikat-, Quarz- und Aplitgeröllen sukzessive zurück.

Bei längerer aushaltender lateraler Homogenität finden sich in den einzelnen Schichten verschiedene Geröllgrößen-Maxima. Das Geröllvolumen erreicht dabei bis zu etwa 3 dm<sup>3</sup>.

Der Anteil der „Matrix“ (s. o.) steigt auf über 40% an, der Amphibolgehalt geht zurück, Hornblendegarben treten nur mehr untergeordnet und in die Schieferungsflächen eingeregelt auf. Der steigende Karbonatgehalt äußert sich in einem zunehmenden Auftreten von fleischfarbenen, bräunlich verwitternden Ankerit-Porphyroblasten. Hauptmineral der „Matrix“ ist Albit, daneben sind auch Hellglimmer und Epidot/Klinozoisit an ihrem Aufbau beteiligt. Die Mächtigkeit der Einheit erreicht maximal etwa 220 Meter.

Das Vorkommen der Naßbachklamm, das aus einer relativ feinklastischen Variante der Hornblendeführenden Metakonglomerate besteht, erreicht eine maximale Mächtigkeit von etwa 40 Metern. Es wird an seiner Nordseite durch eine Störung gegen den Tuxer Zentralgneisast begrenzt, so daß über primäre Mächtigkeiten keine Aussage mehr gemacht werden kann.

Das erste Auftreten grobkörniger Biotit-Muskowit-Granitgerölle leitet von den Hornblendeführenden Metakonglomeraten zu den Granitischen Metakonglomeraten über. Die sehr augenfälligen, meist relativ großen und tektonisch kaum beanspruchten Granitgerölle belegen deutlich die postvariszische subaerische Exposition des Zentralgranitoid-Plutons. Entsprechend treten mengenmäßig die dem „Alten Dach“ zuzuordnenden Gerölle mehr und mehr in den Hintergrund.

Trotz der relativ geringen Mächtigkeit von etwa 25 Metern ist in dieser Folge eine sedimentäre Schichtung anhand zahlreicher, sich im Hinblick auf Geröllgröße, Geröllspektrum und Sortierung voneinander unterscheidender Lagen erkennbar.

---

<sup>\*\*)</sup> Unter der „Matrix“ wird hier der dynamisch rekristallisierte Kornverband verstanden, der nicht einem größeren Ausgangsgeröll zugeordnet werden kann. Sein Anteil entspricht nicht dem der sedimentär vorhandenen Matrix. Dieser ist sicherlich niedriger anzusetzen.

Gegenüber den Hornblendeführenden Metakonglomeraten findet in Bezug auf die Maturität jedoch kaum eine Weiterentwicklung statt. Das maximale Geröllvorkommen beträgt hier etwa 100 cm<sup>3</sup>, Granitgerölle treten jedoch noch bis zu 300 cm<sup>3</sup> Größe auf.

Noch feinerklastisch werden die Gesteine des Typs D, die Epidot-Phengit-Ankerit-Metakonglomerate, in denen die durchschnittliche Geröllgröße mit maximal 1 cm<sup>3</sup> nochmals deutlich abnimmt bzw. bereits zu Metagrauwacken überleitet.

In dieser Einheit wechseln zahlreiche gröber- und feinerklastische Linsen und Lagen ab. In schmalen Einschaltungen treten auch bereits die im Hangenden der Metakonglomerate anstehenden Ankeritschiefer und Phyllite auf, die von feinklastischen psammitischen oder sogar pelitischen Protolithen herrühren. Der Matrixanteil erreicht Werte von mehr als 70%. Hornblendegarben kommen nicht mehr vor.

Im Geröllspektrum führt die stark fortgeschrittene Auslese nun auch zu einem deutlichen Rückgang der Kalksilikatgerölle. Basische oder karbonatische Gerölle fehlen fast vollkommen. Der verbleibende Geröllbestand setzt sich aus Graphitbiotitschiefer-, Biotit-Muskowit-Granit-, Quarz- und Aplitgeröllen zusammen. Das Gestein ist dadurch sowohl von den Komponenten als auch der Matrix her hellgrau gefärbt.

