

Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich)

Von PETER FAUPL*)

Mit 20 Abbildungen und 2 Tabellen

Oberösterreich
Kalkalpen
Gosau
Weißwasserschichten
Inoceramenschichten
Spitzenbachschichten
Nierentaler Schichten
Brunnbachschichten
Flyschfazies
Tiefwasserklastika
Turbidite
Hemipelagische Intervalle
Tiefseefächer
Paläogeographie
Schwerminerale
Chromspinell
K/Ar-Hellglimmer

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 69, 99, 100

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	219
1. Einführung	220
2. Zur Gliederung der Gosau der Weyerer Bögen	221
3. Die Schichtglieder der Tieferen Gosau	222
4. Spitzenbachschichten	224
4.1. Lithofazielle Entwicklung der Spitzenbachschichten	225
4.1.1. Karbonatbreccien	225
4.1.2. Kalkarenite – eingegliederte Großschollen	225
4.1.3. Turbidite	226
4.2. Interpretation des sedimentären Environments	227
4.3. Zur stratigraphischen Stellung der Spitzenbachschichten	227
5. Nierentaler Schichten	227
6. Brunnbachschichten	228
6.1. Zur stratigraphischen Stellung der Brunnbachschichten	228
6.2. Die lithofazielle Entwicklung der Brunnbachschichten	230
6.2.1. Turbiditfazies	230
6.2.1.1. Resedimentierte Grobklastika mit clast-support	230
6.2.1.2. Feinbreccien bis feinbrecciöse Sandsteine	230
6.2.1.3. Klassische Turbidite	231
6.2.1.4. Nichtturbiditische hemipelagische Pelitintervalle	231
6.2.1.5. Farbabfolgen in den Peliten der Brunnbachschichten	232
6.2.2. Lithofazielle Unterschiede in den Brunnbachschichten	235
6.2.3. Paläoströmungsdaten	235
6.3. Die Zusammensetzung des terrigenen Materials	236
6.3.1. Hauptkomponenten	236
6.3.2. Schwerminerale	237
6.4. Das sedimentäre Milieu der Brunnbachschichten	239
7. Zur Entwicklungsgeschichte der Flyschgosau der Weyerer Bögen	240
Dank	242
Literatur	242

Zusammenfassung

Innerhalb der Kalkalpen, im Bereich der Weyerer Bögen, ist ein Gosauvorkommen mit einer streichenden N-S-Erstreckung von ca. 20 km erhalten. Die Gosauschichten lassen sich in 3 Abschnitte gliedern. Die Tiefere Gosau (Coniac-Santon)

*) Anschrift des Verfassers: Univ. Doz. Dr. PETER FAUPL, Institut für Geologie der Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien, Österreich.

besteht aus limno-fluviatilen bis flachmarinen Gesteinsserien. Der mittlere Abschnitt wird von den Spitzenbachschichten, einer resedimentierten Karbonatbreccienserie von 240 m Mächtigkeit, und von den Nierentaler Schichten, bunten Mergeln mit slump structures, eingenommen. Beide Schichten sind in das Campan zu stellen. Die Spitzenbachschichten fanden sich nur im Süden, während die Nierentaler Schichten als kleines Reliktvorkommen im mittleren Gesteinsabschnitt erhalten sind. Der hangendste Teil der Gosau wird durch die Brunnbachschichten repräsentiert, einer bis 1000 m mächtigen Turbidit-

serie des Maastricht (-Dan). Neben der vorgosauischen Diskordanz sind auch zwischen den einzelnen Gosauabschnitten Diskordanzen zu beobachten.

Die ersten turbiditischen Faziesmerkmale treten in den Spitzenbachschichten auf. Diese Schichten lassen sich als submarine Schuttfächer-Ablagerungen, welche sich an Bruchtreppen entwickelt haben, deuten. Die Nierentaler Schichten repräsentieren eine Hangfazies. Beide Formationen markieren das Anfangsstadium einer klastischen Tiefwasserentwicklung, die mit den Brunnbachschichten im Maastricht ihren Höhepunkt erreicht. Die Brunnbachschichten setzen sich aus folgenden Turbiditfazies zusammen: Resedimentierte Grobklastika mit clast-support, Feinbreccien bis feinbrecciöse Sandsteine, klassische Turbidite und nichtturbiditische hemipelagische Intervalle. In den Brunnbachschichten läßt sich eine Sandstein- und breccienreiche Turbiditfolge von einer Mergelreichen Turbiditfolge unterscheiden. Der Transport des turbiditischen Materials erfolgt aufgrund von Paläoströmungsmessungen von Süden nach Norden. Die Sandstein- und breccienreiche Folge hat sich nach dem Vorkommen von gegen Hangend zu dünner und feiner werdenden Bankzyklen im rinnendominierten oberen Midfan-Abschnitt eines Tiefseefächersystems entwickelt, während die Mergelreiche Folge in energieärmeren Fächerregionen zum Absatz gekommen ist. Die Sandstein- und breccienreiche Turbiditfolge erfährt eine Ausweitung nach Norden. Das gesamte Tiefseefächersystem ist unterhalb der CCD des Beckens gelegen, wie aus den kalkfreien hemipelagischen Tonsteinlagen geschlossen werden kann.

Das klastische Material der Brunnbachschichten besteht aus einem Gemisch von siliziklastischen, karbonatischen und bioklastischen Komponenten. Eine Untersuchung der Komponenten erbrachte, daß die siliziklastischen Partikel von einem mittel- bis schwachmetamorphem Liefergebiet stammen. An Glimmerschiefergeröllern konnten mit Hilfe radiometrischer Methoden (K/Ar) erste Anzeichen einer frühalpiner Metamorphose festgestellt werden. Die Karbonatgesteinspartikeln entstammen der vorgosauischen Schichtfolge der Kalkalpen. Das bioklastische Material weist auf ein Schelfgebiet mit aktiver Karbonatproduktion hin. Das Auftreten von Chromspinnell in der Mergelreichen Turbiditfolge der Brunnbachschichten steht im Gegensatz zu dem allgemein bekannten Schwermineralumschlag von Chromspinnell-reichen Spektren der Tieferen Gosau zu Granat-reichen in den höheren Schichten. Das Problem der Herleitung von ophiolithischem Detritus von internen Teilen des kretazischen Orogens wird diskutiert.

Summary

In the area of the Weyer region of the Northern Calcareous Alps an Upper Cretaceous sequence of the Gosau Group is preserved in a N-S-striking length of about 20 km. The sequence can be divided in a lower, middle and upper part (Fig. 2). The lower division of Coniacian and Santonian consists of limno-fluvial and shallow marine beds and formations. The middle part is built up by the Spitzenbach Formation, a series of resedimented breccias of Campanian age, up to 240 m thick (Fig. 4, 5), and by the Nierental Formation consisting of variegated marls with slump structures of approximately the same age (Fig. 9). The Nierental Fm. can be found only in the middle region of the area investigated as a very small remnant. The upper part of the Gosau group is composed by a turbiditic sequence of Maastrichtian (-Danian) age up to 1000 m thick, called Brunnbach Formation. Between the pre-Gosauian rock sequence and the lower division of the Gosau Group there is an important unconformity. Further unconformities are also found between the other parts of the Gosau Group.

The first turbiditic features occur in the Spitzenbach Fm., which is found in the southernmost region. The Spitzenbach Fm. is interpreted as submarine scarp breccias, whereas the Nierental Fm. represents a slope facies. Both formations mark the beginning of the deep-water clastic development, which reaches its culmination during Maastrichtian time in the Brunnbach Fm.

In the Brunnbach Fm. the following turbiditic facies are observable: resedimented psephitic rocks with clast-support, thick pebbly sandstones without BOUMA-sequence, classic turbidites, and non-turbiditic intercalations. Within the Brunnbach Fm. one can differentiate between a sandstone-rich and a marl-rich turbiditic development (Tab. 1, Fig. 14, 15). The turbiditic material was transported from south to the north as

shown by the paleocurrent pattern (Fig. 10). The sandstone-rich facies with thinning and fining upward sequences was deposited in the channel-dominated middle part of a deep-sea fan, whereas the marl-rich facies represents deposits in low-energy fan areas. The sandstone-rich facies progrades to the north (Fig. 19). The whole fan system laid below the CCD level of the basin because of the carbonate-free hemipelagic layers.

The psephitic and psammitic fraction of the Brunnbach Fm. is a mixture of siliciclastic, carbonatic, and bioclastic material. A component analysis shows a metamorphic source area with a lot of low and medium-grade detritus. First indications of early alpine metamorphism in the source area are visible on mica schists by radiometric cooling ages of muscovite (K/Ar). The carbonate rock fragments are derived from the pre-Gosauian rock column of the Calcareous Alps. The bioclastic material, mostly thick prismatic shell fragments (*Inoceramus*), grains of red-algal, bryozoan and crinoids, and large orbitoid tests, illustrated a marine shelf with active carbonate production. The occurrence of chrome-spinel in the heavy mineral spectra of the marl-rich facies of the Brunnbach Fm. is contrarily to the well-known change of heavy mineral associations from chrome-spinel-rich spectra in the lower part of the Gosau Group (Coniacian-Santonian) to garnet-rich ones without chrome-spinel in the upper parts (Tab. 2). The problem to derive ophiolitic detritus from internal parts of the cretaceous orogenic belt is discussed.

1. Einführung

Im Gebiet der Weyerer Bögen sind Gosauablagerungen in über 20 km N-S-streichender Erstreckung erhalten (Abb. 1). Sie bieten die einmalige Gelegenheit innerhalb der kalkalpinen Gosau, auch in größerem Ausmaß, fazielle N-S-Beziehungen zu studieren. Wie die meisten großen Gosauvorkommen, so verdankt auch dieses seine Erhaltung der Position an einer tektonischen Grenzfläche, nämlich der N-S-streichenden Überschiebungsfläche der Frankenfesler Decke und Randcenomanschuppe. Das Gosauvorkommen liegt im Bereich der geologischen Spezialblätter Weyer (4853) und Admont-Hieflau (4953). Der geologischen Karte von GEYER (1912) ist bereits eindrucksvoll die diskordante Auflagerung der Gosauschichten auf vorgosauisch gefalteten Untergrund zu entnehmen. Die Gosau übergreift dabei die vorgosauisch angelegten E-W-streichenden Faltenzüge der Reichraminger Decke. Von Norden nach Süden handelt es sich um die Schneeberg-, Anzenbach-, Ebenforst- und Brandsteinmulde. Die letztere schwenkt im Gebiet des Brandsteines in die NW-SE-Streichrichtung ein (vgl. tektonische Karten von STEINER, 1965; TOLLMANN, 1964, 1967). GEYER (1909, 1912) unterscheidet zwischen Gosauschichten und Kreideflysch. In den Begriff „Kreideflysch“ sind von ihm jedoch auch die Gesteinsserien der Flyschzone miteingeschlossen, wodurch GEYER (1909, S. 75) zum Ausdruck bringt, daß die Bildungen der Flyschzone tief in den kalkalpinen Bereich hineinreichen; eine Vorstellung, die auch in die geologische Karte von Österreich (VETTERS, 1933) übernommen wurde. AMPFERER (1931, 1933) hat dann auf dem südlichen Kartenblatt diese Zone zur Gänze den Gosauschichten zugezählt. Eine eingehende Analyse der Gosauablagerungen, allerdings noch ohne mikropaläontologische Stütze, gab LÖGTERS (1937). Er konnte die Ablagerungen in die Untergosau-Schichten, die Nierentaler Schichten und die Liesenschichten unterteilen, wobei der Hauptteil der turbiditisch entwickelten Gosau als Liesenschichten ausgeschieden wurden.

Ausgehend von einer geologischen Bearbeitung der Bauxitvorkommen, entstand durch RUTTNER (in RUTTNER & WOLETZ, 1956) eine sehr detaillierte geologische

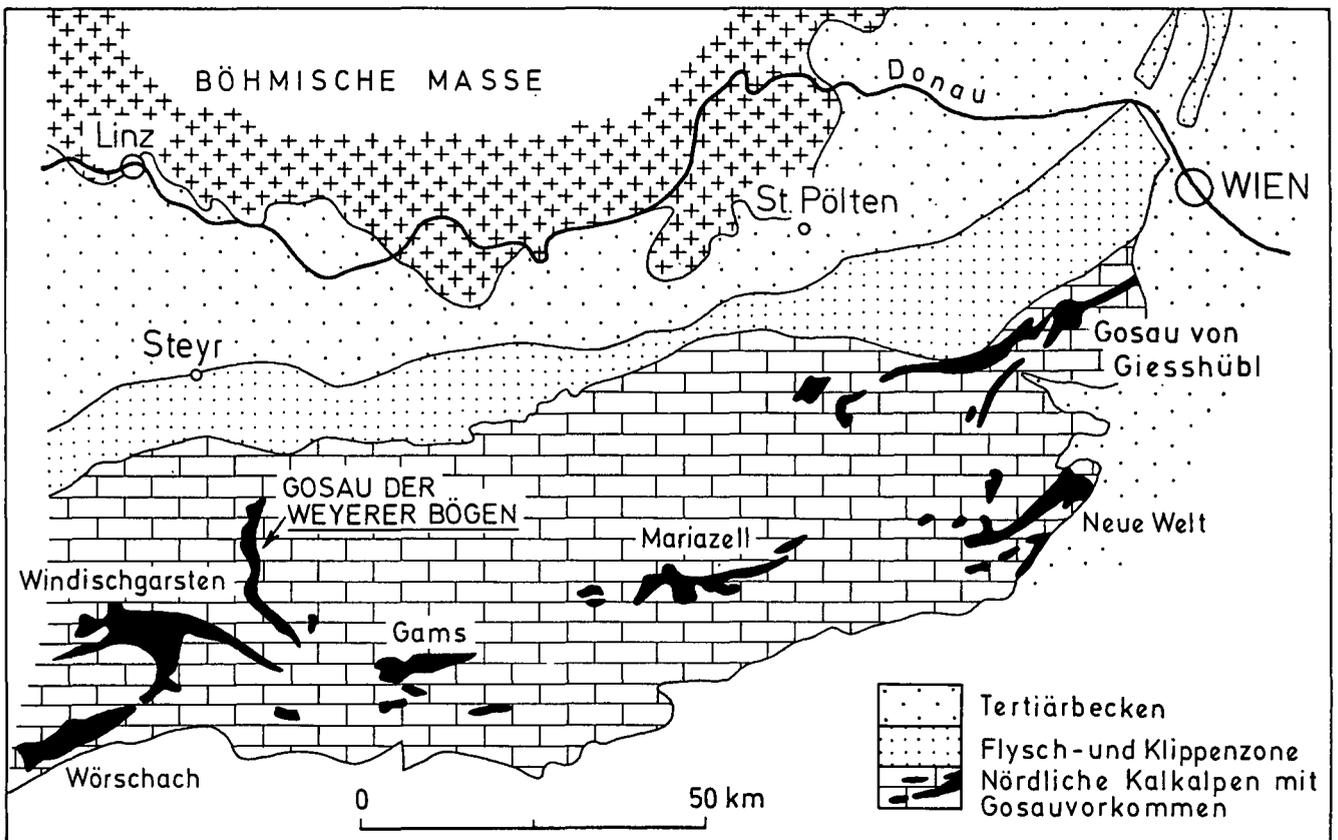


Abb. 1: Die Position der Gosau der Weyerer Bögen sowie der anderen großen Gosauvorkommen in den östlichen Kalkalpen.

Karte im Maßstab 1 : 10.000 des Gebietes um Weißwasser, nördlich von Unterlaussa. WOLETZ bearbeitete die Schwermineralien und erkannte in diesem Gebiet zum erstenmal den Umschlag in den Schwermineralspektren innerhalb der Gosauschichtfolge von Chromit zu Granat. Die stratigraphischen Ergebnisse dieser Arbeit stützten sich bereits auf eine mikropaläontologische Basis (Zusammenfassung bei OBERHAUSER, 1963, S. 40–46). Zu einem der wichtigsten Ergebnisse der Arbeit von RUTTNER & WOLETZ zählt unter anderem die Erkenntnis einer bedeutenden intragosauischen Diskordanz. Auch der von LÖGTERS angenommene muldenförmige Bau dieses Gosauvorkommens konnte widerlegt werden. Die Überschiebung der Gosauablagerungen durch die Frankenfesler Decke, wie sie bereits von SPITZ (1916) und auch ROSENBERG (1955a, b) erfaßt wurden, fand ihre Bestätigung. Die Arbeit von POLL (1972) beschäftigt sich vorrangig mit dem tektonischen Phänomen der Weyerer Bögen.

Die Studie von RUTTNER & WOLETZ (1956) bildet den Ausgangspunkt für die hier vorliegende Untersuchung, wobei sich das Hauptaugenmerk auf den intragosauischen Faziesumschwung, auf die Ausbildung der Flyschfazies innerhalb des N–S-streichenden Gosauvorkommens sowie deren Paläoströmungsmuster und paläobathymetrische Verhältnisse richtet. Es liegt daher der Schwerpunkt der Darstellungen bei den stratigraphisch höheren Schichtgliedern der Gosau.

2. Zur Gliederung der Gosau der Weyerer Bögen

Die Gosau der Weyerer Bögen läßt sich stratigraphisch in drei Abschnitte gliedern (Abb. 2): In die

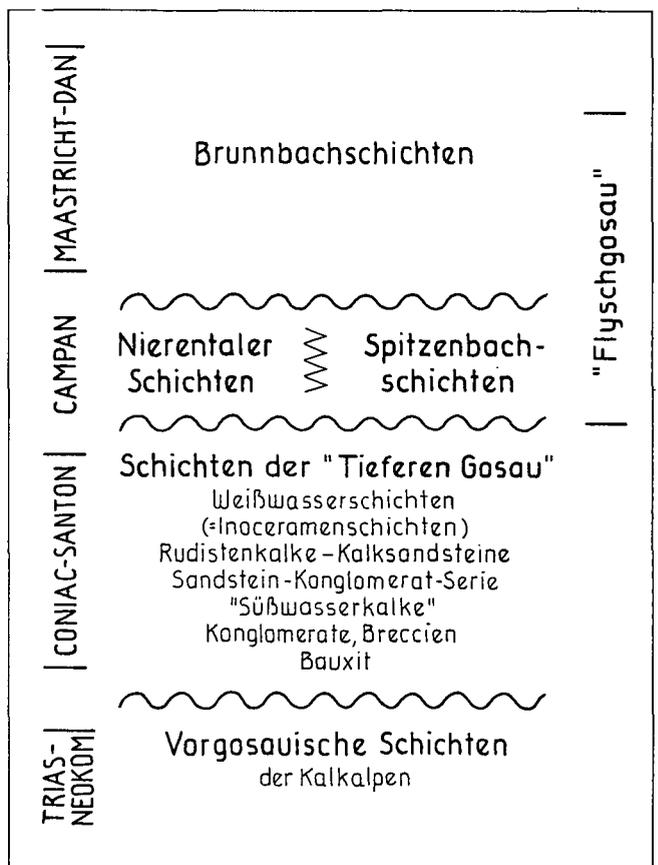


Abb. 2: Die Gliederung der Gosauablagerungen im Gebiet der Weyerer Bögen.

Schichten der Tieferen Gosau (RUTTNER & WOLETZ, 1956: S. 224), einem mittleren Abschnitt mit den Spitzenbach- und Nierentaler Schichten und einem höheren Abschnitt mit den Brunnbachschichten. Die Tiefere Gosau fehlt abschnittsweise, die beiden mittleren Schichtglieder fehlen über weite Bereiche, sodaß die Brunnbachschichten meistens entweder direkt auf Tieferer Gosau oder überhaupt auf vorgosauischen Gesteinen auflagen. Zwischen diesen drei Abschnitten und zur vorgosauischen Gesteinsfolge bestehen diskordante Beziehungen. Die hier neu eingeführte Bezeichnung Brunnbachschichten ersetzt den von RUTTNER & WOLETZ (1956) verwendeten Begriff Nierentaler Schichten (siehe Kap. 6). Der Begriff Nierentaler Schichten ist in diesem Gebiet auf eine reliktsch erhaltene bunte Mergelserie im Liegenden der Brunnbachschichten beschränkt.

Mit dem Einsetzen der karbonatbreccienreichen Spitzenbachschichten, die bis jetzt nur aus dem südlichen Abschnitt der Weyerer Bögen bekannt sind, treten die ersten Turbiditfaziesmerkmale auf, sodaß ab diesem mittleren Abschnitt von einer „Flyschgosau“ – gemeint ist Gosau mit Flyschcharakter – gesprochen werden kann.

Die hier vorgenommene Gliederung in drei Abschnitten ist nicht mit jener von LÖGTERS (1937) vergleichbar. Nur die Begriffe „Tiefere Gosau“ und seine „Untergosau-Schichten“ sind weitgehend ident.

Innerhalb der „Tieferen Gosau“ wurde der Begriff „Inoceramenschichten“ durch die neue Bezeichnung „Weißwasserschichten“ ersetzt (Kap. 3).

Über die sich wandelnde Abgrenzung des Begriffs „Gosau“ sei auf die Zusammenfassung bei TOLLMANN (1976: S. 400) hingewiesen. Bei den hier verwendeten und teilweise auch neueingeführten Schichtnamen handelt es sich um lithostratigraphische Einheiten. Der Begriff „Schichten“ ist im Sinne von Formationen gebraucht, wie dies auch KOLLMANN (in PLÖCHINGER, 1982) im Becken von Gosau getan hat.