Dieses Schichtglied bildet innerhalb der Metakonglomeratfolge die jüngste stratigraphische Einheit. Sie erreicht Mächtigkeiten von etwa 200 bis 300 Meter. Im Bereich nördlich des Hochstall (westliches Schlegeistal) zeigt sie umlaufendes Streichen.

Der Übergang zu uniformen, grauen Ankeritschiefern ist graduell bis oszillierend, geröllführende Lagen treten in ihrer Mächtigkeit und Häufigkeit sukzessive zurück. Die Grenze zwischen den beiden Einheiten kann auch durch einen grauen, massigen, turmalinführenden Gneis markiert sein (Pfitscher Joch, Hauptental), der reliktsche Quarzporphyrgefüge aufweist. Die Mächtigkeit der durch die zahlreichen rautenförmigen Ankeritquerschnitte sehr typischen Ankeritschiefer beträgt etwa maximal 150 Meter.

Die klastischen Gesteine schließen nach oben hin mit einem bis zu 30 Meter mächtigen hellgrauen bis weißen Quarzit ab. Er führt feinschuppigen Hämatit, daneben grünlichblauen bis farblosen Disthen, Epidot und lokal auch Lazulith oder Mangan-Epidot (Thulit).

Über diesem ehemaligen Rotsandstein folgen (westlich des Pfitscher Jochs) konkordant Dolomit- und Kalkmarmore, Rauhacken und Chloritoidschiefer der Mittel- und Obertrias.

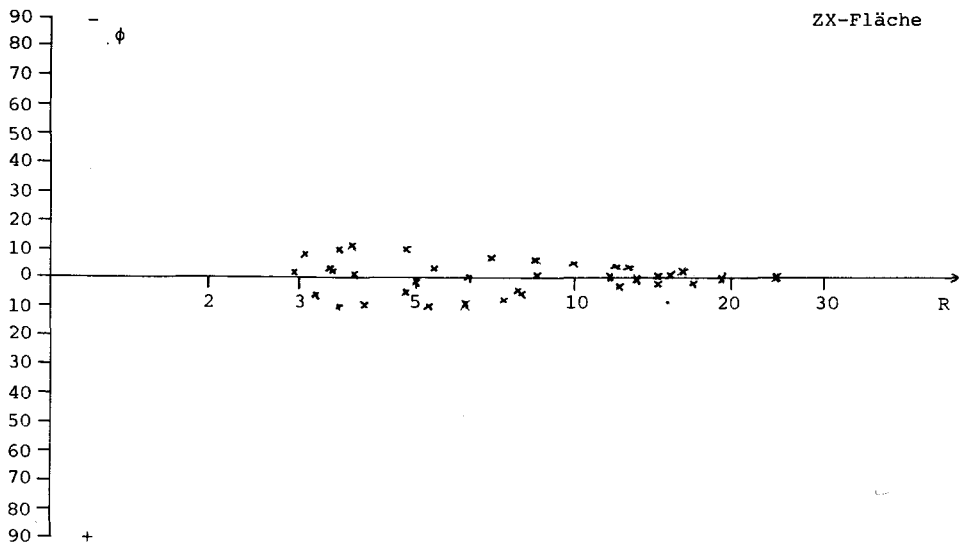
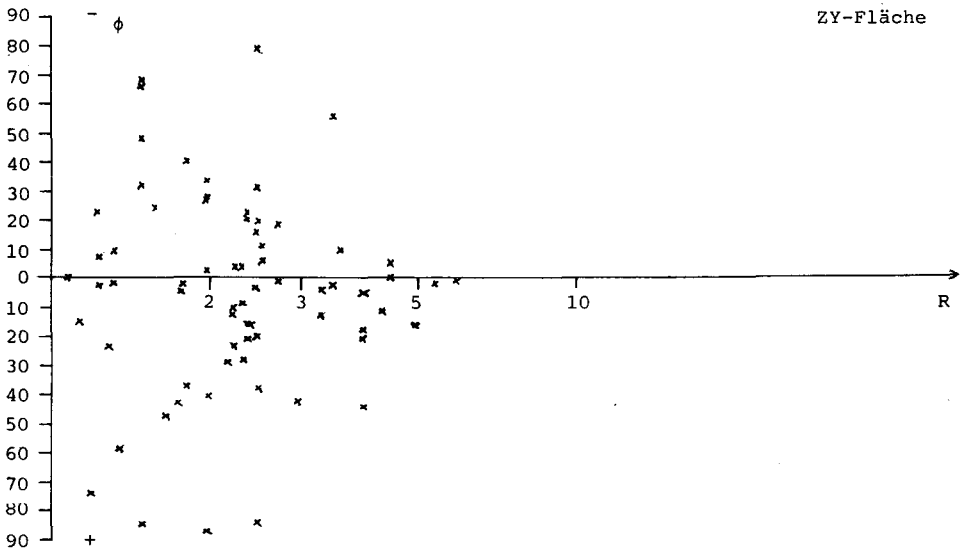
## Tektonik

Trotz lokaler spröduktiler Störungkontakte (z. B. Vorkommen der Naßbachklamm – Tuxer Zentralgneisast) liegen die Metakonglomerate in autochthonem sedimentären Kontakt erosionsdiskordant über den Zentralgneisen oder deren Alten Dach (vgl. DE VECCHI und BAGGIO, 1982).

In der Greinermulde treten sie dabei in einer engen bis isoklinalen, aufrechten bis leicht südvergenten Muldenstruktur auf. Diese ist aus einer ursprünglich flach nord- bzw. nordwestvergenten Orientierung durch eine Überfaltung größerer Wel-







$R_{S(ZYX)} - 1 : 2,95 : 8,43$   
 normiert - 0,34 : 1,01 : 2,89 \*\*\*

Abb. 5:  $R_f/\Phi$ -Diagramm – Ermittlung eines Strainellipsoides (= ein(!) darstellender Punkt der Abb. 6) aus den Achsenverhältnissen und der Orientierung von Geröllen Hochstall, Schicht 6, Kalksilikatgerölle

\*\*\*) Der Berechnung der normierten Achsenverhältnisse ( $z_n, y_n, x_n$ ) liegt die Betrachtung der isovolumetrischen Deformation einer Kugel mit dem Durchmesser 1 durch das aus den  $R_f/\Phi$ -Verfahren ermittelte Strainellipsoid mit den Achsenverhältnissen Z, Y, X zugrunde.

bei  $z_n y_n x_n = 1^3$  mit  $y_n = Yz_n$  und  $x_n = Xz_n$  ergibt sich  $z_n = \sqrt[3]{\frac{1}{YX}}$

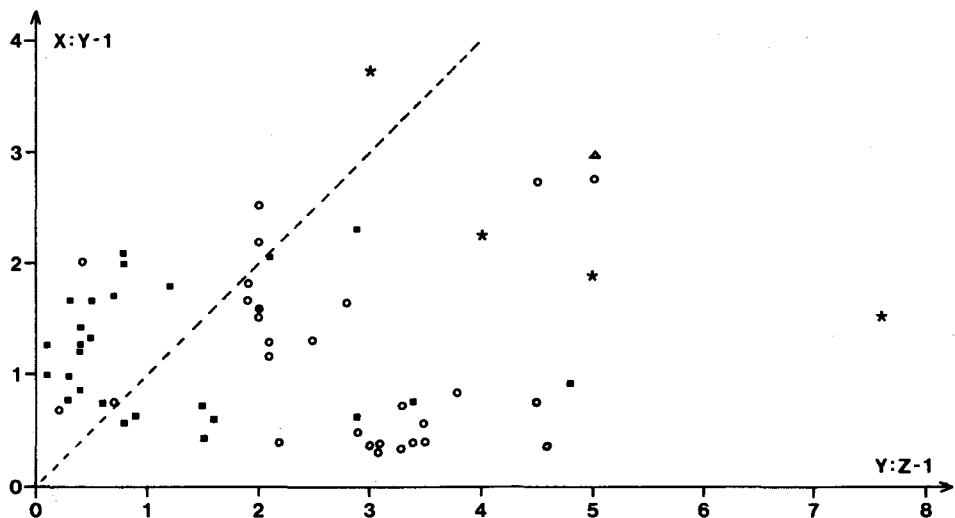


Abb. 6: Diagramm nach FLINN (1962) mit aus Kalksilikatgeröllen der Greinermulde und der Naßbachklamm-Mulde ermittelten Strainellipsoiden (59 Werte)  
 ■ Profil Hauptental Ost, ○ Profil Hochstall, ● Profil Naßbachklamm, ★ Profil Schlegeisgrund West, ▲ Profil Großer Greiner