3. Die Schichtglieder der Tieferen Gosau

Unter der Bezeichnung Tiefere Gosau haben RUTTNER & WOLETZ (1956) im weiteren Gebiet von Weißwasser den Bauxit, die sogenannte Liegendserie, den Hippuritenkalk und die Inoceramenschichten (hier Weißwasserschichten) zusammengefaßt. Es konnte gezeigt werden, daß der Hippuritenkalk gegen Süden in einen wenig geschichteten Kalkarenit übergeht. Die Hippuritenkalke sind ebenso wie der Bauxit innerhalb der Gosau der Weyerer Bögen auf das Weißwassergebiet beschränkt. Die Ausbildung und auch der Mächtigkeitsumfang einzelner Schichtglieder der Tieferen Gosau unterliegen beträchtlichen Schwankungen. Abschnittsweise sind sie nach einer intragosauischen Faltung vollständig abgetragen worden. Ihre größte flächenmäßige Ausdehnung erreichen sie im Weißwassergebiet. Weitere Vorkommen von Tieferer Gosau finden sich am Hieselberg (südlich Großraming), im Gebiet der Brennhöhe und des Anzenbachgrabens, im Bereich Gscheidgraben–Wasserboden–Roterd, im Gebiet des Stieglbodens (südlich der Großortbaueralm), des Klausriegels und zwischen Unterlaussa und St. Gallen. In den Bereichen zwischen diesen Vorkommen „transgredieren“ die

stratigraphisch höheren Teile der Gosauschichten direkt auf dem vorgosauisch gefalteten Untergrund.

An Stelle des Begriffs Inoceramenschichten wird hier die Bezeichnung Weißwasserschichten vorgeschlagen, da unter dem Begriff Inoceramenschichten recht verschiedene Ablagerungen in der ostalpinen Gosau zusammengefaßt werden (vgl. DIETRICH & FRANZ, 1976, S. 90; PLÖCHINGER, 1967, S. 48 ff.). Als kennzeichnendes Profil für die Weißwasserschichten werden die Aufschlußgruppen im Gebiet des Zusammenflusses von Weißwasser- und Saigerinbach vorgeschlagen (s. a. geol. Karte von RUTTNER & WOLETZ, 1956).

Auf eine Darstellung des bis zu rund 500 m mächtigen Schichtkomplexes des Weißwassergebietes sei hier nicht weiter eingegangen, sondern auf die Arbeit von RUTTNER & WOLETZ (1956, 224–228) verwiesen. Es sei nur ergänzt, daß sich in Aufschlüssen an der Forststraße zur Blahberger Alm, in der sogenannten Liegendserie, einige Schrägschichtungen in Sandsteinen sowie Geröllelongationen auswerten ließen, die eine mittlere Sedimenttransportrichtung von Norden nach Süden anzeigen (insgesamt 6 Werte). Aus dem Weißwassergebiet stammt auch die an eine geringmächtige Kohleneinschaltung der Liegendserie gebundene Uranmineralisation (SCHERMANN, 1980).

Im Vergleich zum Weißwassergebiet ist die Tiefere Gosau südlich von Unterlaussa, im Gebiet des Spitzenbaches, östlich von St. Gallen deutlich unterschiedlich ausgebildet (Abb. 3, 4). Sie erreicht dort nur bis etwa 100 m Mächtigkeit. Über dem stark breccios ausgebildeten Hauptdolomit lagert ein feinkörniges Dolomitskonglomerat mit gut gerundeten Komponenten (Korngröße im Durchschnitt 5 mm). Dieses Konglomerat geht allmählich in einen blaugrauen Kalksandstein bis Kalkarenit über, in dem sich einige Inoceramenprismen finden. Beide Schichtglieder ziehen steilstehend aus dem Spitzenbach über die Teufelskirche Richtung Blindhof. Sie konnten auch nördlich des Toten Hengstes in einem isolierten Vorkommen angetroffen werden. Innerhalb der Tieferen Gosau erlangen die schlecht geschichteten, grauen, teils stark siltigen Kalkmergel der Weißwasserschichten die größte Mächtigkeit. Der blaugraue Kalksandstein im Liegenden der Weißwasserschichten nimmt in diesem Gebiet dieselbe stratigraphische Position wie im Weißwassergebiet ein, wo er sich mit dem Hippuritenkalk verzahnt.

Im Gebiet des Klausriegels (Anlaufbodenalm) und auch im Bereich des Stieglbodens sind mächtige blaugraue Kalksandsteine mit zahlreichen, bis wenige Zentimeter großen Dolomitgeröllen im Liegenden der Weißwasserschichten auffallend, eine Fazies, die aus dem Weißwassergebiet nicht bekannt ist.

Im Gebiet der Brennhöhe und des Anzenbachgrabens besteht die Tiefere Gosau aus einer basalen Konglomerat-Sandsteinserie mit sehr gut gerundetem Geröllmaterial. Es herrscht Kalkmaterial vor, daneben finden sich auch zahlreiche Quarzit- und Gangquarzgerölle als Exotika. Eine wenige Meter dicke blaugraue Kalksandsteinlage wird von siltigen grauen Mergeln der Weißwasserschichten überlagert. Zwischen Anzenbach- und Simandlgraben erreichen die Schichten der Tieferen Gosau, die dort an einigen E–W-streichenden Störungen versetzt sind, knapp 40 m Mächtigkeit.

Im Gebiet des Hieselberges schwellen besonders die basalen Kalkkonglomerate zu größerer Mächtigkeit an (über 100 m).

Während die Schichtglieder im Liegenden der Weiß-

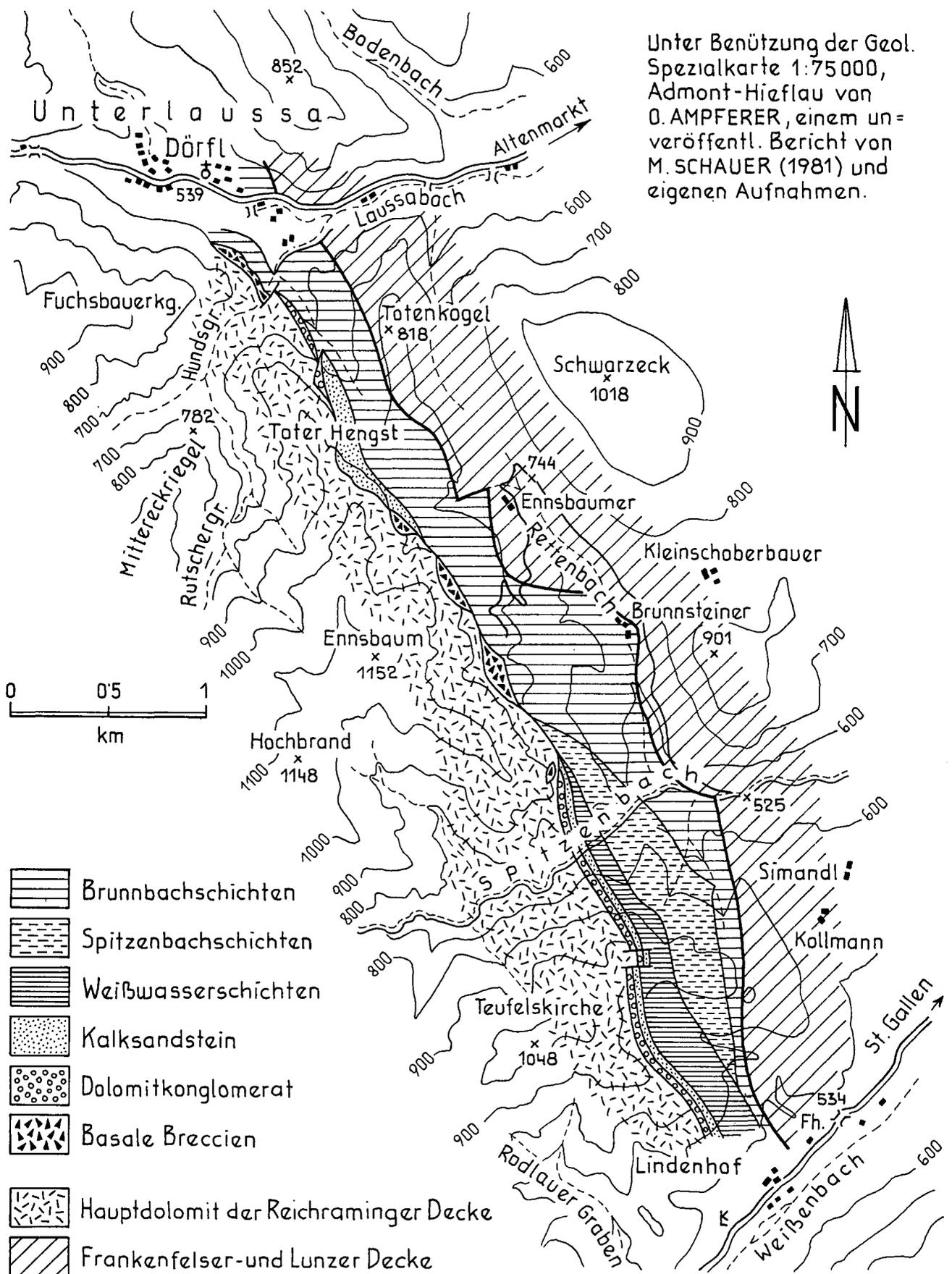


Abb. 3: Die Verbreitung der Gosauschichten im Gebiet zwischen Unterlaussa und St. Gallen (Stmk.).

wasserschichten im gesamten Gosauvorkommen der Weyerer Bögen faziell stark variieren, kommt es mit dem Einsetzen der Weißwasserschichten zu einer starken faziellen Vereinheitlichung. Es handelt sich bei diesen Schichten um graue, manchmal auch stark siltige Kalkmergel, die wenig Schichtung erkennen lassen. Vereinzelt, Dezimeter-dünne, laminierte, feinkörnige Sandsteinlagen mit Hummocky cross-stratification sind schwermineralogisch durch sehr hohe Chromspinellgehalte ausgezeichnet. An einer solchen schwachgradierten Sandlage mit Strömungsrippen an der Basis aus dem orographisch rechten Lahngrabenast (H 857 m) konnte ein Paläoströmungswert in Richtung 254° gemessen werden. Anzeichen von Bioturbation sind in den Mergeln zu beobachten. Wie OBERHAUSER (1963, S. 45) im Weißwassergebiet zeigen konnte, findet sich in den liegenden Partien eine Flachwasserfauna mit Epistominen, Millioliden und Neoflabellinen, jedoch nur wenige Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe. OBERHAUSER stellt diese „Unteren Inoceramen-schichten“ noch ins Ober-Coniac. Weitere Vorkommen dieser besonders durch Neoflabellinen ausgezeichneten Fauna fanden sich bei den vorliegenden Untersuchungen im Anzenbachgraben, Gscheidgraben und in den Aufschlüssen an der Straße, die von der Großortbaueralm in Richtung Stiegelboden führt, wo die Gosauablagerungen den Sandstein- und Breccien-führenden Unterkreideschichten auflagern. Proben ohne Neoflabellinen jedoch mit Millioliden stammen aus dem Spitzenbachgraben. In höheren Abschnitten der Weißwasserschichten (OBERHAUSER, „Mittlere Inoceramenmergel“, Untersanton) nimmt der Anteil an planktonischen Foraminiferen zu. Der hangendste Abschnitt (OBERHAUSER, „Obere Inoceramenmergel“, Ober-Santon) zeichnet sich durch bunte Gesteinsfarben der sonst grauen Mergel aus. Für die Weißwasserschichten läßt sich auf Grund der Untersuchungen von OBERHAUSER somit ein stratigraphischer Gesamtumfang von Ober-Coniac bis Ober-Santon angeben. Neben dem von OBERHAUSER (1963) im Weißwassergebiet beschriebenen Vorkommen konnte dieser höchste Abschnitt noch im Gscheidgrabengebiet (Forststraße im Abstieg Richtung Wasserboden) im Schichtverband nachgewiesen werden. Hinweise, daß die Schichtfolge in südlichen Abschnitten noch ins Unter-Campan gereicht hat, belegen rote Mergelklasten in den Spitzenbachschichten. Bei den roten Ober-Santonmergeln aus den Rutschablagerungen der Nierentaler Schichten (s. Kap. 5) wird es sich ebenfalls um umgelagertes Material der obersten Weißwasserschichten handeln.

Die Weißwasserschichten repräsentieren eine terrigenreiche Flachwasserschlammfazies, abgelagert zwischen normaler Wellenbasis und Sturmwellenbasis. Die gelegentlich eingeschalteten, dünnen, undeutlich gradierten Sandsteinlagen, die auf Grund ihrer Internstrukturen, wie ebene Lamination und Hummocky cross-stratification, als Sturmlagen zu deuten sind, weisen auf diese Ablagerungstiefe hin (vgl. WALKER, 1979; DOTT & BOURGEOIS, 1982; SEILACHER, 1982). Die grauen Gesteinsfarben lassen eine Lage des $E_n = 0$ -Spiegels ganz nahe der Sedimentoberfläche vermuten. Aus dem steigenden Anteil planktonischer Foraminiferen sowie dem Auftreten roter Gesteinsfarben gegen das Hangende der Schichtfolge kann auf eine Abtiefung des Sedimentationsraumes verbunden mit einer etwas besseren Durchlüftung sowie sinkende Sedimentationsrate geschlossen werden.

4. Spitzenbachschichten

Bei den Spitzenbachschichten handelt es sich um eine karbonatbreccienreiche Serie, stratigraphisch zwischen den Brunnbachschichten im Hangenden und den Schichten der Tieferen Gosau im Liegenden eingeschaltet. Ihr Vorkommen konnte bis jetzt nur im Südschnitt der Gosau der Weyerer Bögen, südlich von Unterlaus, beobachtet werden. Bei der Namensgebung wurde auf den Spitzenbach, westlich von St. Gallen (Stmk.), bezuggenommen, wo die Schichten in einer Klamm fast durchgehend in einer Mächtigkeit von ca. 240 m erschlossen sind. Die Aufschlüsse in der Klamm werden als Typprofil vorgeschlagen (FAUPL, 1982).

Bereits bei seinen Aufnahmen für die geologische Spezialkarte „Admont–Hieflau“ hatte AMPFERER (1931, Fig. 30) auf diese mächtige Breccienserie hingewiesen. ROSENBERG (1958, Abb. 1) konnte allerdings die Breccien aus dem Spitzenbach nur in groben Zügen nach Süden, ins Gebiet der Teufelskirche, verfolgen. POLL (1972, S. 16) stellt diese Karbonatbreccien zur basalen Serie der Gosau.

Über die Verbreitung der Spitzenbachschichten und ihre Beziehung zu den anderen Gosauschichten orientiert die Kartenskizze (Abb. 3) sowie ein schematisches Säulenprofil (Abb. 4), das den Schichtumfang der Gosau des Spitzenbachgebietes mit seinen lithofaziellen Haupteinheiten darstellt. Die Spitzenbachschichten weisen eine NNW–SSE-Erstreckung von zwei Kilometer auf. Nördlich der Spitzenbachklamm keilt diese Serie rasch aus. Auf dem Kartenbild ist eine schwach diskordante Beziehung zu den Weißwasserschichten abzule-

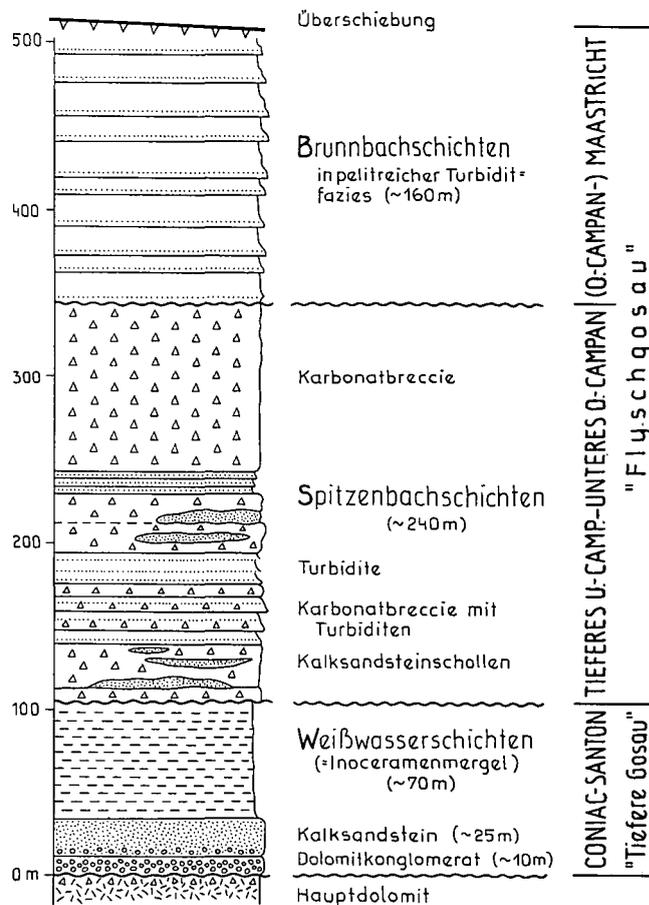


Abb. 4: Schematisches Übersichtsprofil durch die Gosauablagerungen im Gebiet des Spitzenbaches, westlich von St. Gallen.

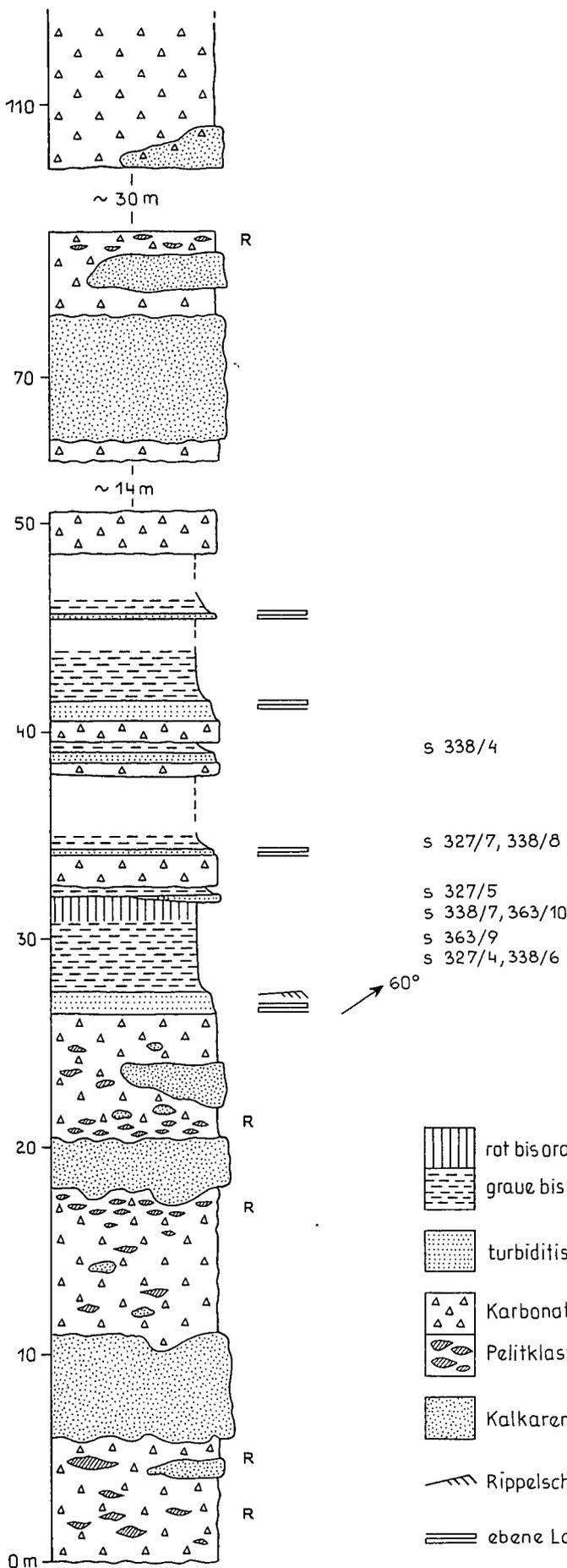


Abb. 5: Detailliertes Bankprofil aus dem liegenden Profilabschnitt der Spitzbachschichten. Spitzbachklamm westlich von St. Gallen.

sen. Die Brunnbachschichten greifen zur Gänze über die auskeilenden Spitzbachschichten hinweg.

4.1. Lithofazielle Entwicklung der Spitzbachschichten

Bei Betrachtung des Gesamtprofils (Abb. 4) ist zu erkennen, daß die mächtigsten Karbonatbreccien den hangenden Profilabschnitt aufbauen, wobei der 100 m umfassende hangende Breccienkomplex sich nicht weiter untergliedern läßt. Der rund 100 m mächtige Liegendenteil des Profils ist in einem detaillierten Bankprofil (Abb. 5) dargestellt.