Schon im Gelände ist die starke Streckung oder Plättung aller Geröllarten evident. Da lokal durch einen schnellen Korngrößen-Wechsel die sedimentäre Schichtung noch erkennbar ist (Pfitscher Joch, Hauptental, Hoher Riffler), können auch tektonische Oben/Unten-Kriterien angewendet werden.

Die Plättung oder Streckung der Gerölle verläuft parallel der  $D_3$ -Hauptschieferungsrichtung. Die Mehrphasigkeit des Deformationsvorgangs wird mitunter durch Inhomogenitäten innerhalb der Greinermulde, besonders aber durch tektonisch geplättete und im Anschluß daran wiedergefaltete Gerölle (N Hoher Riffler, W Federbettkees) veranschaulicht.

Das Ausmaß und die Art der Deformation ist von der Position im Interferenzmuster von  $D_2$ - und  $D_3$ -Falten abhängig (vgl. Abb. 4 und 6):

- a) Moderater Strain, Streckung oder Plättung tritt im ehemals aufrechten Liegendschenkel der  $D_2$ -Faltung auf. Die X-Achse des Strainellipsoides taucht flach bis mittelsteil nach Westen ab. Basal kann in Verbindung mit der  $D_1$ -Deformation (Décollement-Tektonik) ein Abscherhorizont entwickelt sein (z. B. W Pfitscher Joch am Langsee, nördlicher Muldenschapel).
- b) Im Faltenkern der  $D_2$ -Falte herrscht ein relativ geringer Strain mit prolatem Charakter. Hier (Steilflanken des Hochstellerkammes gegen Schlegeis- und Hauptental) lassen sich die Primärgefüge noch am besten studieren. Die Scharnierflächen dieser Falte spielten daher auch in der Erarbeitung der Seriengliederung des Tauernwestendes (LAMMERER, 1986) und der Feingliederung der Metaklastite (SCHÖN, 1988, uv.) eine Schlüsselrolle.
- c) Die höchsten Strainwerte werden in den einst inversen Schenkeln der  $D_2$ -Falten erreicht. Hier finden sich durchwegs oblate Strainellipsoide mit sehr starker

Plättung. Die Bezeichnung „Pfannkuchentyp“ ist hier auch bildhaft gerechtfertigt. Verschiedentlich sind die Gerölle zu fast papierdünnen Gebilden ausgewalzt (W Pfitscher Joch an der Fahrstraße S unterhalb des Pfitscher Joch-Hauses, südlicher Muldenschenkel).

- d) Mittelstarke oder starke Plättung, die aber ihrer entsprechenden Position zur  $D_3$ -Wiederfaltung von der hierzu gehörigen Crenulations-Schieferung erfaßt und in kurzwellige Knitterfaltung gelegt wurde. Diese Art der Deformation tritt S des Tuxer Zentralgneises nur lokal auf, da die Winkel zwischen  $D_2$ - und  $D_3$ -Schieferung nur gering sind.

### Schlußfolgerungen

Die „Pfitscher Knollengneise“ der Greinermulde sind ebenso wie die „Höllenstein-Knollengneise“ an der Nordabdachung des Tuxer Gneiskernes auf eine terrigen-grobklastische Sedimentfolge zurückzuführen. Diese ist im Perm (?) abgelagert worden und liegt transgressiv über Gesteinen der Zentralgneise bzw. deren Alten Daches. Im Hangenden werden sie vom lagunär-evaporitischen Gesteinen der Trias konkordant überlagert.

Das „fining upward“ und die nach oben zunehmende Maturität dokumentiert in geradezu beispielhafter Weise einen Abtragungsvorgang mit sukzessiv verminderter Reliefenergie. Die im basalen Teil anzutreffenden Komponenten spiegeln den Gesteinsbestand der näheren Umgebung wider. Der vielfach beobachtbare schnelle und kleinräumige Wechsel, die fehlende Sortierung und die mangelhafte Rundung sprechen für geringe Transportweite und sich rasch verändernde, terrigene Sedimentationsverhältnisse. Als Ausgangsmaterial für die Proximalen Metakonglomerate und -brekzien kommen daher Lokalschutt, Hangbrekzien und Schutt(Fanglomerat?)fächer in wechselnder Beteiligung und Zusammensetzung in Betracht. Das (für praktisch kaum überarbeiteten Schutt) relativ geringe maximale Geröllvolumen (0,85 Kubikmeter) spricht für eine weit fortgeschrittene in-situ-Verwitterung. Auch die lange anhaltende kompositionelle Unreife und ein hoher, durch Sammelkristallisation zu Hochtemperatur-Specularit kaschierter Hämatitgehalt (ehemalige Rotsedimente!) weisen auf ein arides Paläoklima hin.

Der in den folgenden Schichtgliedern (Hornblendeführende Metakonglomerate, Granitische Metakonglomerate, Epidot-Phengit-Ankerit-Metakonglomerate) dokumentierte Wechsel des Geröllspektrums liefert einerseits Anhaltspunkte für den fortschreitenden Tiefgang der postvariszischen Erosion. Dieser bedingt in weiten Bereichen eine Abtragung der Gesteine des Alten Dachs und eine partielle, subaerisch erosive Exposition des Zentralgranitoid-Plutons.

Andererseits weisen die deutlich stärkere initiale Zurundung, die rasch fortschreitende Auslese, das exponentiell abnehmende maximale Geröllvolumen und die Schichtung in Linsen und Lagen sowie eine in diesen enthaltene starke laterale Homogenität auf den Einfluß eines perennierenden Fließgewässersystems hin.

Die abnehmenden Geröllgrößen belegen darüber hinaus rasch nachlassende Reliefenergie. Sie ist als Ergebnis eines durch die Konglomerateinschüttungen stattfindenden Reliefausgleichs (der erst im Malm mit dem Hochstegenmarmor seine Vollendung erreicht) anzusehen. Zumindest lokal tritt dabei Zentralgranit während

bereits stattfindender Sedimentation als Abtragungsfläche (Inselberge über Piedimentflächen?) auf.

Erst die Ankeritschiefer markieren mit hohen Karbonatgehalten eine „Verrucano“-ähnliche Abfolge. Sie weisen mit den Sedimentfolgen des am nächsten gelegenen Fensters von Vättis (Ostschweiz) große Ähnlichkeiten auf. Die zum Teil enthaltenen Kalklinsen oder Konkretionen sind möglicherweise als „Hardgrounds“ bzw. „Caliche-Bildungen“ zu interpretieren.

Da die Metakonglomerate nicht in den gesamten Tauern nachzuweisen sind, ist die Möglichkeit der Füllung tektonischer Gräben (Quarzporphyr) in Analogie zur Ostschweiz in Betracht zu ziehen.

Bei der Deformation tritt eine Streckung etwa senkrecht zur  $b_2$ -Faltenachse nur in den entsprechenden Faltschenkeln auf. Ihre Intensität hängt auch von der Position im aufrechten oder inversen Schenkel ab. Daher ist sie klar der  $D_2$ -Deformationsphase zuzuordnen. Sie ist also gleichzeitig mit der Ausbildung der Isoklinalfaltung erfolgt.

Schwieriger gestaltet sich die Interpretation der Streckung parallel  $b_{2/3}$ , da beide Richtungen etwa koaxial verlaufen. Diese kann, da sie überall vorhanden ist, entweder durch die transpressive  $D_3$ -Faltung alleine erklärt werden, möglicherweise geht aber auch bereits mit der  $D_2$ -Faltung eine gewisse Streckung einher.