4.1.1. Karbonatbreccien

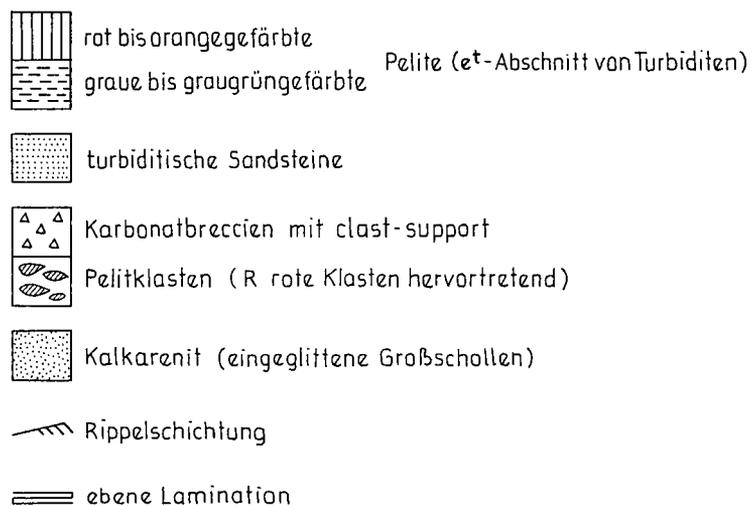
Die Karbonatbreccien setzen sich überwiegend aus kalkalpinen Dolomiten und Kalken zusammen, wobei meistens Dolomit dominiert. Exotische, siliziklastische Komponenten sind überaus selten; so konnte nur am Rücken östlich der Teufelskirche ein Quarzporphyrgeröll gefunden werden. Die Komponenten sind in der Mehrzahl kantengerundet bis ungerundet, nur wenige lassen eine gute Rundung erkennen (Abb. 6). Sie bilden ein abstützendes Gefüge. In den Zwischenräumen konnte manchmal pelitische Matrix beobachtet werden.

Abschnittsweise treten in den Breccien rote und grün-graue Mergelklasten in Meter- bis Dezimetergröße (Abb. 7) auf. Diese weichen Klasten sind teilweise zwischen den Karbonatkomponenten zerdrückt und zerrieben worden und führen so zu einer partienweise sichtbaren Matrix (= sekundäre Matrix). Das gehäufte Auftreten von roten Mergelklasten kann sogar eine Rotfärbung der Breccie bewirken.

4.1.2. Kalkarenite – eingegliederte Großschollen

Blöcke und Schollen eines feinkörnigen, blaugrauen Kalkarenites bilden für die Spitzbachschichten bezeichnende Großklasten. Es finden sich darunter auch bis Meter große Schollen, deren „Schollen-Natur“ in den Aufschlüssen gerade noch zu erkennen ist. Drei, mehrere Meter mächtige Kalkarenit-„Einschaltungen“ (Abb. 5) haben jedoch eine Erstreckung, die über den Aufschlußbereich hinausreicht. Auch sie werden als eingegliederte Großschollen interpretiert.

Es handelt sich bei diesen Gesteinen um feinkörnige, etwas terrigen beeinflusste Kalkarenite (Packstones). An



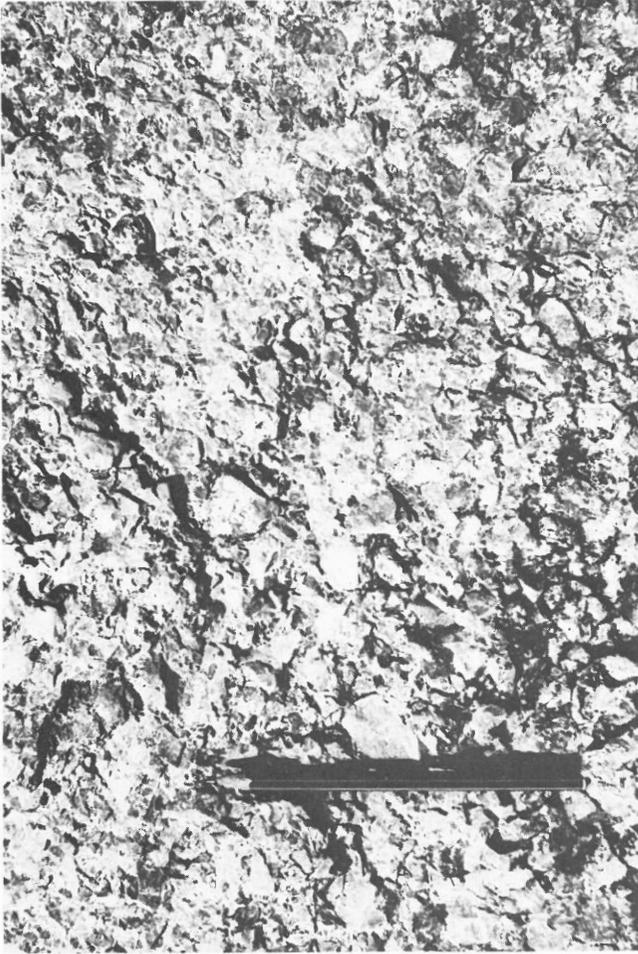


Abb. 6: Karbonatbreccie der Spitzenbachschichten.
 a) Aufschluß (Maßstab ca. 15 cm) b) Anschliff (Maßstab 1 cm). Spitzenbachklamm.

terrigenen Komponenten sind Quarz, etwas Hornstein und Dolomit hervorzuheben, die zusammen 10–15 vol% nicht übersteigen. In der Scholle bei Mächtigkeitmeter 75 (Abb. 5) erreicht allerdings der Dolomiddetritus 45 vol%. An Bioklasten sind Echinodermengrus, Corallineen, Bryozoen, Molluskenschalenfragmente, darunter auch dickprismatische Formen, weiters miliolide und rotaliide Foraminiferen sowie einige Radiolarien auffallend. Die biogenen Karbonatpartikel weisen eine deutliche randliche Mikritisierung auf. Neben den Bio-

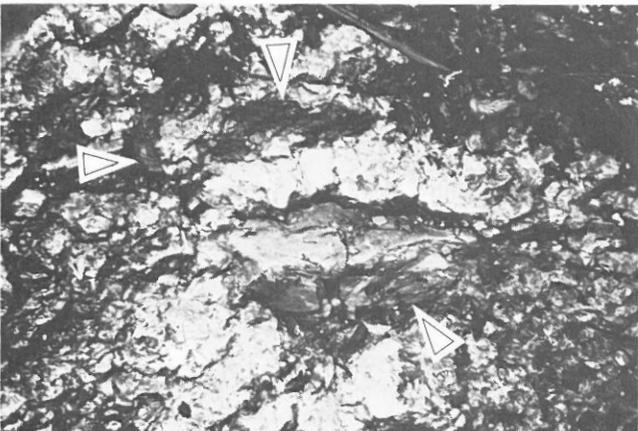


Abb. 7: Karbonatbreccienbank mit roten Tonmergelklasten (längster Durchmesser ca. 30 cm). Spitzenbachschichten. Aufschluß in der Spitzenbachklamm.

klasten kommen noch undeutlich abgrenzbare Peloid- und Rindenkörner vor. Auf Grund dieser Zusammensetzung und Ausbildung handelt es sich um neritische Feinsande, deren sedimentäre Strukturen durch intensive Bioturbation zerstört worden sind. Sie müssen zur Zeit der Eingleitung bereits weitgehend lithifiziert gewesen sein.

Die fazielle Ausbildung der Kalkarenitschollen erinnert, auch was ihre Schwermineralzusammensetzung betrifft (Kap. 6.3.2.), sehr an die blaugrauen Kalksandsteine bis Kalkarenite der Tieferen Gosau, die sich im Weißwassergebiet mit den Rudistenkalken verzhnen. Diese sind teilweise etwas ärmer an terrigenen Komponenten.

4.1.3. Turbidite

Im tieferen Profilabschnitt der Spitzenbachschichten (Abb. 5) sind vereinzelt turbiditische Sandsteine mit dem Hangenteil der Breccienbänke verbunden. An sedimentären Strukturen treten überwiegend Feinlaminationen und in einem Fall auch Strömungsrippelschichten auf. Unstrukturierte BOUMA- T_a -Abschnitte sind selten und nur geringmächtig, hingegen herrschen T_b bis T_c -Intervalle vor. Die Sandsteine gehen direkt in die Mergel (T_e) über. Diese weisen eine graugrüne Farbe auf, nur in einem Fall ist der Hangendabschnitt hellrot gefärbt. Chondriten lassen sich in den Mergeln vereinzelt beobachten. Merkmale für nichtturbiditische, hemipelagische Intervalle konnten keine festgestellt werden.

Die gradierten turbiditischen Mittel- und Feinsandsteine (lithische Arenite) unterscheiden sich in ihrer Zusammensetzung recht deutlich von den Kalkareniten. Der hohe Anteil an Quarz und epimetamorphen Gesteinsfragmenten, ist neben reichlichem Dolomitdetritus für die Turbidite charakteristisch. Die Partikel liegen in sehr dichten Packungen vor, wobei die Schieferbruchstücke durch die Kompaktion eine starke Deformation erlitten haben. Es läßt sich nur wenig karbonatischer Zement beobachten.

4.2. Interpretation des sedimentären Environments

Die Breccien lassen sich als mass-flow-Ablagerungen interpretieren. Eine geringe Sandfraktion, teils mit siliziklastischen Partikeln, hat sich meist im Gefolge solcher mass-flows in Form von dünnen gradierten Sandlagen im hangenden der Breccienbänke aus Trübungsströmen abgesetzt. Die hohe Erosionskraft dürfte einerseits für die Seltenheit von Pelitintervallen, andererseits für die zahlreichen rip-up clasts innerhalb der Breccien verantwortlich sein.

Die lithofazielle Ausbildung der Spitzenbachschichten mit vorherrschendem kalkalpinem Lokalschutt und eingegliederten Großschollen spricht für eine Ablagerung im Bereich eines lokalen submarinen Schuttfächers, wie er sich an aktiven Bruchtreppen entwickeln kann. Die Bildungsvorgänge werden jenen für die unterostalpinen Jurabreccien sehr ähnlich gewesen sein (vgl. FINGER, 1975; TRÜMPY, 1975). COSSEY & EHRICH (1978) halten submarine Karbonatschuttstromablagerungen, die sich an syndementären Brüchen entwickelt haben, möglicherweise für Canyon-sedimente. Die Gesamtfolge der Spitzenbachschichten, mit einer Zunahme der Breccien-schüttungen gegen das Hangende, spricht für eine Progradation dieses submarinen Schuttfächers. Zwei spärliche Angaben zur Paläoströmung, eine NNE-SSW-streichende Rinnenstruktur und die Auswertung von Strömungsrippeln (BOUMA T_c) einer Turbiditbank mit einer Richtung nach NE, weisen auf ein im Süden gelegenes Liefergebiet hin. Es läßt sich in den Spitzenbachschichten das Initialstadium einer Tiefwasserentwicklung sehen.

4.3. Zur stratigraphischen Stellung der Spitzenbachschichten

Da der gesamte Schichtstoß der Spitzenbachschichten sehr arm an pelitischen Einschaltungen ist, war die Probenahme für mikropaläontologische Untersuchungen sehr eingeschränkt. Es wurden Proben aus den wenigen turbiditischen Mergelintervallen und von Pelitklasten aus den Breccienbänken untersucht. Es konnten diese Schichten dem stratigraphischen Bereich des höheren Unter-Campan bis unteren Ober-Campan zugewiesen werden (OBERHAUSER & FAUPL, 1982). Für die Alterseinstufung wichtig (Probe 363/9,10, det. OBERHAUSER, Wien) erwiesen sich kleinwüchsige, dorsalgewölbte Globotruncanen (ex gr. *arca-fornicata*) sowie progressive Ventilabrellen (ex gr. *decoratissima-eggeri*). Ein Einzelfund von *Bolivinoides strigillata* dürfte höheres Ober-Campan ausschließen. Nannofloren mit *Broinsonia parca* und *Arkhangelskiella cymbiformis* unterstützen diese Einstufung (Probe 338/7; det. STRADNER, Wien, Campan – Maastricht).

Die Mergelklasten aus den Karbonatbreccienbänken erbrachten ein etwas tieferes Alter als die Spitzenbach-

schichten, nämlich tieferes Campan. Sie schließen sich mit dieser stratigraphischen Stellung bereits der Tieferen Gosau an. In zwei Proben konnten *Globotrucana elevata*, *G. elevata andori*, *G. elevata stuartiformis*, *G. ex gr. thalmani*, *G. ex gr. lapparenti* und *G. ex gr. fornicata* nachgewiesen werden (OBERHAUSER & FAUPL, 1982). Es ist bemerkenswert, daß diese Globotruncanen-Vergesellschaftung der Mergelklasten in den Probensuiten von OBERHAUSER (1963, S. 43) aus dem Weißwassergebiet bei Unterlaussa nicht vertreten ist. Nach einer mündlichen Mitteilung von S. PREY, Wien, finden sie sich jedoch in der Gosau von Windischgarsten, wo sie ebenfalls noch der Tieferen Gosau zuzurechnen sind.

5. Nierentaler Schichten

Am Westabhang des Breitenberges (Kt. 1083), südlich des Weißwassertales, ist in einer Wasserrinne an der Forststraße, die vom Saigerinbach kommend um den Berg herum zur Mooshöhe zieht, im Liegenden der Brunnbachschichten eine bunte Mergelserie erschlossen (OBERHAUSER & FAUPL, 1982). Wie Begehungen gezeigt haben, hält jedoch diese Serie zwischen Brunnbachschichten und Tieferer Gosau nicht an. Sie überlagert die Schichten der Tieferen Gosau, welche in diesem Gebiet eine steilachsige Faltung erfahren haben, diskordant und wird ihrerseits von den Brunnbachschichten übergriffen. Die Diskordanz zwischen Tieferer Gosau und Brunnbachschichten wurde in diesem Gebiet bereits bestens durch RUTTNER & WOLETZ (1956) belegt. Die nähere geologische Situation ist in Abb. 8 dargestellt.

Die Wasserrinne an der Forststraße erschließt nur die hangende Partie der Serie, einschließlich der Kontakt-

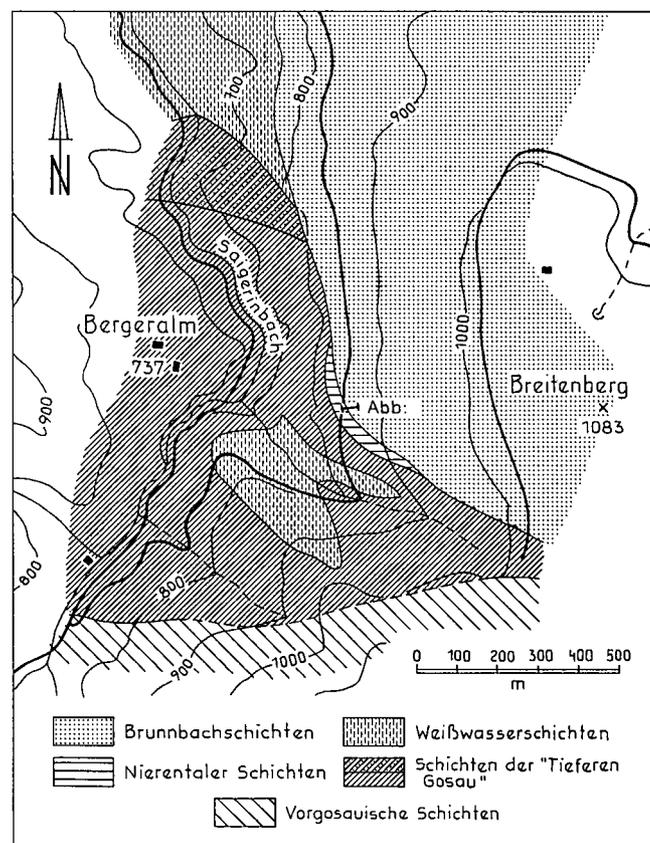


Abb. 8: Geologische Kartenskizze des Gebietes Breitenberg – Bergleralm (südl. Weißwasser).

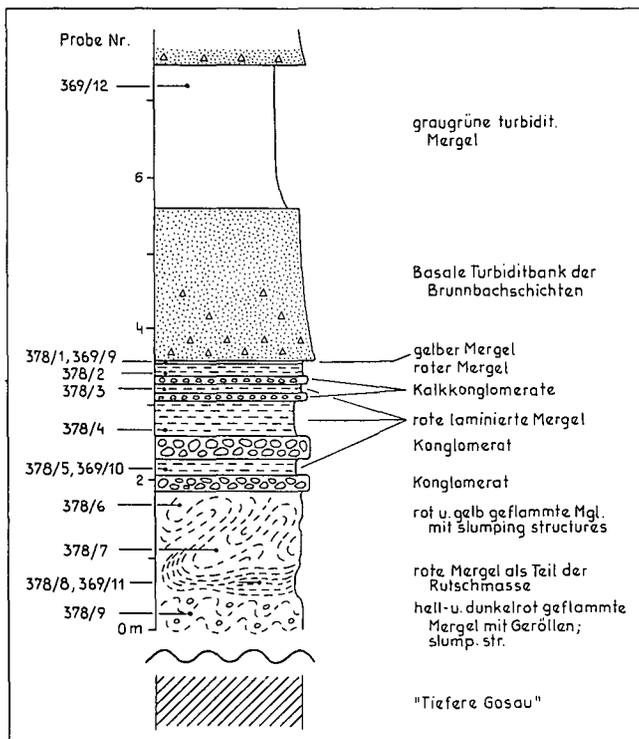


Abb. 9: Profil durch den Grenzbereich Brunnbachschichten – Nierentaler Schichten an der Forststraße am W-Abhang des Breitenberges, Höhe 830 m (zur Lage siehe auch Abb. 8).

zone zu den Brunnbachschichten. Wie der Abb. 9 zu entnehmen ist, besteht dieser Abschnitt überwiegend aus roten und gelben Mergeln, die teilweise slumping structures aufweisen. Einige grobe Kalkkonglomerate sind eingeschaltet. Eine dünne gelbliche Mergellage bildet den hangenden Abschluß.

Auf Grund ihrer stratigraphischen Position zwischen gefalteter Tieferer Gosau und Brunnbachschichten, läßt sich diese Mergelserie mit den Spitzenbachschichten vergleichen. Ihrer lithofaziellen Entwicklung nach dürften die Schichten am ehesten eine Hangfazies mit geringer Sedimentationsrate repräsentieren.

Mikropaläontologisch konnte die Schichtfolge ins Campan eingestuft werden (OBERHAUSER & FAUPL, 1982). Die in Abb. 9 im Liegenden des Profils dargestellten Mergel mit slumping structures repräsentieren Gleitmassen, die buntes Ober-Santon enthalten; es findet sich darin jedoch auch Campan-Material aufgearbeitet, wie es in den darüberliegenden, ungestörten Mergellagen zu beobachten ist. Der Campananteil ist durch eine kleinwüchsige Aragonien-führende Benthofauna charakterisiert. Begleitende Globotruncanen sind selten (*G. ex gr. arca-fornicata*, *G. ex gr. lapparenti*; det. R. OBERHAUSER, Wien). Die aus der Rutschmasse gewonnene Santonfauna enthält hingegen häufig Globotruncanen (*G. thalmanni*, *G. thalmanni flexuosa*, *G. lapparenti lapparenti*, *G. lapparenti coronata*, *G. fornicata*, *G. concavata carinata*, daneben auch *Stensiöina exculpta*, *Spiroplectinata jäckeli senonica*, *Globorotalites* sp., det. R. OBERHAUSER, Wien).

6. Brunnbachschichten

Die Brunnbachschichten bilden den stratigraphisch jüngsten Schichtanteil in der Gosau der Weyerer Bögen. Auf den Umstand, daß sie diskordant alle älteren Schichtglieder, einschließlich der Spitzenbach- und Nie-

rentaler Schichten übergreifen, wurde bereits hingewiesen. Im Hangenden werden sie tektonisch von den Gesteinen der Randcenomanschuppe und der Frankenfelder Decke diskordant überlagert. Sie finden im gesamten N–S-streichenden Gebiet der Weyerer Bögen, von St. Gallen bis südlich Großraming, Verbreitung, nur im Gebiet des Hochkogels (Kt. 1157) und des Sulzkogels (Kt. 840) wird der Zug durch eine antikinale Aufwölbung vorgosauischer Schichtglieder unterbrochen, so daß von einem nördlichen und südlichen Verbreitungsgebiet gesprochen werden kann (Abb. 10).

Die Bezeichnung „Brunnbachschichten“ wird an Stelle des von RUTTNER & WOLETZ (1956) im Weißwassergebiet verwendeten Schichtnamens „Nierentaler Schichten“ vorgeschlagen, da zu den Nierentaler Schichten der Typlokalität im Nierental, aber auch zu jenen des Beckens von Gosau, ganz erhebliche Unterschiede bestehen (vgl. auch OBERHAUSER, 1963, S. 46). In den „echten“ Nierentaler Schichten treten rötliche Kalkmergel bis Mergelkalke hervor, vereinzelt sind wenige Zentimeter dünne, fein bis mittelkörnige Sandsteine eingeschaltet (HERM, 1962). Im Gebiet der Weyerer Bögen herrscht hingegen grobkörniges turbiditisches Material vor und kalkfreie Tonsteine markieren die hemipelagischen Intervalle. GEYER (1909, 1911) wie auch RUTTNER & WOLETZ (1956, S. 228) haben auf den flyschartigen Charakter dieser Schichten hingewiesen. Der hier vorgeschlagene Begriff „Brunnbachschichten“ nimmt Bezug auf das Gebiet Brunnbach–Pleißabach, ca. 7,5 km von Großraming/Ennstal gelegen, wo diese Schichten sowohl in ihrer mergelreichen als auch sandsteinreichen Entwicklung gut erschlossen sind.

6.1. Zur stratigraphischen Stellung der Brunnbachschichten

Die von OBERHAUSER (1963, S. 46) für das Weißwassergebiet getroffene Einstufung der Brunnbachschichten ins Maastricht, wobei „ein hoher Campan-Anteil und Übergangsschichten zum Dan“ wahrscheinlich sind, ist auch für das Gebiet zwischen St. Gallen und Unterlausen sowie für das nördliche Verbreitungsgebiet um Brunnbach zutreffend. Im nördlichen Verbreitungsgebiet, im Quellgebiet des Anzenbachgrabens, gelang WICHER & BETTENSTAEDT (1957, S. 37) mit *Aragonia ouezzaensis* (REY) zusammen mit massenhaft auftretenden kleinwüchsigen Globigerinen und Gümbelinen ein Nachweis des Dan. Den Angaben zufolge dürfte dieser Fundpunkt ungefähr im Basisbereich der sandstein- und breccienreichen Turbiditfolge liegen. Trotz einer intensiven Probennahme, besonders in den Aufschlüssen an der Straße Brunnbach–Brennhöhe–Anzenbach konnte dieser Dan-Nachweis nicht wiederholt werden, obwohl sich massenhaft auftretende kleinwüchsige Globigerinen und Gümbelinen fanden. Auch eine Untersuchung der Nannofloren durch H. STRADNER (Wien) erbrachte keine eindeutigen Hinweise auf Alttertiär. Es konnten nur in drei Proben (337/1,2,3) aus den Straßenaufschlüssen, direkt bei der Abzweigung von Brunnbach zur Brennhöhe, neben Maastrichtformen erste Hinweise auf Nannoflorenelemente, die die Kreide/Tertiär-Grenze überschreiten, gefunden werden (*Markalius inversus*, *Tetralithus trifidus*, *Thoracosphaera operculata*, *Pontosphaera tricarinata*) (vgl. hierzu auch HERM et al., 1981). Alle Untersuchungen wurden an den turbiditischen Mergeln durchgeführt. Es muß daher wegen deren Turbiditnatur mit Umlagerungen gerechnet werden, und es ist

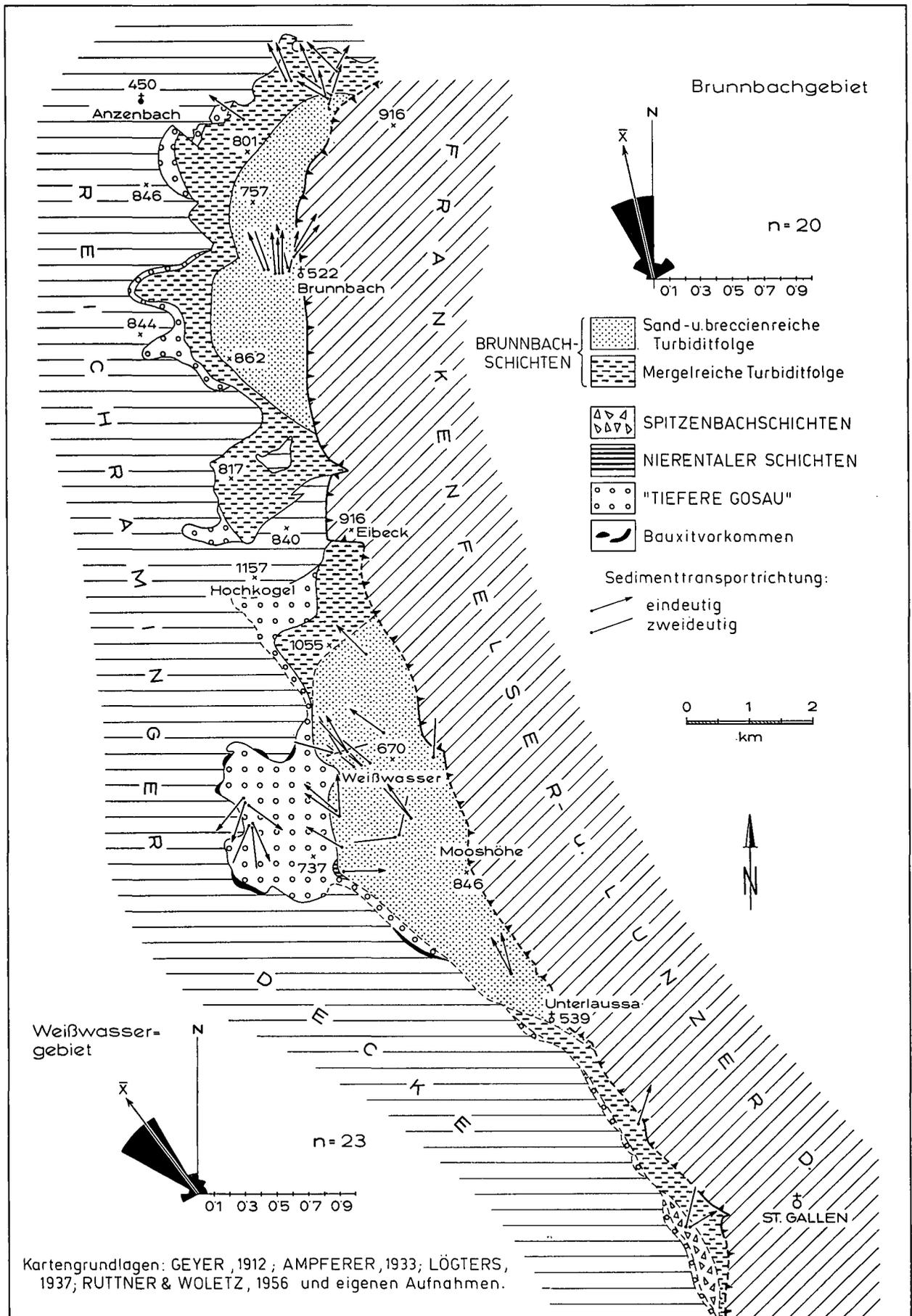


Abb. 10: Geologische Übersicht über die Gosauablagerungen im Bereich der Weyerer Bögen. Die beiden Diagramme fassen die Richtungswerte aus den Brunnbachschichten für das Weißwassergebiet (+ südliche Abschnitte) und das Brunnbachgebiet (+ Lumpigraben) zusammen.

durchaus vorstellbar, daß auf Grund solcher Umlagerungen erste Faunen- und Florenelemente des Alttertiärs eine intensive Verdünnung erfahren haben. Auf Grund des Fundes von *Aragonia ouezzanensis* (REY) ist anzunehmen, daß die sandstein- und feinbreccienreiche Turbiditfolge im Gebiet von Brunnbach und am Pleißaberg bereits ein paläogenes Alter hat.

6.2. Die lithofazielle Entwicklung der Brunnbachschichten

In den einzelnen Abschnitten der Weyerer Bögen sind die Brunnbachschichten mit recht unterschiedlicher Mächtigkeit erhalten. Im Spitzenbachprofil erreichen sie etwas über 150 m, im Weißwassergebiet etwa 1000 m, im Profil Brunnbach–Pleißabach rund 900 m und im Lumpfgraben über 400 m.

Die sandstein- und breccienreiche Turbiditfolge hat ihren verbreitungsmäßigen Schwerpunkt im Gebiet des Breitenberges (Kt. 1083), des Weißwassergebietes und des Südhanges des Sonnberges (Kt. 1055). Diese Fazies repräsentiert dort die gesamten Brunnbachschichten. Im nördlichen Verbreitungsgebiet (Abb. 10) der Brunnbachschichten, im Bereich Pleißaberg–Brunnbach–Kniebeiß, nimmt diese Fazies hingegen nur den hangenden Anteil der Brunnbachschichten ein. Der Liegendabschnitt ist in der Fazies der mergelreichen Turbiditfolge entwickelt, wie im Gebiet der Großortbaueralm, des Gscheidgrabens, im Bereich westlich der Brennhöhe und im Gebiet Bachgraben und Sulzbauer. Die mergelreiche Turbiditfolge ist auch im nördlichen Bereich des Sonnberges erschlossen. Ebenso ist sie zwischen St. Gallen und Unterlaussa vertreten, führt jedoch im Vergleich zum nördlichen Verbreitungsgebiet etwas mehr grobklastisches Material.

Bevor auf die Unterschiede zwischen diesen beiden Turbiditfolgen eingegangen wird, sollen zunächst die Fazies behandelt werden, die diese Turbiditfolgen aufbauen. Der Begriff „Turbiditfazies“ wird hier im Sinne von MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975) gebraucht.

6.2.1. Turbiditfazies

6.2.1.1. Resedimentierte Grobklastika mit clast-support

Karbonatbreccien

Es handelt sich bei diesen Grobklastika überwiegend um Dolomitbreccien, welche jenen in den Spitzenbachschichten sehr ähnlich sind. Eine Vielzahl von überwiegend roten Tonmergelklästen (rip-up clasts) von 5 bis 10 cm Durchmesser sind kennzeichnend. Siliziklastisches Material tritt völlig zurück. Diese Turbiditfazies ist sehr selten und scheint nur auf die sandstein- und breccienreiche Turbiditfolge des Weißwassergebietes beschränkt zu sein. Im Leerensackgraben erreicht diese Fazies 10 m Mächtigkeit und weist eine erosive Basis auf (Abb. 14/Profil 2).

Polymikte Konglomerate

Die Konglomerate führen neben dominierenden Karbonatkomponenten auch deutliche Mengen an Siliziklastika, wobei Glimmerschiefertypen besonders hervortreten. Komponentendurchmesser bis 25 cm wurden gemessen. Eine deutlich erosive Basis ist dieser Fazies eigen. Auch ein Auskeilen dünner Konglomeratlagen wurde beobachtet. Die Dicke der Bänke liegt im allgemeinen unter einem Meter. An der Forststraße über dem Ennsbaumer, NW von St. Gallen, wurde eine 6 m

mächtige Konglomerateinschaltung angetroffen, deren hangende 2 Meter eine Andeutung einer Bankung erkennen lassen (Abb. 15/Profil 1). Werden die Konglomerate von turbiditischen Sandsteinen überlagert, so besteht immer ein ausgeprägter Korngrößensprung. Solche Sandsteine lassen sich als Art turbiditischer „Schwanz“ betrachten. Dieser Faziestyp tritt ebenfalls nur sehr selten auf und konnte nur in der mergelreichen Turbiditfolge angetroffen werden.

Karbonatbreccien und polymikte Konglomerate entsprechen den von WALKER (1975, 1978) als "disorganized beds" bezeichneten Grobklastika, die durch das Fehlen einer Gradierung sowie einer deutlichen Schichtung charakterisiert sind. Konglomerate mit matrix-support konnten in den Brunnbachschichten keine aufgefunden werden.

6.2.1.2. Feinbreccien bis feinbrecciöse Sandsteine

In dieser Fazies wird im allgemeinen eine Korngröße von 2 cm nicht überschritten. Es handelt sich um Bänke bis zu 3 m Dicke. Sie lassen meist eine deutliche Gradierung erkennen. Dem gröberklastischen Basalabschnitt fehlen interne Strukturmerkmale, hingegen sind die sandreichen Hangendabschnitte durch eine Lamination ausgezeichnet. Diese Lamination kann bis zu 2 Finger dick werden und nur sehr undeutlich ausgeprägt sein. Mitunter läßt sich diese Lamination auch als ganz flachwinkelige Schrägschichtung erkennen. Dish structures konnten nur in wenigen Fällen beobachtet werden. Die BOUMA-Abfolge ist auf diese Fazies nicht anwendbar.

An der grobklastischen Bankbasis sind Imbrikationsgefüge häufig anzutreffen. Es läßt sich an Bänken mit flute casts erkennen, daß die Kornlängsachse parallel zur Strömungsrichtung orientiert ist und mit dieser richtungsmäßig gut übereinstimmt. Die Basisflächen sind überwiegend eben ausgebildet. Flache Rinnenstrukturen und auch Setzungsstrukturen sind so wie flute casts selten.

Materialmäßig handelt es sich bei den Feinbreccien um eine Mischung von karbonatischen und siliziklastischen Partikeln, wobei in der Regel die gröberen Anteile etwas karbonatreicher sind. Kleine Rip-up clasts sind allgemein anzutreffen. Sie sind oft für die löcherige Ausbildung von angewitterten basalen Bänken verantwortlich. Mehrere Dezimeter große Pelitklasten wurden hingegen nur wenige vorgefunden.

Diese Turbiditfazies ist mit der von WALKER (1978) beschriebenen "pebbly sandstone facies" zu vergleichen. Die Aufgeschlossenheit läßt jedoch ein laterales Verfolgen einzelner Bänke nicht zu, um die für diese Fazies zu erwartende linsige Beschaffenheit zu verifizieren. Was von der von WALKER beschriebenen Fazies deutlich abweicht, sind die mächtigen Mergelintervalle, obwohl auch Bankamalgamationen zu beobachten sind.

Die Feinbreccien bis feinbrecciösen Sandsteine sind in der sandstein- und breccienreichen Turbiditfolge am häufigsten vertreten. Besonders kennzeichnende Bankfolgen sind in Abb. 14/Profil 10,11,12 dargestellt. Im Weißwassergraben und entlang der Forststraße am Breitenberg ist diese Fazies gut erschlossen. Im Nordgebiet der sandstein- und breccienreichen Turbiditfolge scheint sie nicht so häufig aufzutreten, wie im Weißwassergebiet. In der mergelreichen Turbiditfazies ist sie ebenfalls beobachtbar, jedoch bei weitem nicht mit der Häufigkeit, wie in der sandstein- und breccienreichen

Folge. Vergleicht man das nördliche Verbreitungsgebiet der mergelreichen Turbiditfolge mit dem südlichen, so findet sich diese Fazies im Süden häufiger.

Als Transportmechanismus ist ein durch intensive Flüssigkeitsturbulenzen erzeugter dichter Suspensionsstrom vorstellbar (WALKER, 1978). Der Pelitanteil wurde während der Transport- und Sedimentationsvorgänge vom psammitischen Anteil völlig separiert, wodurch sich ein selbstständiges Mergelintervalle entwickeln konnte.

6.2.1.3. Klassische Turbidite

Als klassische Turbidite werden Sandstein-Mergel-Wechselfolgen bezeichnet, die durch die Ausbildung der BOUMA-Abfolge (BOUMA, 1962) sowie durch eine deutliche Korngrößengradierung gekennzeichnet sind.

Der basale T_a -Abschnitt ist häufig feinbrecciös entwickelt und ist dadurch der Fazies der Feinbreccien bis feinbrecciösen Sandsteine sehr ähnlich. Auch hier sind die Unterflächen durchwegs eben ausgebildet. Flute casts sind nicht sehr häufig. Die höheren BOUMA-Abschnitte sind im allgemeinen deutlich zu erkennen. In den T_c -Intervallen dominiert Rippelschichtung, während Wickelstrukturen seltener anzutreffen sind. T_d läßt sich nicht immer beobachten.

Neben den Turbiditbänken mit T_a -Abschnitten (Fazies C bei MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) gibt es auch Bänke, denen dieser Abschnitt fehlt (Fazies D, MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975). Solche „distalen“ Turbidite sind besonders in der mergelreichen Turbiditfolge zahlreich, wobei die Dicke der Sandsteine oft auf wenige Dezi- bis Zentimeter reduziert sein kann. In der sandstein- und breccienreichen Turbiditfolge, besonders im Weißwassergebiet, erreichen die Sandsteinintervalle Mächtigkeiten von mehreren Metern. Der mächtigste Sandstein mit über 4,5 m Dicke, feinbrecciöser Basis und vollständig entwickelter BOUMA-Abfolge sowie durchgehender Gradierung konnte am Breitenberg beobachtet werden (Abb. 14/Profil 3).

Für die Turbidite der Brunnbachschichten sind T_e -Intervalle in Form von oft mehreren Metern mächtigen Mergelkomplexen charakteristisch. Eine Abnahme des Karbonatgehaltes innerhalb einer solchen Mergelschicht gegen das Hangende wird als Auswirkung der Gradierung, die auch den Pelit betrifft, angesehen (FAUPL & SAUER, 1978). Im Durchschnitt liegt der Karbonatgehalt der turbiditischen Mergel bei rund 40 Gew% $CaCO_3$.

Das Material der Sandsteine besteht, wie das der Feinbreccien, ebenfalls aus einem Gemisch von karbonatischen und siliziklastischen Komponenten, wobei die größeren Partien im allgemeinen auch etwas karbonatreicher sind. Laminationsflächen sind vielfach durch groben Pflanzenhäcksel ausgezeichnet.

Die Farbe der turbiditischen Mergel ist meist grau oder graugrün. Manchmal ist der Hangendbereich der Mergel jedoch hellrot gefärbt. An der Harbachforststraße, die vom Marbachlergüterweg nach Süden abzweigt, sind auch einige Meter mächtige rote turbiditische Mergel aufgeschlossen. Die hangendsten 20–30 cm der turbiditischen Mergel sind oft intensiv mit Chondriten durchsetzt.

6.2.1.4. Nichtturbiditische hemipelagische Pelitintervalle

In der Turbiditfazies finden sich im Hangenden der turbiditischen Mergel (T_e), die mit den Sandsteinen unmittelbar verknüpft sind, wenige Zentimeter dünne Tonsteinlagen, die von FAUPL & SAUER (1978) als hemipela-

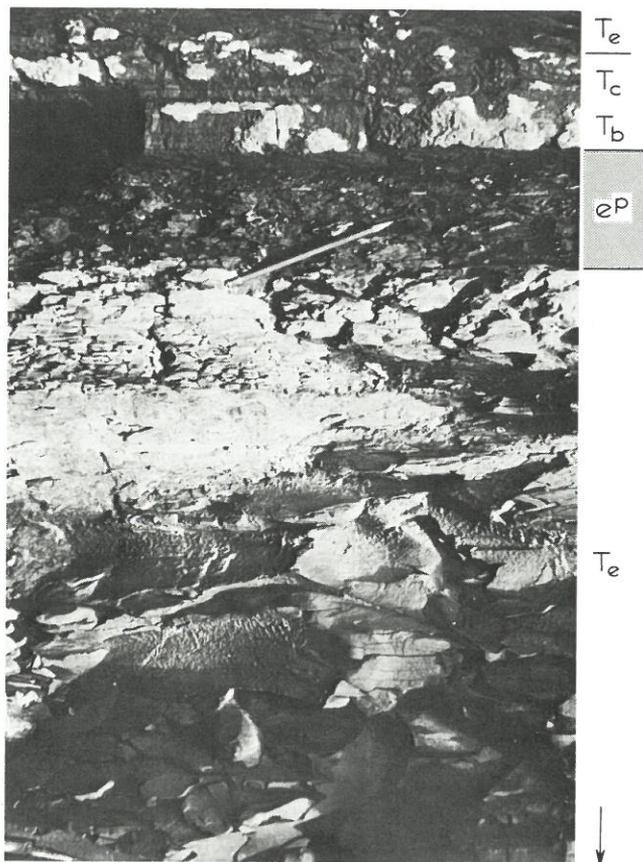


Abb. 11: Turbiditisches (T_e) und hemipelagisches (e^P) Pelitintervall. Vom insgesamt über einen Meter mächtigen, hellgrauen, turbiditischen Mergel ist nur der hangende Abschnitt sichtbar. Beim Maßstab (Bleistift, ca. 15 cm) setzt mit scharfer Grenze eine rote hemipelagische, kalkfreie Tonsteinlage ein. Darüber folgt der Sandstein der nächsten Turbiditbank. Sandstein- und breccienreiche Turbiditfolge der Brunnbachschichten. Brunnbach.

gische Intervalle interpretiert wurden (Abb. 11). Solche Intervalle sind auch aus anderen ostalpinen Turbiditserien von KUENEN (1964), HESSE (1973, 1975), HERM & BUTT (1975), HESSE & BUTT (1976), FAUPL (1976, 1980) und BUTT & HERM (1978) beschrieben worden. Von den turbiditischen Mergeln sind diese Tonsteine besonders durch einen scharfen Sprung im Karbonatgehalt abgegrenzt. Der Karbonatgehalt der Tonsteine überschreitet 10 Gew% $CaCO_3$ nicht; er liegt im Mittel bei etwa 4 %. Auch fehlt diesen Gesteinen kalkiges Plankton praktisch vollständig.

Die Tonsteinintervalle sind nicht im Hangenden jeder turbiditischen Bank entwickelt. So finden sie sich in der sandstein- und breccienreichen Turbiditfolge viel seltener als in der mergelreichen Turbiditfolge. Dieser Umstand wird in erster Linie auf eine höhere Erosionstätigkeit im Bereich der sandreichen Fazies zurückzuführen sein und weniger auf ein primäres Fehlen. Abschnittsweise erreichen die hemipelagischen Tonsteine etwas größere Mächtigkeiten. In solchen Partien sind Zentimeter-dünne gradierte Sandsteinbänken eingeschaltet, die keine oder fast keine turbiditischen Mergelanteile erkennen lassen (Abb. 14/Profil 2; Abb. 15/Profil 5; Abb. 12). Es scheint, daß hier durch Bodenströmungen vorhandenes turbiditisches Pelitmaterial entfernt worden ist. Eine Abgrenzung solcher sandiger Einschaltungen gegen Kontourite ist nur schwer zu treffen (vgl. STOW & LOVELL, 1979; STOW, 1979).