Da große Teile der Zentralgneise von der früheren  $D_1$ -Décollement-Tektonik und der nachfolgenden  $D_2$ -Isoklinalfaltung der z. T. abgescherten Sedimenthüllen verschont geblieben sind, ergeben sich auch hier weitere Anhaltspunkte: Die Zentralgneise selbst weisen nämlich durchgehend eine ebenfalls prolate Deformation auf, die sie aber nur während der  $D_3$ -Streckung erhalten haben können.

Deshalb ist es wahrscheinlich, daß die gesamte Streckung in Ost-West-Richtung im Tauernfenster auf transpressive Bewegungen zurückzuführen ist (LAMMERER, 1988).

Dabei können sinistrale Bewegungen (BEHRMANN & FRISCH, 1988) als lokale Ausgleichsbewegungen nach dem „Bookshelve-mechanism“ – auch bei dextralen Rotationen – auftreten.

### Danksagung

Hrn. A. TOLLMANN sowie einem uns namentlich nicht bekannten Rezensenten sei für die kritische Durchsicht des Manuskripts gedankt.

### Literatur

- BARRIENTOS, X. & SELVERSTONE.: Metamorphosed soils as stratigraphic indicators in deformed terranes: An example from the Eastern Alps. – *Geology*, **15**, 841–844, Boulder, 1987.
- BEHRMANN, J. H. & FRISCH, W.: Large-scale left-lateral displacement in the Greiner Shear Belt, SW Tauern Window (Austria): A response to Alpine continental collision. – In Vorbereitung.
- BECKE, F.: Westende der Hohen Tauern (Zillertal). – Exkursionsführer 9. Int. Geol. Kongr., **8**, 1–41, Wien, 1933.
- CHRISTA, E.: Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. – *Jb. geol. B.-A.*, **81**, 533–635, Wien, 1931.

- DE VECCHI, G. & BAGGIO, P.: The pennine zone of the Vize Region in the Western Tauern Window (Italian Eastern Alps). – *Boll. Soc., geol. Ital.*, **101**, 89–116, Roma, 1982.
- FLINN, D.: On folding during three dimensional progressive deformation. – *Quart. J. geol. Soc. London*, **118**, 385–428, London, 1962.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – *Jb. geol. B.-A.*, **101**, 323–472, Wien, 1958.
- FRISCH, W.: Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). – *Verh. geol. B.-A.*, **1974**, 201–221, Wien, 1975.
- : Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **11**, 675–696, Stuttgart, 1977.
- LAMMERER, B.: Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. – *Jb. geol. B.-A.*, **129**, 51–67, Wien, 1986.
- : Strukturgeschichte des westlichen Tauernfensters. – uni-aktuell, Universität Salzburg, **1986/87**, Nr. 10, S.21; Salzburg, 1987.
- : Thrust-regime and transpression-regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps). – *Geol. Rdsch.*, **77**, 143–156, Stuttgart, 1988.
- MILLER, H.; LEDOUX, H.; BRINKMEIER, I. & BEIL, F.: Der Nordwestrand des Tauernfensters – stratigraphische Zusammenhänge und tektonische Grenzen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **135**, 627–644, Hannover, 1984.
- RAMSAY, J. G.: *Folding and Fracturing of Rocks*. – Mc Graw Hill, London, 1967.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Erster Bericht). – *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, **82**, 257–319, Wien, 1911
- SCHÖN, C.: Die postvariszische Transgressionsabfolge der Hohen Tauern im Bereich Pfitschtal, Hauptental, Schlegeistal und Zemmgrund. – uni-aktuell, Universität Salzburg, **1986/87**, Nr. 10, S. 23, Salzburg, 1987.
- : Die Geologie des Schlegeistals und des östlichen Hauptentals, Zillertaler Alpen, Tirol, unter besonderer Berücksichtigung der postvariszischen Metakonglomerate – unveröffentlicht, München, 1988.
- THIELE, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. – *Verh. geol. B.-A.*, **1970**, 230–244, Wien, 1970.
- : Das Tauernfenster. – [In:] R. OBERHAUSER [Red.]: *Der geologische Aufbau Österreichs*, S. 300–314, Springer-Verlag, Wien 1980.

Manuskript eingelangt am 30. März 1988,  
revidierte Fassung am 15. Juni 1988