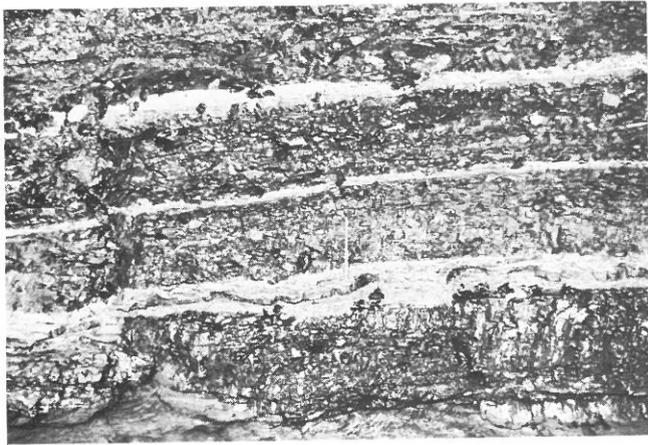


Abb. 12: Rote hemipelagische Tonsteinserie in der mergelreichen Turbiditfolge der Brunnbachschichten. Drei dünne turbiditische Sandsteinlagen mit scharf begrenzten Hangend- und Liegendflächen sind von Bleichungsbändern begleitet. Das Fehlen turbiditischer Mergel weist möglicherweise auf eine zeitweilige Aktivität von Bodenströmungen hin. Lumpigraben, SSW Großraming. Maßstab 15 cm.

Untersuchungen an Tiefseefächern und submarinen Cañons an der Westküste von Nordamerika (BEER & GORSLINE, 1971; BAKER, 1976a, b; STOKKE et al., 1977) haben gezeigt, daß die hemipelagische Sedimentschicht neben dem normalen Partikelregen aus den oberflächlichen Wasserschichten auch von einem bis zu mehrere hundert Meter mächtigen kontinuierlichen

Bodenwasserstrom (bottom nepheloid layer), der feinste Sedimentsuspension in die Tiefe transportiert, gespeist wird. Die aktiven Rinnen- und Fächerbereiche empfangen dabei mehr Material als die inaktiven. Für die nichtturbiditischen Tonsteinintervalle wäre ein analoges Sedimentationsmodell vorstellbar.

Die Kalkfreiheit dieser hemipelagischen Schichten, wie auch das Fehlen von kalkigem Plankton, spricht für eine Ablagerung unter dem lokalen Calcit-Kompensationsniveau des Beckens. Daß in dieser Zeit eine hohe Produktion an kalkigem Plankton stattgefunden hat, zeigen die zahlreichen planktonischen Foraminiferen in den turbiditischen Mergeln, die aus seichterem Wasser stammen. Die rasch sedimentierten turbiditischen Mergel unterliegen nicht der Calcitlösung.

6.2.1.5. Farbabfolgen in den Peliten der Brunnbachschichten

Das Auftreten von roten Peliten ist für die Brunnbachschichten besonders typisch. Die für sie charakteristischen Farbabfolgen sind in Abb. 13 in schematischer Weise dargestellt, wobei zwischen einem turbiditischen und einem nichtturbiditischen Pelit-Anteil unterschieden wird. Über die tonmineralogische und chemische Zusammensetzung orientiert FAUPL & SAUER (1978). Es hat sich gezeigt, daß die Rotfärbung nicht durch Einschwemmung von rotem Verwitterungs-Material hervorgerufen wird, sondern daß vielmehr der Sauerstoffgehalt und seine Änderung im Porenwasser und auch in bodennahen Wasserschichten ausschlaggebend sind.

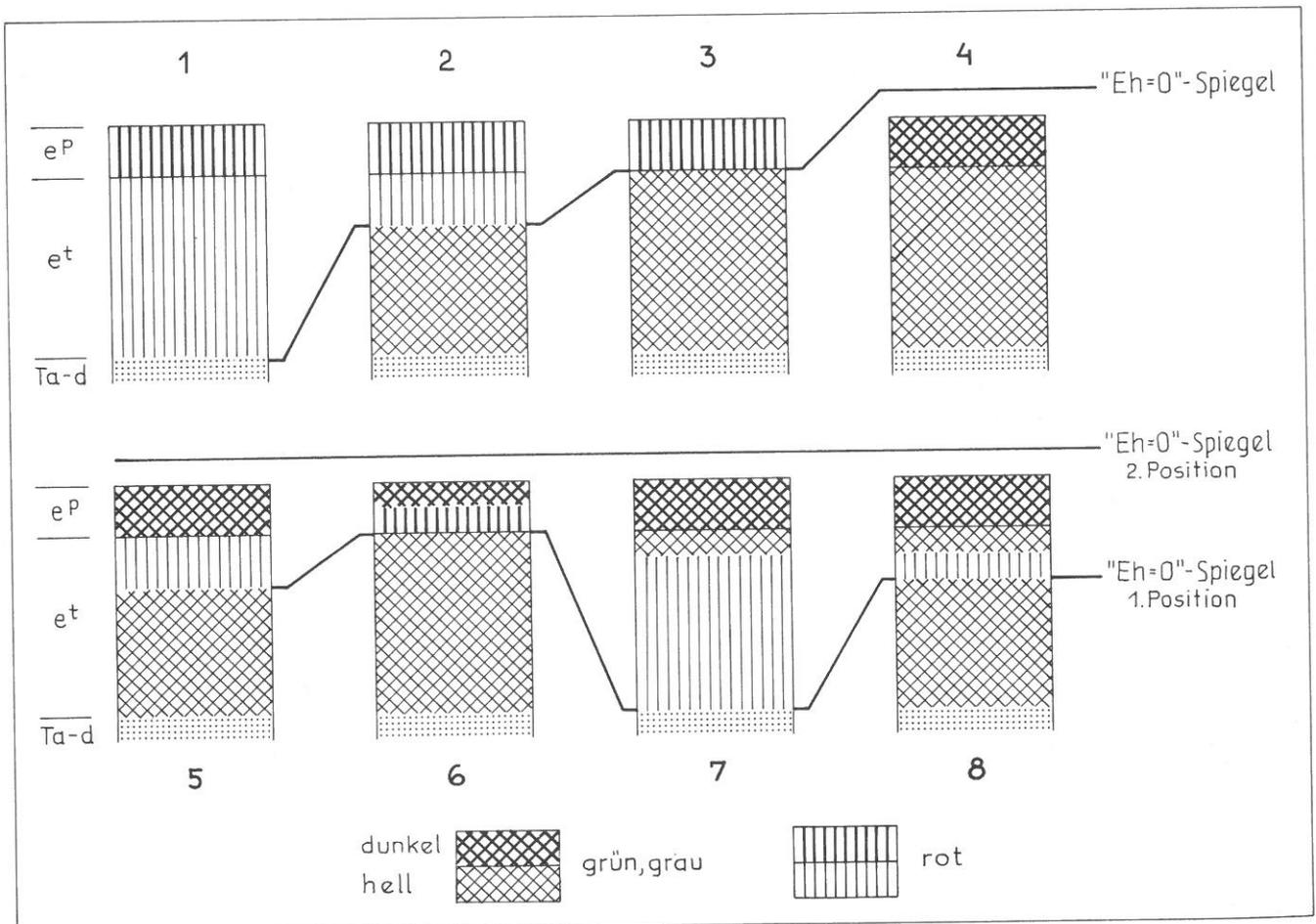


Abb. 13: Schematische Darstellung der Farbabfolgen in den Peliten der Brunnbachschichten. e^t turbiditischer Pelit (Mergel mit durchschnittlich 40 Gew% CaCO_3); e^p hemipelagischer Pelit (Tonstein mit durchschnittlich 4 Gew% CaCO_3). Vgl. FAUPL & SAUER, 1978.

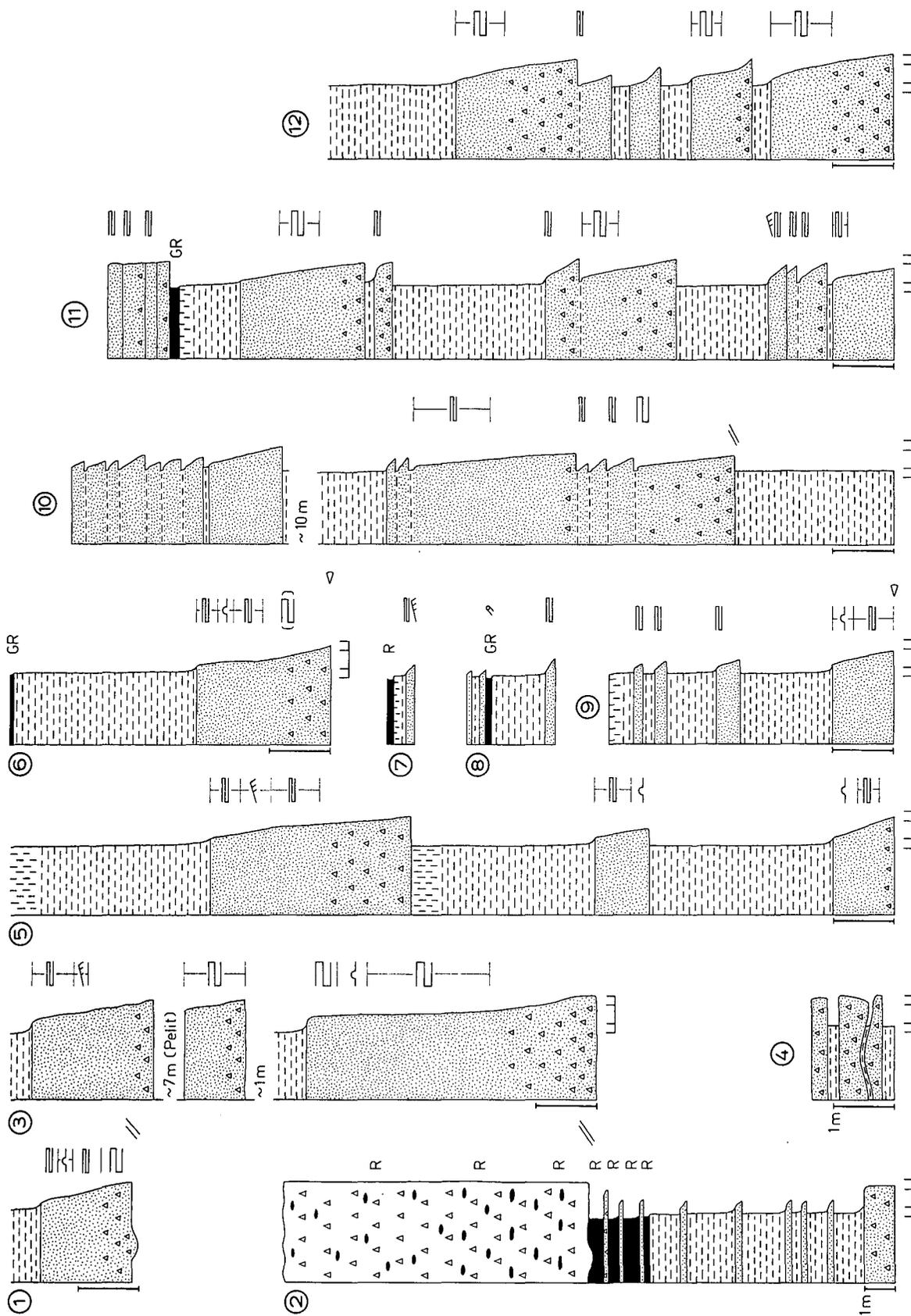


Abb. 14: Brunnbachschichten – Charakteristische Bankprofile der sandstein- und breccienreichen Turbiditfolge. Maßstab jeweils 1 Meter.
 1 – Forststraßenauflauf S' Kronsteiner Alm (Pleißaberg). 2 – Leere sackbachgraben (Weißwassergebiet). 3 – Graben NW Breitenberg (Kt. 1083), Höhe 775 m. 4 – Weißwassergraben. 5 – Breitenberg-W-Hang (Höhe 800 m), Forststraßenauflauf im Graben ca. 1,2 km NW von Mooshöhe (Kt. 846). 6 – Pleißabach, ca. 1 km W' der Kirche von Brunnbach. 7 – Forststraßenauflauf ca. 1,3 km NW Breitenberg (Kt. 1083). 8 – Forststraße am Südhang des Sonnberges, Höhe 770 m. 9 – Graben NW Breitenberg (Kt. 1083), Höhe 930 m. 10 – Weißwassergraben, Straßenauflauf. 11 – Breitenberg-W-Hang (Höhe 800 m), Forststraßenauflauf ca. 1 km NW von Mooshöhe (Kt. 846). 12 – Weißwassergraben, Straßenauflauf. Legende siehe Abb. 15.

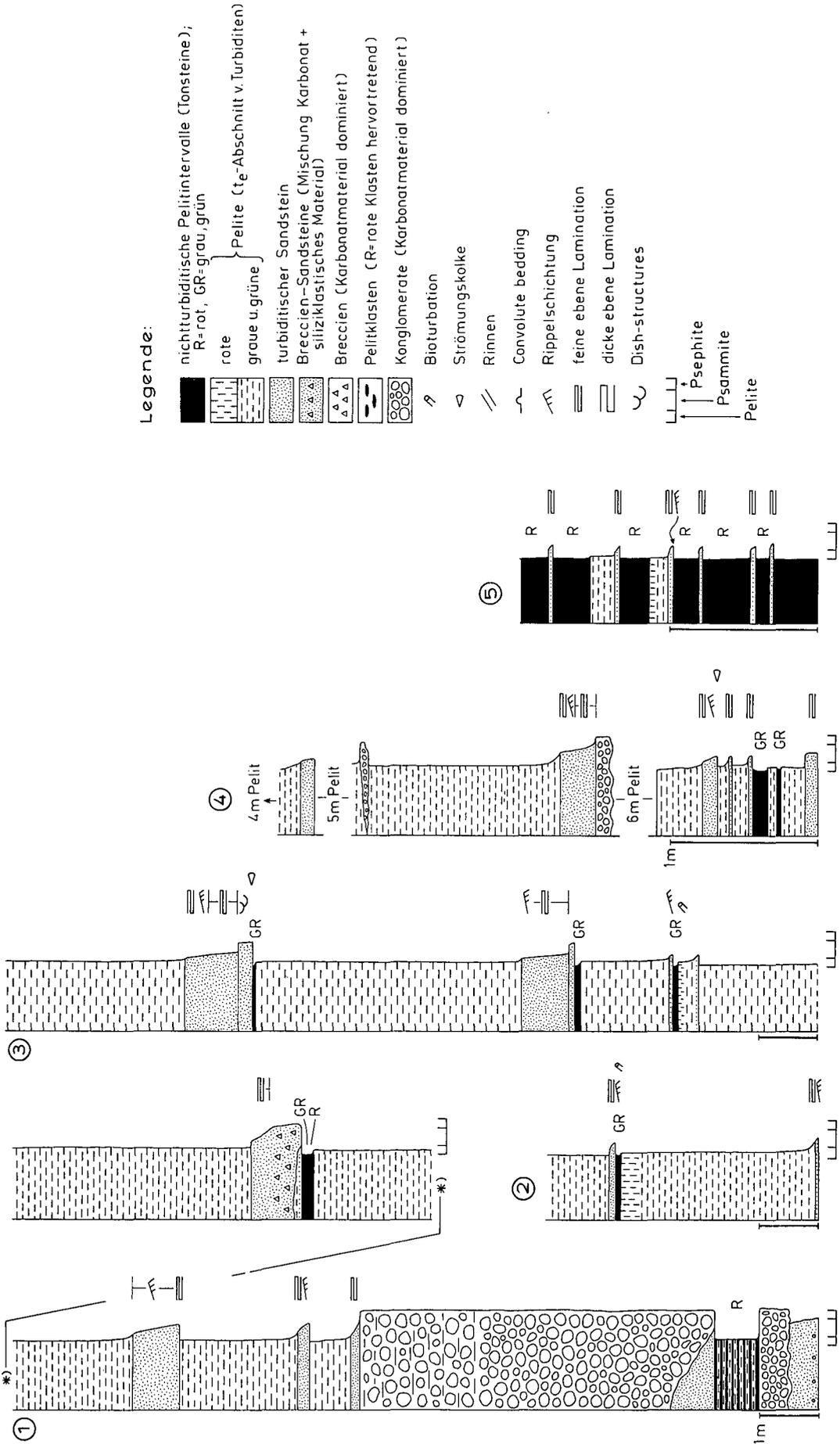


Abb. 15: Brunnbachschichten – Charakteristische Bankprofile der mergelreichen Turbiditfolge. Maßstab jeweils 1 Meter. 1 – Forststraße ca. 500 m W' Gehöft Brunnteiner, NW St. Gallen. 2 – Forststraße Gscheidgraben – Wasserboden, Kehre über „d“ von Wasserboden, ca. 2,5 km W' der Kirche von Brunnbach. 3 – Forststraßenaufschluß im Bereich des Jägerbodens, ca. 1,7 km E' von Anzenbach. 4 – Schaifgraben, ca. 2 km S' der Kirche von Brunnbach. 5 – Lumpfgraben, ca. 100 m unterhalb der Einmündung des Bachgrabens, rund 4 km SSW Großraming.

Über dem $E_h = 0$ -Spiegel ist die Ausbildung von 3-wertigen Eisenverbindungen möglich. Der generell höhere Gesamteisengehalt in den roten Peliten ist darauf zurückzuführen, daß Fe^{2+} auf Grund seiner erhöhten Mobilität im reduzierenden Milieu in den oxidierenden Bereich abwandert. Aus einer Zusammenstellung von Rot-sedimenten von FRANKE & PAUL (1980) geht hervor, daß der Minimalgehalt an Fe_2O_3 , der noch eine Rotfärbung des Sediments hervorruft, bei etwa 2,8 Gew% liegt. Ob helle oder dunklere graue Farben in Peliten vorherrschen, ist vom Gehalt an organischer Substanz abhängig.

Die in Abb. 13 in der oberen Reihe dargestellten Farbfolgen sind durch eine einzige Position des $E_h = 0$ -Niveaus erklärbar. Bei den Farbfolgen in der unteren Reihe muß jedoch nachträglich eine Änderung in der Position eingetreten sein. Die von FRANKE & PAUL (1980, S. 251) gegebene Interpretation für die Farbfolgen in der Gosau, bezugnehmend auf FAUPL & SAUER (1978), wonach vom arenitischen Anteil des Turbidites eine Reduktion ausgeht, trifft nicht die Gegebenheiten, ganz besonders nicht was die Mächtigkeitsdimensionen betrifft. Die von FRANKE & PAUL (1980, Abb. 2) dargestellten wenigen Millimeter und Zentimeter dünnen Reduktionssäume, welche die grobe Fraktion begleiten, konnten vor allem an den dickeren hemipelagischen Intervallen mit zentimeter-dünnen Sandsteineinschaltungen beobachtet werden (Abb. 12). Die dünnen Reduktionsbänder laufen jedoch in den seltensten Fällen parallel zur Schichtung und setzen auch immer wieder aus. Diese Erscheinungen sind jedoch für die hier mitgeteilten Farbfolgen in den teils mehrere Meter mächtigen Peliten der Turbidite, deren Farbgrößen parallel zur Schichtung laufen, nicht ausschlaggebend.

6.2.2. Lithofazielle Unterschiede in den Brunnbachschichten

Wie schon eingangs erwähnt, lassen sich innerhalb der Brunnbachschichten kartenmäßig zwei Turbiditfolgen unterscheiden. Die wichtigsten faziellen Merkmale, die für diese Unterscheidung ausschlaggebend sind, finden sich in Tab. 1 zusammengestellt. Charakteristische Bankprofile sind in den Abb. 14 und 15 dargestellt. Leider waren in beiden Turbiditfolgen längere Profilschnitte nicht erschlossen.

Tabelle 1: Lithofazielle Unterschiede in den Brunnbachschichten

Faziesmerkmal	Sandstein- und breccienreiche Turbiditfolge	Mergelreiche Turbiditfolge
Psammit/Pelit-Verhältnis	1 : 1	1 : 3 bis 1 : 5
Redesimentierte Grobklastika:		
Karbonatbreccien	sehr selten	-----
Polymikte Konglomerate	-----	selten
Feinbreccien bis brecciöse Sandsteine (= Typ "pebbly sandstone" WALKER)	häufig	selten
Klassische Turbidite mit Ta	häufig	selten
Klassische Turbidite ohne Ta	selten	häufig
Nichtturbiditische Intervalle	selten	häufig
Bankamalgamationen	häufig	sehr selten
Bankzyklen	Rinnenzyklen (= thinning upward)	nicht beobachtbar
Schwerminerale	Granatdominanz	Hervortreten von Chromspinell neben Granat

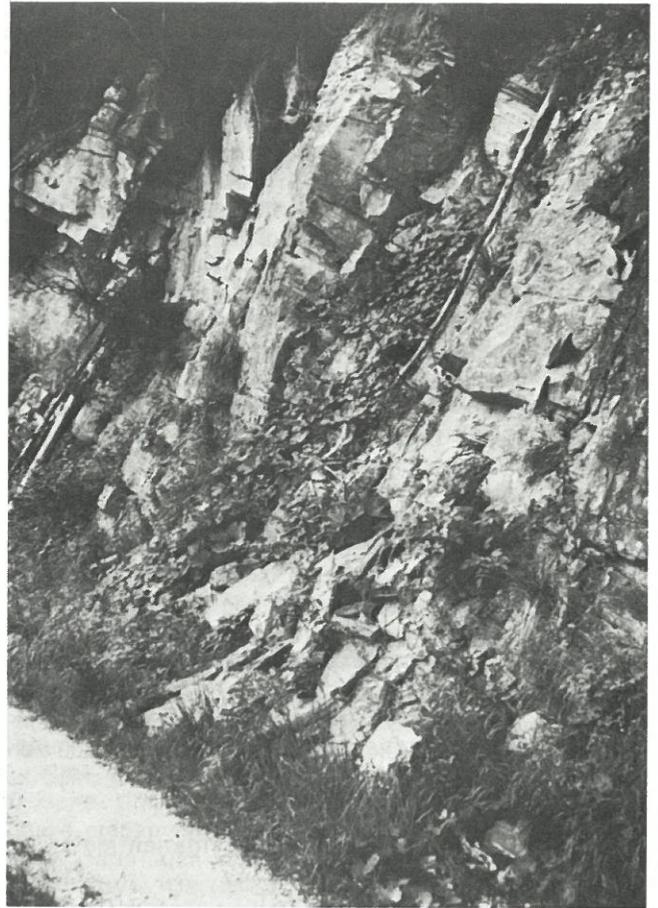


Abb. 16: Sandstein- und breccienreiche Turbiditfolge der Brunnbachschichten. Fazies der feinbrecciösen Sandsteine. Hinweise auf Amalgamationen. Breitenberg-W-Abhang. Höhe des Aufschlusses ca. 4 m.

Eines der augenfälligsten Merkmale ist das Psammit/Pelit-Verhältnis, wobei in diesen Quotienten psephitische Anteile den Sandsteinen zugerechnet wurden. In der sandstein- und breccienreichen Turbiditfolge treten in den Aufschlüssen naturgemäß die härteren, sandsteinreicheren Partien hervor (Abb. 16). Es sind innerhalb dieser Turbiditfolge auch mergelreichere Partien anzutreffen, die jedoch aus Gründen der schlechten Aufgeschlossenheit kartenmäßig nicht dargestellt werden können. Die Angabe des Psammit/Pelit-Verhältnisses mit 1 : 1 versucht diesem Umstand Rechnung zu tragen und ist als Schätzwert zu verstehen. Die Angaben für die mergelreiche Turbiditfolge mit 1 : 3 bis 1 : 5 sind mit noch größerer Unsicherheit behaftet. So liegt der Wert im Südgebiet dieser Folge wahrscheinlich näher bei 1 : 3, im Nordgebiet mehr bei 1 : 5.

Insgesamt betrachtet, handelt es sich bei den Brunnbachschichten um eine pelitreiche Turbiditentwicklung auch unter Einbeziehung der sandstein- und breccienreichen Folge.

Auf die Verbreitung der einzelnen Turbiditfazies wurde bereits bei deren Besprechung eingegangen. Ein besonders auffallendes Unterscheidungsmerkmal ist in dem Hervortreten von Chromspinell neben Granat in der mergelreichen Turbiditfolge zu sehen (siehe auch Kap. 6.3.2).

6.2.3. Paläoströmungsdaten

Zur Bestimmung der Paläoströmungsrichtungen konnten in den Brunnbachschichten in erster Linie Aus-

güsse von Strömungskolken, untergeordnet auch Imbricationsgefüge, Schleifmarken und einige flache Erosionsrinnen ausgewertet werden. Es ließen sich insgesamt 43 Daten gewinnen, bei denen eine Rückführung der tektonischen Verstellung mit Hilfe der Lagerkugel möglich war. Auf eine ganze Reihe von Messungen aus sehr stark tektonisch gestörten Bereichen mußte verzichtet werden. Es kann jedoch generell festgestellt werden, daß besonders die dickbankige Fazies sehr wenige Unterflächenmarken führt.

Die Strömungsdaten belegen eine Sedimentanlieferung aus SE- bzw. SSE-Richtung (Abb. 10). Im Vergleich zu den allerdings wenigen Strömungswerten aus der Tieferen Gosau, die eine Materialanlieferung aus N belegen, kommt der bedeutende fazielle Umschwung zwischen diesen beiden Einheiten auch in den Paläoströmungsdaten zum Ausdruck.

In Abb. 10 sind die Richtungsdaten auch in zwei Diagrammen für den südlichen (Weißwasser–St. Gallen) und den nördlichen Abschnitt (Brunnbach–Lumplgraben) zusammengefaßt und ihr Vektormean der Transportrichtung (Süden: in Richtung 324°; Norden: in Richtung 348°) dargestellt. Die Daten weisen keine sehr große Streuung auf. In beiden Fällen wurden die bipolaren Werte den unipolaren richtungsmäßig zugeordnet. Zwischen der sandstein- und breccienreichen Turbiditfolge und der mergelreichen Turbiditfolge scheint in den Paläoströmungsdaten kein wesentlicher Unterschied zu bestehen.

6.3. Die Zusammensetzung des terrigenen Materials

Die Sandsteine und Feinbreccien der Brunnbachschichten heben sich von den Sandsteinen der Tieferen Gosau durch ihre ungemein polymikte Zusammensetzung ab (Abb. 17), wobei besonders kristalline Schieferbruchstücke dem Gestein ein typisches Gepräge verleihen. Eine quantitative Abschätzung wurde nicht versucht, da dies in einer turbiditischen Fazies mit beträchtlichen Materialsortierungen vom Liegenden zum Hangenden innerhalb einer Bank sehr schwierig ist. Es hat sich gezeigt, daß die Zusammensetzung auch von Bank zu Bank sehr starken Schwankungen unterworfen ist, was die Hauptkomponenten betrifft. Es läßt sich diese einerseits auf primär unterschiedliche Partikelgemische zurückführen, andererseits spielen granulometrische Gegebenheiten eine bedeutende Rolle (siehe auch Kap. Schwerminerale). So steigt in einer gradier-

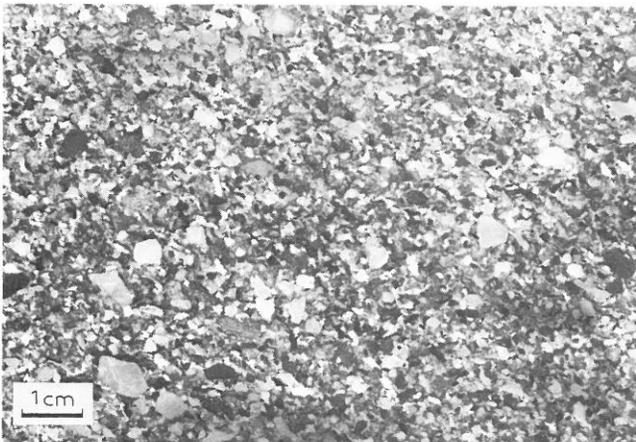


Abb. 17: Polymikte Zusammensetzung der feinbrecciosen Basis einer Turbiditbank aus den Brunnbachschichten (sandstein- und breccienreiche Turbiditfolge). Anschnitt parallel zur Schichtung. Maßstab 1 cm.

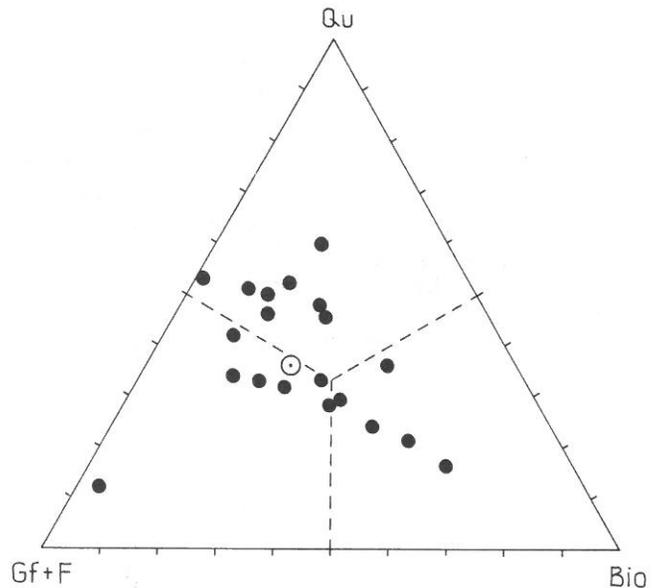


Abb. 18: Zusammensetzung der Sandsteine der Brunnbachschichten. Qu = Mono- und polykristalline Quarze und Hornstein; Gf + F = siliziklastische und karbonatische Gesteinsfragmente sowie Glimmer und Feldspat; Bio = Bioklasten.

ten Bank der Gehalt an detritärem Glimmer im Hangendabschnitt (BOUMA T_{c,d}) beträchtlich an, während der Bioklastengehalt im allgemeinen stark abnimmt.

Das Material der Brunnbachschichten besteht aus einem Gemisch von siliziklastischen Komponenten, terrigenem Karbonat, bei dem Dolomit überwiegt, und Bioklasten. Um die Variationsbreite aufzuzeigen, sind 20 Sandsteine im Dreiecksdiagramm Qu–Gf & F–Bio (Abb. 18) dargestellt.

Aus der Zusammensetzung ist zu entnehmen, daß es sich um ein kompositionell unreifes Sediment handelt. Seiner textuellen Beschaffenheit nach (Matrix, Sortierung, Abrollung-FOLK, 1968) kann es überwiegend als mäßig reif (submature), teils auch unreif (immature) charakterisiert werden. Der Feldspatgehalt (überwiegend Plagioklas) liegt unter 10 Vol%. Dieser Umstand ist weitgehend liefergebietsbedingt, da die Hauptmasse des siliziklastischen Materials von kristallinen Schiefen mit bedeutendem Anteil an epimetamorphen Gesteinen abzuleiten ist, in denen Feldspat eine untergeordnete Rolle spielt.

6.3.1. Hauptkomponenten

Quarz ist sowohl in monokristalliner als auch in polykristalliner Form anzutreffen. Die Verteilung dieser Typen ist stark korngößenabhängig. Die Körner zeigen überwiegend Undulösität bis Subkristallbildung. An den polykristallinen Körnern dominieren verzahnte Korngrenzen. Hornsteinfragmente sind meist in ganz geringer Zahl vorhanden.

Feldspat stellt nur einen untergeordneten Bestandteil dar, wobei Plagioklase vorherrschen.

Unter den siliziklastischen Gesteinsbruchstücken treten besonders Phyllite bis quarzphyllitische Fragmente hervor. Es finden sich darunter auch graphitisch pigmentierte Typen. Aggregate aus Quarz, Muskovit ± Clorit, ± Biotit, ± Plagioklas sind ebenfalls häufig. Größere Plagioklase in solchen Aggregaten lassen eine Füllung erkennen. In manchen Proben treten Tonschieferfragmente neben Phylliten besonders hervor.

Kristallingerölle von einigen Zentimetern Größe konnte nur an wenigen Stellen gefunden werden. Es

handelt sich dabei hauptsächlich um Glimmerschiefer bis gneisartige Gesteinstypen, welche retrograde Metamorphosemerkmale erkennen lassen.

Ihr Hauptmineralbestand umfaßt Quarz, Oligoklas bis Albit, Muskovit und Chlorit. Biotit und Granat sind nur untergeordnet vertreten. Der Plagioklas bildet teilweise Porphyroblasten, in denen vereinzelt auch ein unverlegtes opazitisches Interngefüge zu beobachten ist. An den Plagioklasen ist teilweise eine intensive Trübung und Mikrolithenfüllungen zu bemerken. Der Granat hat eine randliche bis vollständige Umwandlung in Chlorit erfahren; ebenso liegt der Biotit meist nur mehr stark chloritisiert vor. Die Hellglimmer haben postkristallin keine bedeutende Deformation erfahren. In einem Fall war neben der grobschuppigen Hellglimmergeneration noch ein Serizitfilz lagenweise zu beobachten. Eine K/Ar-Datierung an den Hellglimmern von 4 Proben erbrachte Alterswerte zwischen 240 bis 252 Mill. Jahren (vgl. FAUPL & THÖNI, 1981).

Es wurden keine basischen Gesteinsfragmente oder deren metamorphe Derivate (Grünschiefer, Amphibolite) festgestellt. Hingegen fand sich, wenn auch sehr selten, Quarzporphyr sowohl als Geröll als auch als Partikel in etlichen Sandsteinproben, in letzteren häufig nur als Grundmassebruchstücke ohne Einsprenglingsquarze. Beim Quarzporphyr handelt es sich um denselben Typ wie in der Tieferen Gosau. Er wird als umgelagertes Produkt betrachtet.

In Form größerer Gerölle treten auch Sandsteinkomponenten auf. Es handelt sich dabei meist um Subarkosen bis Arkosen, die auf Grund von stark suturierten Quarzkorn Grenzen Anzeichen einer schwachen Metamorphose erkennen lassen. Auffallend sind neben Quarz und Feldspat (überwiegend Mikroklin, Schachbrettalbit) feinkörnige, teils hornsteinartige Fragmente, die als Bruchstücke saurer Vulaknite interpretiert werden. Es könnte sich bei den Metaareniten um Permoskythsandsteine handeln; in einem Geröll wurden typische rosa Quarze makroskopisch beobachtet.

Hellglimmer und Biotit (meist gebleicht, teilweise chloritisiert) treten vor allem in feinkörnigen Partien turbiditischer Sandsteine auf. Glaukonit ist nur als untergeordneter Bestandteil vertreten.

Der Gehalt an karbonatischen Gesteinsbruchstücken ist in den feinsandigen Partien im allgemeinen hoch, hingegen in den Sandsteinen niedrig. Häufig dominiert Dolomit, der bis über 50 Vol% des Gesteins aufbauen kann. Es sind jedoch auch Sandsteine zu beobachten,

denen karbonatische Gesteinsfragmente vollkommen fehlen. Mit größerer Häufigkeit wurden auch Kieselkalke (?Jura) und Calpionellenkalk (Tithon-Neokom) beobachtet. Untergeordnet wurden auch nicht weiter zuordenbare peloid- und crinoidenführende Wackestones sowie Kalkmikrite identifiziert.

Der Gehalt an biogenen Komponenten liegt im Durchschnitt bei rund 25 Vol%, er kann im Einzelfall auch 50 Vol% übersteigen. Als häufigste Bioklasten treten Bilvalvenschalenfragmente, darunter viele dickprismatische wie bei *Inoceramus*, weiters Corallinaceen, Crinoidenspat, Großforaminiferen (Orbitoiden) und Bryozoen auf. Untergeordnet finden sich Foraminiferen (Globotruncanen, miliolidschalige und agglutinierende Formen), Korallen-, Grünalgen- und Schwammbruchstücke. Oft ist ein beträchtlicher Teil der Bioklasten so intensiv rekristallisiert, daß eine Zuordnung nicht mehr möglich ist.

6.3.2. Schwerminerale (Spitzenbach- und Brunnbachschichten)

Die Gosau der Weyerer Bögen, insbesondere das Weißwassergebiet bei Unterlaussa, ist jener Bereich im Ostalpin, wo WOLETZ (in RUTTNER & WOLETZ, 1956) den Schwermineralumschlag von chromspinellreichen Spektren der Tieferen Gosau in granatreiche, praktisch chromspinelfreie Spektren in stratigraphisch höheren Anteilen zum ersten Mal beobachtete. Dieser charakteristische Umschlag, welcher mit der Wende Unter-/Ober-Campan stratigraphisch fixiert werden konnte, wurde dann auch in den anderen Gosaubecken gefunden (WOLETZ, 1963). Die Untersuchungen von WOLETZ im Weißwassergebiet konnten durch die eigenen Untersuchungen im wesentlichen bestätigt werden, wobei bei Vergleichen die unterschiedlichen Korngrößenspektren bei der Schwermineralseparation beachtet werden müssen (WOLETZ: 0,05–0,1 mm; hier 0,063–0,4 mm).

Die Tiefere Gosau führt Chromspinell und Zirkon als Hauptschwermineralkomponente. Die Durchschnittswerte aus 36 Analysen liegen für Chromspinell bei 36 Korn% (s ± 30) und für Zirkon bei 42 Korn% (s ± 24). Es kann festgestellt werden, daß die Chromspinellgehalte im allgemeinen in den dünnen Sandsteinbänken der Weißwasserschichten deutlich höher sind als in den tieferen Serien.

Bei der Interpretation der Schwermineralführung der Spitzenbachschichten muß zwischen den turbiditischen Sandsteinen und den Kalkareniten der einsedi-

Tabelle 2: Die Schwermineralführung der Brunnbach- und Spitzenbachschichten. Durchschnittswerte und Variationsbreite in Korn-%.

	Zirkon	Turmalin	Rutil	Apatit	Granat	Chloritoid	Chromspinell	Andere Min.
1. Spitzenbachschichten (5 Analysen)	16 (11–18)	10 (6–17)	5 (3–8)	34 (28–42)	4 (1–8)	22 (12–29)	7 (0–28)	2 (0–4)
2. Brunnbachschichten								
2.1. Sandstein- und breccienreiche Turbiditfolge – Weißwassergebiet (13 Analysen)	14 (1–29)	9 (1–17)	7 (1–11)	10 (2–27)	50 (12–87)	7 (0–12)	1 (0–2)	2 (0–8)
2.2. Sandstein- und breccienreiche Turbiditfolge – Brunnbach- und Lumpgrabengebiet (13 Analysen)	11 (3–19)	3 (0–6)	6 (0–13)	4 (1–8)	70 (46–91)	3 (0–8)	2 (0–12)	1 (0–5)
2.3. Mergelreiche Turbiditfolge – Brunnbach- und Lumpgrabengebiet (13 Analysen)	10 (1–20)	4 (0–11)	5 (1–15)	8 (0–28)	36 (2–90)	4 (1–18)	31 (2–79)	1 (0–3)
2.4. Mergelreiche Turbiditfolge – St. Gallen bis Unterlaussa (13 Analysen)	13 (8–18)	8 (4–17)	5 (1–12)	13 (5–32)	38 (3–69)	9 (0–18)	11 (1–58)	3 (1–8)

Korngrößenspektrum: 0,4–0,063 mm.

mentierten Schollen unterschieden werden. Von insgesamt 6 Proben aus den Kalkarenitschollen erbrachten nur 2 auswertbare Präparate. Es handelt sich dabei im wesentlichen um chromspinellreiche Spektren (rund 60 %), die von Zirkon und Turmalin begleitet werden, und die Granat nur akzessorisch führen. Eine so beschaffene Zusammensetzung, wie auch das Fehlen von Chloritoid, stützen die Vorstellung, daß es sich bei diesen Schollen um resedimentierte Sandsteine aus der Schichtfolge der Tieferen Gosau handelt.

In 5 Analysen (Tab. 2) aus den feinkörnigen Turbiditsandsteinlagen der Spitzenbachschichten dominiert Apatit mit durchschnittlich 34 % begleitet von Zirkon-Turmalin-Rutil mit zusammen 31 %. Auffallend ist der Chloritoidgehalt mit 22 %. Granat tritt stark zurück. Der Chromspinellgehalt schwankt stark zwischen 0–28 %. vergleicht man diese Analysenwerte mit solchen aus den Brunnbachschichten, so fällt der Granatmangel besonders ins Auge. An den Turbiditsandsteinbänken der Brunnbachschichten zeigt sich, daß mit feinerwerdender Korngröße sich das Verhältnis Granat/Apatit deutlich zu Gunsten von Apatit verschiebt. Chloritoid ist auch in den Brunnbachschichten vertreten, wenn auch nicht in einem solche hohen Umfang. Dieses Mineral signalisiert einen erhöhten Anteil an epimetamorphen (phyllitischen) Gesteinsfragmenten in der siliziklastischen Sandfraktion. Eine stärkere Beteiligung von epimetamorphen Gesteinen im Liefergebiet würde eine primär niedrigen Granatgehalt bedingen. Der Chromspinell mit stark schwankenden Gehalten läßt sich unter Umständen als Aufarbeitungsprodukt aus der Tieferen Gosau ableiten, da in den Spitzenbachschichten, wie zahlreiche Pelitklasten und Kalkarenitsandsteinschollen zeigen, Resedimentationsprozessen eine große Bedeutung zukommt.

Für die Beurteilung der Schwermineralführung der Brunnbachschichten wurden die Analysen sowohl nach Gebieten als auch nach ihrer lithofaziellen Entwicklung getrennt. In Tab. 2 werden die Mittelwerte und Variationsbreiten der Mineralgehalt mitgeteilt.

Bevor auf die Analysenwerte eingegangen wird, soll auf die Problematik bei der Probennahme in Turbiditen kurz hingewiesen werden. In den gradierten Bänken erfahren auch die Schwerminerale eine Klassierung. So ist der Schwermineralgehalt im Liegenden der Bänke höher als im Hangenden. In den T_d -Abschnitten ist es oft überhaupt schwierig, ein repräsentatives Spektrum von ca. 200 transluzenten Körnern zu erhalten. Da die einzelnen Schwermineralsorten unterschiedliche Korngrößen aufweisen, sind sie in den einzelnen Abschnitten einer Turbiditbank auch unterschiedlich verteilt. So sind Zirkon, Turmalin, Rutil und Apatit im Hangenden stärker angereichert. Granat verhält sich umgekehrt. Bei Turbiditen ist jedoch auch zu erwarten, daß im turbiditischen Schüttungskörper eine horizontale Korngrößenklassierung vom proximalen zum distalen Bereich existiert, dem die Schwerminerale ebenfalls folgen.

Bei den Turbiditbänken wurden die Proben immer vom basalen Abschnitt entnommen, allein schon deshalb, um Präparate mit auswertbaren Schwermineralgehalten zu erhalten. Bei allen Vergleichen stellt sich jedoch immer auch die Frage, ob beobachtbare Unterschiede allein auf granulometrischen Einflüssen beruhen, oder ob primäre Unterschiede in der Materialzusammensetzung zum Tragen kommen.

Die beiden turbiditischen Folgen der Brunnbachschichten unterscheiden sich in der Schwermineralfüh-

rung deutlich (Tab. 2). Die Schwermineralproben aus der sandstein- und breccienreichen Turbiditfolge sind untereinander gut zu vergleichen, auch was eine Gegenüberstellung der Proben aus dem Weißwassergebiet mit dem nördlich davon gelegenen Brunnbach- und Lumpfgrabengebiet betrifft. Die hier mitgeteilten Daten lassen sich ebenfalls mit jenen von RUTTNER & WOLETZ (1956) aus dem Weißwassergebiet veröffentlicht gut vergleichen. Allerdings hat WOLETZ damals keinen Chloritoid beobachtet. Unter Ausklammerung von Chloritoid beträgt der Rangkorrelationskoeffizient nach SPEARMAN $R^* = +0,79$ (WOLETZ-Daten) mit Weißwasser-Daten) und $R^* = +0,84$ (WOLETZ-Daten mit Brunnbach- und Lumpfgraben-Daten). Die Proben dieser Lithofazies zeichnen sich durch eine deutliche Granatvormacht und das fast vollständige Fehlen von Chromspinell aus. In der Hälfte aller Präparate war überhaupt kein Chromspinell nachweisbar, sonst sind es nur wenige Prozent. Im Gebiet Brunnbach-Lumpfgraben fallen nur zwei Proben etwas aus dem Rahmen.

Die mergelreiche Turbiditfolge zeigt durch das auffällige Vorkommen von Chromspinell deutliche Abweichungen von Schwermineralproben aus altersäquivalenten Gosauablagerungen. Auch in diesen Proben herrscht Granat vor. Chloritoid ist mit wenigen Prozenten ein charakteristisches Begleitmaterial. Das Verhältnis Apatit/Granat ist gegenüber der sandstein- und breccienreichen Turbiditfolge etwas zu Gunsten von Apatit verschoben.

Da es sich bei der mergelreichen Turbiditfolge um eine distale Turbiditfazies mit feineren Korngrößen im Basalabschnitt der Sandsteinbänke handelt, wurde die Frage untersucht, ob das Hervortreten von Chromspinell nicht allein durch die Art der Probennahme an der Basis der Bänke verursacht ist. Zu diesem Zwecke wurde im Gebiet von Weißwasser an fünf typischen Bänken der sandstein- und breccienreichen Turbiditfolge neben den basalen Abschnitten auch die Hangendpartie untersucht. In diesen Hangendpartien waren vergleichbare granulometrische Bedingungen gegeben wie an der Basis etlicher Bänke aus der mergelreichen Turbiditfolge. Es hat sich jedoch gezeigt, daß in der proximalen Fazies auch in den Hangendpartien Chromspinell nur akzessorisch auftritt. Hingegen hat die Zirkon-Turmalin-Rutilgruppe, aber auch der Apatit, wie auf Grund der granulometrischen Gegebenheiten zu erwarten war, eine deutliche Anreicherung auf Kosten von Granat erfahren. Es kann daher mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß der Chromspinellreichtum der mergelreichen Turbiditfolge nicht auf granulometrische Einflüsse zurückzuführen ist, sondern ein davon unabhängiges Faziesmerkmal darstellt.

In der mergelreichen Turbiditfolge der Brunnbachschichten ist somit der in den Gosauablagerungen sonst generell feststellbare Schwermineralumschlag von chromspinellreichen Spektren zu granatreichen Spektren, ohne Chromspinell, an der Wende Unter-/Ober-Campan durchbrochen. Chromspinell ist auch in den paläogenen Gießhübler Schichten, welche den Brunnbachschichten faziell sehr nahe stehen, nachgewiesen (SAUER, 1980). DIETRICH & FRANZ (1976, S. 96) und HESSE (1982, S. 475) geben Hinweise auf erhöhte Chromspinellgehalte in Maastricht-Dan-Ablagerungen der Reichenhaller und Kössener Gosau. Aus dem Eozän von Untersberg berichtet WOLETZ (1963, Tab. 6) über geringe, jedoch regelmäßige Chromspinellführung.

Die Frage, ob es sich bei diesem Chromspinell, ähnlich wie in den Spitzenbachschichten, um ein Aufarbeitungsprodukt aus älteren Gosauablagerungen handeln könnte, läßt sich nicht mit Sicherheit beantworten. Es sind in dieser Fazies, wie überhaupt in den gesamten Brunnbachschichten, nur ganz wenige Hinweise auf solche Umlagerungen von Material der Tieferen Gosau bekannt. Es dominiert vielmehr siliziklastisches Material metamorpher Herkunft, wie es aus der Tieferen Gosau unbekannt ist. Chromspinell, der in der mergelreichen Turbiditfolge so hohe Gehalte erreichen kann wie in der Tieferen Gosau, läßt sich daher nur schwer als Umlagerungsprodukt erklären. Es wird vielmehr anzunehmen sein, daß der Chromspinell zusammen mit dem metamorphen Detritus (Granat, Apatit, Chloritoid) aus Süden angeliefert wurde.

6.4. Das sedimentäre Milieu der Brunnbachschichten

Vergleicht man die beiden Turbiditfolgen der Brunnbachschichten deren Tiefwassercharakter auf Grund der Faziesmerkmale gegeben ist, so läßt sich die sandstein- und breccienreiche Turbiditfolge als relativ proximale, die mergelreiche Folge als relativ distale Bildung einordnen. Das Paläoströmungsmuster weist auf eine Sedimentverteilung in einem Tiefseefächersystem hin, das annähernd quer zum vermuteten Beckenstreichen orientiert ist. Für die Interpretation des sedimentären Environments sind neben der Turbiditfazies die auftretenden Bankzyklen von großer Bedeutung. Für das Erkennen solcher Zyklen ist jedoch ein möglichst umfangreicher Einblick in die Schichtfolgen vonnöten, der in diesem Untersuchungsgebiet auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht in dem gewünschten Maße zu erhalten ist. Dennoch konnten in der sandstein- und breccienreichen Turbiditfolge Banksequenzen beobachtet werden, die gegen das Hangende zu dünner werden (thinning upward) und meist in derselben Richtung auch eine Korngrößenabnahme (fining upward) erkennen lassen (z. B. Abb. 14, Profil 9, 12). Solche Bankfolgen sind für Rinnenfüllungen charakteristisch (vgl. MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972, 1975; WALKER & MUTTI, 1973; RICCI LUCCHI, 1975). Es handelt sich in den Brunnbachschichten um flache Rinnen von einigen Metern Tiefe, wie sie im inneren Bereich des mittleren Abschnitts von Tiefseefächern auftreten, folgt man den Modellen von KRUIT et al. (1975), NORMAK (1978) und WALKER (1978). Bankfolgen mit entgegengesetztem Trend (thickening and coarsing upward), wie sie für suprafan lobes des Midfan kennzeichnend sind, konnten in den Brunnbachschichten nicht nachgewiesen werden. Möglicherweise stecken solche Zyklen in der mergelreichen Turbiditfolge.

Die schlammreichen Bänke der mergelreichen Turbiditfolge lassen sich energieärmeren Abschnitten eines Tiefseefächers zuordnen. Nach PIPER (1978) sind gradierte turbiditische Schlammte mit besonders in Tiefseefächertälern und in äußeren Abschnitten von Tiefseefächern verbreitet. Vereinzelt dickere sandreichere Einschaltungen in dieser Folge können als Bildung von seltenen, jedoch besonders energiereichen gravitativen Resedimentationsprozessen betrachtet werden, die gelegentlich über den eigentlichen Suprafan hinaus weit ins Becken vorstoßen können.

Profilabschnitte, in denen hemipelagische Tonsteine, wie in Abb. 15, Profil 5, dominieren, repräsentieren ent-

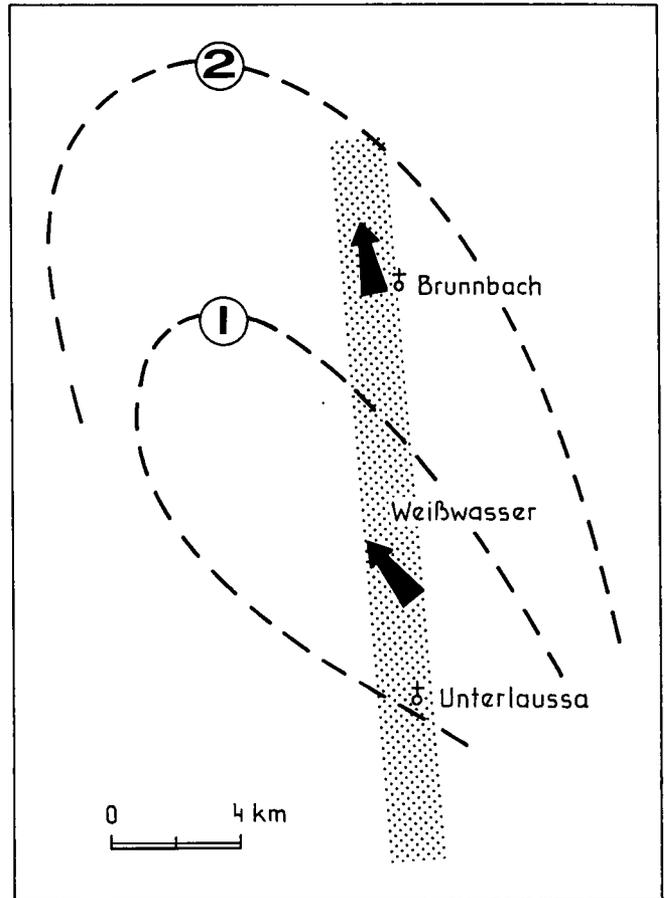


Abb. 19: Schematische Darstellung der Lage und vermuteten Abgrenzung der rinnendominierten Midfan-Entwicklung (= sandstein- und breccienreiche Turbiditfolge) der Brunnbachschichten im tieferen Profilabschnitt (1) sowie deren Ausweitung nach Norden (2) im höheren Abschnitt.

weder Sedimente aus über längere Perioden inaktive Fächerregionen oder Bildung der Beckenebene, die nur mehr von einzelnen distalen Turbiditläufern erreicht werden. Auf die Möglichkeit, daß in solchen Abschnitten zeitweilig Bodenströmungen turbiditische Pelitmaterial entfernt haben könnten, wurde bei der Behandlung der nichtturbiditischen Intervalle bereits hingewiesen. Die Kalkarmut der hemipelagischen Intervalle weist darauf hin, daß der Großteil des Tiefseefächersystems unter dem lokalen Calcit-Kompensationsniveau des Beckens gelegen hat (siehe Kap. 6.2.1.), Bedingungen, die auch in den Gosaubecken von Kössen (HERM & BUTT, 1975) und in den Gießhübler Schichten (FAUPL & SAUER, 1978; SAUER, 1980) erreicht wurden.

In Abb. 19 wurde in schematischer Weise versucht, die Ausweitung des mittleren Tiefseefächerbereiches nach Norden darzustellen. Im stratigraphisch tieferen Anteil der Brunnbachschichten ist die Midfan-Entwicklung (= sandstein- und breccienreiche Turbiditfolge) auf den mittleren Abschnitt der Gosau der Weyerer Bögen (Weißwassergebiet) beschränkt und wird von schlammreicheren Ablagerungen des Fächers flankiert. Im höheren Teil der Brunnbachschichten erfährt sie eine Ausweitung nach Norden und übergreift dort die mergelreichen Bildungen des äußeren Fächers. Ob diese Entwicklung auch den Südschnitt (Unterlaussa-St. Gallen) betroffen hat, kann nicht entschieden werden, da die Brunnbachschichten dort wesentlich geringmächtiger erhalten sind, was wahrscheinlich auf ei-

ne tektonische Amputation des Hangenden zurückzuführen ist. Mergelreichere Abschnitte innerhalb der sandstein- und breccienreichen Turbiditfolge deuten darauf hin, daß es immer wieder zu Verlagerungen des aktiven Suprafans gekommen ist, sodaß diese mergelreichen Abschnitte Zwischenrinnenbereiche mit geringerer, sedimentärer Aktivität verkörpern.

Unterschiede in der Schwermineralführung der beiden Turbiditfolgen, bedingt durch das Hervortreten von Chromspinell in der mergelreichen Serie (vgl. Kap. 6.3.2.) sprechen dafür, daß nicht nur ein einziges Schüttungszentrum aktiv gewesen ist. Es ist vielmehr vorstellbar, daß die Midfan-Entwicklung von einer einzelnen Zufuhrinne gespeist wurde, während die distale Fazies ihr Material aus einer davon getrennten Rinne empfangen hat. Demnach wären die Brunnbachschichten als Bildung eines etwas komplexeren Tiefseefächersystems zu verstehen.

Als Beispiel, wo auf Grund von petrographischen Daten zwei Liefergebiete für die Zusammensetzung des klastischen Materials verantwortlich sind, sei der Schlierenflysch in der Schweiz (WINKLER, 1981) erwähnt. Zwei getrennte Schüttungszentren wurden auch auf Grund von Schwermineral- und Paläoströmungsdaten für die Sievinger Schichten des Wienerwaldflysches angenommen (FAUPL et al., 1970).

7. Zur Entwicklungsgeschichte der Flyschgosau der Weyerer Bögen

Zur Flyschgosau werden auf Grund ihrer lithofaziellen Ausbildung die Nierentaler, Spitzenbach- und Brunnbachschichten zusammengefaßt. Sie überlagern die teils steilachsrig gefaltete Tiefere Gosau. Mächtigkeit und Verbreitung der einzelnen Schichtglieder sind in einem schematischen N-S-Schnitt dargestellt (Abb. 20).

Die Tiefere Gosau durchläuft in mehreren Schritten eine Entwicklung von limnisch-fluviatilen Serien über litorale Bildungen zu einer vollmarinen neritischen Serie. Die Sedimentanlieferung erfolgt während dieser Zeit, durch einige Paläoströmungsdaten belegt, von Norden her. So weisen auch in der Brandenberger Gosau (HERM et al., 1979) die faziellen Beziehungen zwischen nördlicher und südlicher Fazies auf ein im Norden gele-

genes Abtragungsgebiet hin. ERKAN (1973) leitet die quarzporphyreichen Schüttungen der niederösterreichischen Gosauvorkommen ebenfalls von einem nördlichen Herkunftsgebiet ab. Das auffallendste exotische Material in den Konglomeraten der Tieferen Gosau bilden die Quarzporphyre (vgl. auch AMPFERER & OHNE-SORG, 1910), sowie Chromspinell als Schwermineral in den Sandsteinen. In ihrer Untersuchung über den ophiolithischen Detritus in santonen Gosauschichten haben DIETRICH & FRANZ (1976) das Material ebenfalls aus einem Gebiet nördlich der Kalkalpen hergeleitet. Dieses im Norden der Kalkalpen gelegene Abtragungsgebiet wird je nach paläogeographischer Position als ultrapienidischer oder rumunischer Rücken bezeichnet. Als Sedimentliefergebiet ist dieses paläogeographische Element seit der Mittelkreide aktiv (vgl. TOLLMANN, 1963, 1977; OBERHAUSER, 1973, 1980; FAUPL, 1978).

Mit der Faltung und anschließenden Abtragung großer Teile der Tieferen Gosau, die bis in das Ober-Santon reicht, erlischt in dem Gebiet der Gosau der Weyerer Bögen der sedimentäre Einfluß dieses nördlich der Kalkalpen gelegenen Elements.

Diese Phase der aktiven Beckenumgestaltung in Richtung einer klastischen Tiefwasserfazies dürfte in den Spitzenbach- und Nierentaler Schichten überliefert sein. In dieser initialen Phase hat sich im Bereich der Gosau der Weyerer Bögen ein nordfallender Beckenhang entwickelt, dessen mergelreiche Fazies uns in Form der Nierentaler Schichten reliktsch erhalten ist. Der aktive, in fortwährender Umgestaltung befindliche Hangbereich war durch Bruchtreppen gegliedert. In Verbindung mit solchen Bruchtreppen entwickeln sich in Form der Spitzenbachschichten lokal submarine Schuttkegel und Schuttfächer, wobei fast ausschließlich kalkalpiner Karbonatschutt neben aufgearbeitetem Material der Tieferen Gosau sedimentiert wurde. Terrigeniziklastisches Material war in dieser frühen Phase noch in völlig untergeordneter Weise beteiligt, obwohl sich in den Schwermineralien bereits das charakteristische metamorphe Spektrum abzeichnet.

Die weitere Eintiefung des Beckens bis unter die CCD sowie eine damit in Zusammenhang stehende weitere Rückverlegung des Hanges nach Süden dürfte das transgressive Übergreifen der Brunnbachschichten eingeleitet haben. Die Schichten der Übergangsphase

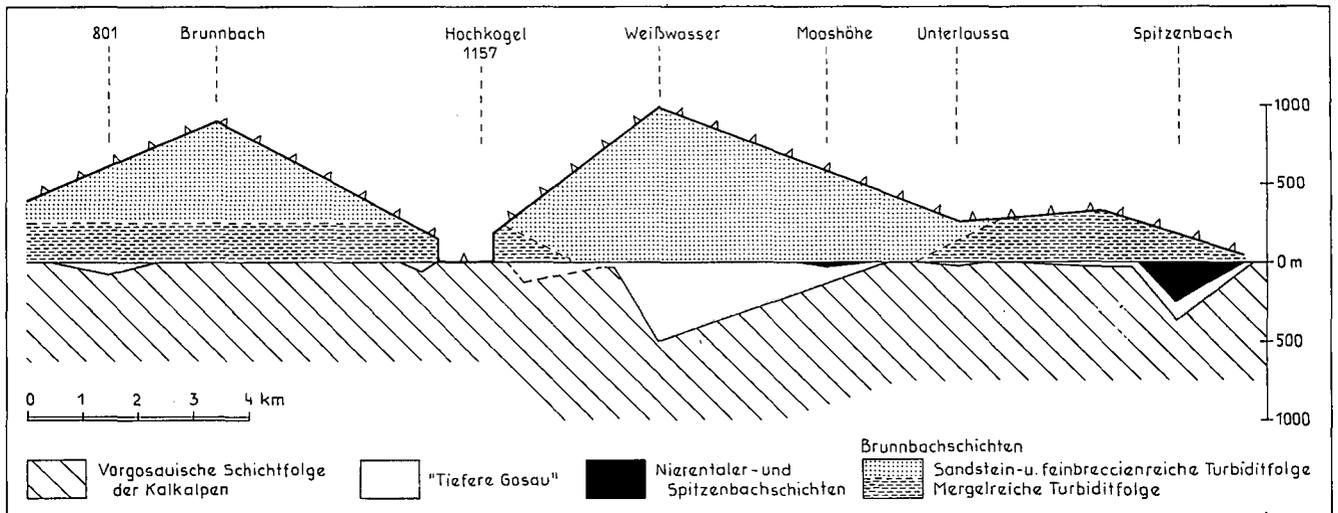


Abb. 20: Mächtigkeiten in den Gosauablagerungen der Weyerer Bögen, bezogen auf die Basis der Brunnbachschichten, dargestellt in einem N-S-Profil. Die bedeutenden Mächtigkeitsunterschiede in den Brunnbachschichten sind durch die tektonische Amputation im Zuge der postgosauischen Tektonik bedingt.

(Nierentaler und Spitzenbachschichten) sind selbst nur relikthaft erhalten geblieben. Mit den Brunnbachschichten gelangen nun aus dem Süden auch bedeutende Mengen von exotischem Material ins Becken, das in einem Tiefseefächersystem verteilt wurde.

Parallel zu dieser für die Weyerer Bögen skizzierten Entwicklungen finden sich in der Brühl-Altenmarkter Gosauzone des südlichen Wienerwaldes, die ebenfalls der Lunzer Decke auflagert, vergleichbare Schichten (vgl. WESSELY, 1974; PLÖCHINGER & PREY, 1974; SAUER, 1980). Auch dort setzt über dem Coniac-Santon diskordant eine bunte Mergelentwicklung mit gelegentlich grobklastischen Einschaltungen ein, welche mit den Nierentaler und Spitzenbachschichten verglichen werden kann. Diese Serien finden im Osten jedoch eine etwas größere regionale Verbreitung und reichen stratigraphisch bis ins Maastricht. Die Spitzenbachschichten lassen sich mit solchen Lokalschutteinschaltungen, andererseits aber auch mit den von SAUER (1980) als „brekzienreiche Serie“ der Unteren Gießhübler Schichten beschriebenen Gesteinsfolge vergleichen. Wie im Bereich der Gosau der Weyerer Bögen so übergreifen im Bereich des Wienerwaldes die Gießhübler Schichten als lithofazielles Äquivalent der Brunnbachschichten diskordant die älteren Ablagerungen. Aus der Sicht dieser beiden Gosauvorkommen wird die Fazies der exotikareichen Flyschgosau gegen Osten zu jünger. Auf die große lithofazielle Ähnlichkeit hat bereits OBERHAUSER (1963, S. 46) hingewiesen.

Unter dem Begriff „intragosausches Ereignis“ (Intragosausche Phase – OBERHAUSER, 1973) lassen sich in der Gosau der Weyerer Bögen Faltung und Abtragung der Tieferen Gosau sowie die damit verbundene Beckenumgestaltung bis zum Einsetzen der Brunnbachschichten zusammenfassen. Die Faltungs- und Abtragsperiode ist auf den Zeitabschnitt zwischen Santon und dem Einsetzen der Spitzenbach- und Nierentaler Schichten im höheren Unter-Campan bis Unteres Ober-Campan (OBERHAUSER & FAUPL, 1982) eingeeengt. Die Brunnbachschichten setzen im Bereich der Weyerer Bögen-Gosau wahrscheinlich im Unter-Maastricht ein, so daß für das gesamte intragosausche Ereignis der Zeitabschnitt des Campan (84–72 Mill. J., ODIN et al., 1982) zur Verfügung steht. Demgegenüber umfaßt die Tiefere Gosau nur etwa 5 Mill. Jahre, die Brunnbachschichten zwischen 7 und 10 Mill. Jahre.

Das detritische Material der Flyschgosau erlaubt eine weitgehende Rekonstruktion der Zusammensetzung des südlich des Gosaubeckens gelegenen Liefergebietes. Auf Grund der Komponenten lassen sich drei Elemente unterscheiden: Ein Hinterland aus kristallinen Gesteinen, kalkalpine Sedimentreste sowie ein Meereschelf mit Corallinaceen- und Bryozoen-Biohermen. Orbitoiden bildeten ebenfalls Bestandteile dieser Biozoosen. Aus dem Paläozän ist ein solcher „Riffgürtel“ weithinreichend bekannt (HAGN, 1971, 1972, 1976; LEIN, 1982).

Das kristalline Material, das anfänglich noch spärlich, dann aber mit dem Einsetzen der Brunnbachschichten in reichlichem Ausmaß aus Süden angeliefert wurde, weist einen schwachen bis mittleren Metamorphosegrad auf. Es dominieren Phyllite sowie Glimmerschiefer bis Paragneise. Die epimetamorphen Gesteine sind für den deutlichen Chloritoidgehalt in der Schwermineralfraktion verantwortlich, die mesometamorphen Gesteine in erster Linie für den Granat und Apatit. An den mesometamorphen Komponenten lassen sich deutlich retro-

grade Metamorphosemerkmale, wie Chloritisierung von Granat und Biotit beobachten. Die Untersuchung der Hellglimmer (vgl. Kap. 6.3.1.) mit der K/Ar-Methode hat Alterswerte zwischen 252 und 240 Mill. Jahre erbracht. FAUPL & THÖNI (1981) halten eine Interpretation dieser radiometrischen Daten dahingehend für am wahrscheinlichsten, daß variszische gesproßte Hellglimmer im Zuge der frühalpiner, mittelkretazischen (um 90 Mill. J., vgl. HAKESWORTH, 1976; THÖNI, 1982; KRÁLIK, 1982) Metamorphose eine schwache Verjüngung erfahren haben (Interpretation als Mischalter). Die retrograden Metamorphoseerscheinungen könnten bereits der frühalpiner Metamorphose zugeordnet werden, wobei an dem Gesteinsmaterial kaum eine damit verbundene deutlich sichtbare Durchbewegung des Gefüges zu beobachten ist. Es sind nach dieser Interpretation zur Zeit des Maastricht südlich der Kalkalpen bereits ostalpine Gesteinszonen mit ersten Anzeichen frühalpin metamorpher Überprägung zur Abtragung gelangt. Im rezenten Abtragungsniveau des ostalpinen Kristallins herrschen weitverbreitet Hellglimmeralter um 75–80 Mill. Jahre vor, die als Abkühlungsalter der frühalpiner Metamorphose verstanden werden. Zur Zeit der „Flyschgosau“ muß daher ein wesentlich höheres Niveau des ostalpinen Kristallins zur Abtragung gelangt sein. Daß die regionale Verbreitung der 75–80 Mill. Jahr-Alter im ostalpinen Kristallin mit den tektonischen Vorgängen des intragosauschen Ereignisses des Campan zusammenhängt, wird heute allgemein angenommen. Als direkte Ursache des „Abkühlereignisses“ werden die Entlastung des ostalpinen Kristallins durch die nach Norden vorstoßenden Kalkalpen (FAUPL, 1978), „Unterkühlung von unten“ (THÖNI, 1982) oder eine Abscherung des heutigen ostalpinen Kristallins von seinem tieferen Krustenteil (THÖNI, 1981) diskutiert.

Das Vorkommen von Chromspinell in der mergelreichen Turbiditfolge der Brunnbachschichten stellt ein paläographisches Problem dar, wenn man nicht eine Aufarbeitung des Minerals aus tieferen kalkalpinen Gosauserien annimmt (siehe Kap. 6.3.2.). SAUER (1980) denkt bei den Chromspinellen aus den Gießhübler Schichten an eine Herleitung aus ultrabasischen Körpern, wie sie aus dem kalkalpinen Permoskyth vereinzelt bekannt sind. Es ließe sich auch an alte ultrabasische Massen im ostalpinen Kristallin denken, die in einem wesentlich höheren Erosionsniveau als dem heutigen vorgelegen haben könnten.

Paläogeographisch ist jedoch eine Anlieferung von Chromspinell aus dem Süden – nicht vom rumunischen Rücken – ein Problem, das sich bereits bei der kalkalpinen Unterkreide (Roßfeldschichten) stellt (FAUPL & TOLLMANN, 1979; HAGN, 1982). Auch die Chromspinellanlieferung im Mittelkreideflysch der Lienzer Dolomiten aus dem Osten gehört zu diesem Problemkreis. In den Westkarpaten nehmen MIŠÍK et al. (1980) bei ihren Untersuchungen über Spinell der Kreideablagerungen unter anderem auch eine südliche Liefergebietsprovinz („ultrakrizna“) an. ROEDER (1976) hat versucht, den gesamten ophiolithischen Detritus aus einer Obduktionsfront der Dinariden herzuleiten, also für die Ostalpen aus südlicher bzw. südöstlicher Richtung. Dieser Vorstellung kann für die Chromspinellschüttungen in den Losensteiner Schichten (MÜLLER, K., 1973; LÖCSEI, 1974; GAUPE, 1980) und in den Schichten der Tieferen Gosau nicht beigepflichtet werden, da für diese Schichten eine Sedimentanlieferung aus dem Norden belegt ist. Für die Unterkreideserie wäre ein solches Lieferge-

biet gut vorstellbar. Es sei in diesem Zusammenhang auf die Arbeiten von BABIĆ (1976), BABIĆ et al. (1979) und ZUPANIĆ et al. (1981) über unter- bis mittelkretazische ophiolithenführende Sedimentserie in NW-Kroatien (Mt. Ivanščica) hingewiesen. Als Liefergebiet wird eine Zone mit obduzierter ozeanischer Kruste und oberem Mantelmaterial angenommen.

Versucht man eine solche interne Ophiolithzone als Herkunftsgebiet für die Chromspinelle der Brunnbachschichten heranzuziehen, so ist zu bedenken, daß die „zentralalpiner Gosauvorkommen“ (Kainach–Grazer Paläozoikum, Krappfeld–Gurktaler Decke) mit ihren chromspinellfreien marinen Sedimentserien bis ins Maastricht reichen. Wenn man nicht eine grundlegend andere vorgosauische Position dieser beiden oberostalpinen Vorkommen zum Bereich der Kalkalpen annimmt, so ist bei der gegenwärtig bekannten stratigraphischen Reichweite der Gosauschichten dieser Vorkommen ein solches Liefergebiet nicht vorstellbar. Eine umfassende geochemische Untersuchung der detritären Chromspinelle würde mit großer Wahrscheinlichkeit einen Fortschritt in diesem paläogeographischen Fragenkomplex erwarten lassen.

Dank

Die vorliegende Studie ist ein Beitrag zum Hochschulschwerpunkt S-15 der Österreichischen Rektorenkonferenz „Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen“. Für die Bereitstellung von finanziellen Mitteln im Rahmen dieses Projektes sei an dieser Stelle herzlichst gedankt.

Für Diskussion und Hilfe, besonders bei stratigraphischen Fragen, sei Prof. A. TOLLMANN, Univ. Wien und Dr. R. OBERHAUSER, Geol. Bundesanstalt Wien, ganz besonders gedankt. Dank gebührt auch Dr. H. STRADNER, Geol. Bundesanstalt Wien, für die Auswertung des Nannofossilmaterials. In zahlreichen Gesprächen empfing ich viele Anregungen von Prof. Dr. W. FRANK und Dr. M. THÖNI, beide Univ. Wien. Herrn L. LEITNER schulde ich Dank für die geduldige Durchführung der Zeichenarbeiten.

Literatur

- AMPFERER, O.: Über das Bewegungsbild der Weyerer Bögen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **81**, 237–304, Wien 1931.
- AMPFERER, O.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Admont–Hieflau (4953). – *Geol. B.-A.*, Wien 1933.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th.: Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Kalkalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **59**, 289–332, Wien 1910.
- BABIĆ, L.: Sedimentary sequence and paleogeographic evolution of Mt. Ivanščica (northern Croatia) from Upper Triassic to Middle of Cretaceous. – 8. Jug. Geol. Kongr., **2**, 53–62, Ljubljana 1976.
- BABIĆ, L.: Sedimentary sequence and paleogeographic evolution of Mt. Ivanščica (northern Croatia) from Upper Triassic to Middle of Cretaceous. – 8. Jug. Geol. Kongr., **2**, 53–62, Ljubljana 1976.
- BABIĆ, L., ZUPANIĆ, J. & CRNJAKOVIĆ, M.: The recognition of the units in the "clastic formation with ophiolites" of Mt. Ivanščica and the role of a magmatic belt and an active continental margin (Abstract). – *Zbornik Radova*, 121–122, Zagreb 1979.
- BAKER, E. T.: Distribution, composition, and transport of suspended particulate matter in the vicinity of Willapa submarine canyon, Washington. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 625–632, Boulder 1976.
- BAKER, E. T.: Temporal and spatial variability of the bottom nepheloid layer over a deep-sea fan. – *Marine Geol.*, **21**, 67–79, Amsterdam 1976.
- BEER, R. M. & GORSLINE, D. S.: Distribution, composition and transport of suspended sediment in Redondo Submarine Canyon and vicinity (California). – *Marine Geol.*, **10**, 153–175, Amsterdam 1971.
- BOUMA, A. H.: Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. – 168 S., Amsterdam–New York (Elsevier) 1962.
- BUTT, A. & HERM, D.: Paleooceanographic Aspects of the Upper Cretaceous Geosynclinal Sediments of the Eastern Alps. – *Int. Union Comm. on Geodynamics, Scientific Rep.*, **38**, 87–95, Stuttgart 1978.
- COSSEY, St. P. & EHRlich, R.: Growth Fault-Controlled Submarine Carbonate Debris Flow and Turbidite Deposits from the Jurassic of Northern Tunisia: Possible Canyon Fill Sequences. – In: STANLEY, D. J. & KELLING, G. (Eds.): Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches. – 127–137, Stroudsburg (Dowden, Hutchinson & Ross) 1978.
- DIETRICH, V. J. & FRANZ, U.: Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). – *Geotekt. Forsch.*, **50**, 85–109, Stuttgart 1976.
- DOTT, R. H. & BOURGEOIS, J.: Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **93**, 663–680, Boulder 1982.
- ERKAN, E.: Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **65**, 33–108, Wien 1973.
- FAUPL, P.: Vorkommen und Bedeutung roter Pelite in den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1976**, 449–470, Stuttgart 1976.
- FAUPL, P.: Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. – *Mitt. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **25**, 81–110, Wien 1978.
- FAUPL, P.: Über turbiditische und nichtturbiditische Pelite in den Sieveringer Schichten (Maastricht, Wienerwald-Flyschzone). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1979**, 285–293, Wien 1980.
- FAUPL, P.: Zur Gosauentwicklung im Südde der Weyerer Bögen zwischen Unterlaussa und St. Gallen (Stmk.). – *Jahresber. Hochschulschwerpunkt S-15*, **1981**, 133–147, Leoben 1982.
- FAUPL, P., GRÜN, W., LAUER, G., MAURER, R., PAPP, A., SCHNABEL, W. & STURM, M.: Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. – *Jb. Geol. B.-A.*, **113**, 73–158, Wien 1970.
- FAUPL, P. & SAUER, R.: Zur Genese roter Pelite in Turbiditen der Flyschgosau in den Ostalpen (Oberkreide–Alttertiär). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1978**, 65–86, Stuttgart 1978.
- FAUPL, P. & THÖNI, M.: Radiometrische Daten von Kristallinklastika aus der Flyschgosau der Weyerer Bögen. – *Jahresber. Hochschulschwerpunkt S-15*, **1980**, 129–138, Leoben 1981.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A.: Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – *Geol. Rundsch.*, **68**, 93–120, Stuttgart 1979.
- FINGER, W.: Jurassic marine scarp breccias in the Lower Austroalpine belt of Julier Pass (Graubünden, Switzerland). – 9th Int. Congr. Sedimentology, theme **4**, 119–124, Nice 1975.
- FOLK, R. L.: Petrology of Sedimentary Rocks. – 170 S., Austin (Hemphill's Bookstore) 1968.
- FRANKE, W. & PAUL, J.: Pelagic Redbeds in the Devonian of Germany – Deposition and Diagenesis. – *Sedimentary Geol.*, **25**, 231–256, Amsterdam 1980.
- GAUPL, R. H.: Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteiles der nördlichen Kalkalpen. – *Diss. Techn. Univ. München*, 282 S., München 1980.
- GEYER, G.: Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstal. – *Jb. Geol. R.-A.*, **59**, 29–100, Wien 1909.
- GEYER, G.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Weyer (4853) mit Erläuterungen (1911), *Geol. R.-A.*, Wien 1912.
- HAGN, H.: Über Gosau-Gerölle mit Großforaminiferen der höchsten Oberkreide aus der Subalpinen Molasse des bayerischen Alpenvorlandes. – *Mitt. Bayer. Staatssaml. Paläont. hist. Geol.*, **11**, 17–32, München 1971.

- HAGN, H.: Über kalkalpine paleozäne und unterezäne Gerölle aus dem bayerischen Alpenvorland. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **12**, 113–124, München 1972.
- HAGN, H.: Neue Beobachtungen an Geröllen aus den Bayerischen Alpen und ihrem Vorland (Oberkreide, Alt- und Jungtertiär). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **16**, 113–133, München 1976.
- HAGN, H.: Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Tierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessee). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **22**, 117–135, München 1982.
- HAKESWORTH, C. J.: Rb/Sr Geochronology in the Eastern Alps. – Contr. Min. Petrology, **54**, 225–244, Berlin 1976.
- HERM, D.: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und im Nierental (Gosaubecken von Reichenhall und Salzburg). – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N. F., **104**, 119 S., München 1962.
- HERM, D. & BUTT, A. A.: Vergleich der oberkretazischen Ablagerungsbedingungen von der kalkalpinen Gosau über Flysch, Ultrahelvetikum bis zum Helvetikum. – Int. Symposium „Geodynamik der Ostalpen“, S. 11, München/Salzburg 1975 (vervielfältigtes Manuskript).
- HERM, D., HILLEBRANDT, A. v. & PERCH-NIELSEN, K.: Die Kreide/Tertiär-Grenze im Lattengebirge (Nördliche Kalkalpen) in mikropaläontologischer Sicht. – Geol. Bavarica, **82**, 319–344, München 1981.
- HERM, D., KAUFFMAN, E. G. & WIEDMANN, J.: The age and depositional environment of the "Gosau"-Group (Coniacian–Santonian), Brandenberg/Tirol, Austria. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **19**, 27–92, München 1979.
- HESSE, R.: Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. – Geol. et Palaeont., Sb. **2**, 1–90, Marburg 1973.
- HESSE, R.: Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch section of the East Alps and other basins. – Sedimentology, **22**, 387–416, Oxford 1975.
- HESSE, R.: Cretaceous – Paleogene Flysch Zone of the East Alps and Carpathians: Identification and Plate-tectonic significance of 'dormant' and 'active' deep-sea trench in the Alpine–Carpathian Arc. – In: LEGGETT, J. (Ed.): Trench-Forearc Geology. – Geol. Soc. (London), Spec. Pub., **10**, 471–494, London 1982.
- HESSE, R. & BUTT, A.: Paleobathymetry of Cretaceous Turbidite Basins of the East Alps Relative to the Calcite Compensation Level. – Jour. Geol., **84**, 505–533, Chicago 1976.
- KRALIK, M.: Geochronologie der kretazischen Metamorphose in den Kalkalpen und der Grauwackenzone im Bereich von Bischofshofen. – Jahresber. Hochschulschwerpunkte S-15, **1981**, 9–22, Leoben 1982.
- KRUIT, C., BROUWER, J., KNOX, G., SCHÖLLNERBERGER, W. & VLIET, A. v.: Une excursion aux cônes d'alluvions en eau profonde d'âge tertiaire près de San Sebastian. – Guide to Fieldtrip Z-23, 9th Int. Congr. Sedimentology, 75 S., Nice 1975.
- KUENEN, Ph. H.: The shell pavement below oceanic turbidites. – Marine Geol., **2**, 236–246, Amsterdam 1964.
- LEIN, R.: Vorläufige Mitteilung über ein Vorkommen von flyschoider Gosau mit Komponenten paleozäner Rifffalke in den Mürztaler Alpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 121–132, Wien 1982.
- LÖCSEI, J.: Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvorpalpen. – Jb. Geol. B.-A., **117**, 17–54, Wien 1974.
- LÖGTERS, H.: Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold von Buch-Denkmales. – Jb. Oberösterreich. Musealver., **87**, 369–437, Linz 1937.
- MÍŠÍK, M., JABLONSKÝ, J., FEJDI, P. & SYKORA, M.: Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. – Mineralia Slovaca, **12**, 209–228, Bratislava 1980.
- MÜLLER, K.: Das „Randcenoman“ der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihre Schubweite. – Geol. Rundsch., **62**, 54–96, Stuttgart 1973.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F.: Le torbiditi dell'appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. – Mem. Soc. Geol. Ital., **11**, 161–199, Pisa 1972.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F.: Turbidite Facies and Facies Associations. – Guide to Fieldtrip A-11, 9th Int. Congr. Sedimentology, 21–36, Nice 1975.
- NORMARK, W. R.: Fan Valleys, Channels, and Depositional Lobes on Modern Submarine Fans: Characters for Recognition of Sandy Turbidite Environments. – Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., **62**, 912–931, Tulsa 1978.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 1–88, Wien 1963.
- OBERHAUSER, R.: Stratigraphisch-paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. – Geol. Rundsch., **62**, 96–106, Stuttgart 1973.
- OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs. – 699 S., Wien–New York (Springer) 1980.
- OBERHAUSER, R. & FAUPL, F.: Stratigraphische Beobachtungen zum intragosauischen Faziesumschwung in den Weyerer Bögen. – Jahresber. Hochschulschwerpunkt S-15, **1981**, 149–156, Leoben 1982.
- ODIN, G. S., CURRY, D., GALE, N. H. & KENNEDY, W. J.: The Phanerozoic Time Scale in 1981. – In: ODIN, G. S. (Ed.): Numerical Dating in Stratigraphy, 957–960, London (J. Wiley & Sons) 1982.
- PIPER, D. J. W.: Turbidite Muds and Silts on Deepsea Fans and Abyssal Plains. – In: STANLEY, D. J. & KELLING, G. (Eds.): Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches. – 163–176, Stroudsburg (Dowden, Hutchinson & Ross) 1978.
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe Wand-Gebietes (Niederösterreich), 1 : 25.000. – 142 S., Geol. B.-A., Wien 1967.
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zu Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut. – 74 S., Geol. B.-A., Wien 1982.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Der Wienerwald. – Samml. Geol. Führer, **59**, 141 S., Berlin–Stuttgart (Gebr. Borntraeger) 1974.
- POLL, K.: Zur Geologie der Weyerer Bögen. – Erlanger geol. Abh., **88**, 1–72, Erlangen 1972.
- RICCI, LUCCHI, F.: Depositional Cycles in two Turbidite Formations of Northern Apennines (Italy). – Jour. Sedim. Petrol., **45**, 3–43, Tulsa 1975.
- ROEDER, D.: Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. – Zs. deutsch. geol. Ges., **127**, 87–103, Hannover 1976.
- ROSENBERG, G.: Einige Beobachtungen im Nordteil der Weyerer Strukturen (Nördliche Kalkalpen und Klippenzone). – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **164**, 145–161, Wien 1955.
- ROSENBERG, G.: Zur Deckengliederung in den östlichen Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen). – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **164**, 525–543, Wien 1955.
- ROSENBERG, G.: Die Teufelskirche bei St. Gallen. – Verh. Geol. B.-A., **1958**, 90–95, Wien 1958.
- RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **48**, 221–256, Wien 1956.
- SAUER, R.: Zur Stratigraphie und Sedimentologie der Gießhübler Schichten im Bereich der Gießhübler Gosaumulde (Nördliche Kalkalpen). – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturw. Fak. Univ. Wien, 181 S., Wien 1980.
- SCHERMANN, O.: Über die Genese einer Uranmineralisation in der Gosau der Unterlaussa. – Verh. Geol. B.-A., **1979**, 371–372, Wien 1980.
- SEILACHER, A.: Distinctive Features of Sandy Tempestites. – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Eds.): Cyclic and Event Stratification, 333–349, Berlin–Heidelberg–New York (Springer) 1982.
- SPITZ, A.: Tektonische Phasen in den Kalkalpen der unteren Enns. – Verh. Geol. R.-A., **1916**, 37–41, Wien 1916.

- STEINER, P.: Die Eingliederung der Weyerer Bögen und der Gr. Reiflinger Scholle in den Faltenbau des Lunzer-Reichraminger Deckensystems. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14/15**, 267–298, Wien 1965.
- STOKKE, P. R., CARSON, B. & BAKER, E. T.: Comparison of the bottom nepheloid layer and late Holocene deposition on Nittinat Fan: Implications for lutite dispersal and deposition. – Geol. Soc. Amer. Bull., **88**, 1586–1592, Boulder 1977.
- STOW, D. A. V.: Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep water margin. – Sedimentology, **26**, 371–387, Oxford 1979.
- STOW, D. A. V. & LOVELL, J. P. B.: Contourites: Their Recognition in Modern and Ancient Sediments. – Earth-Science Rev., **14**, 251–291, Amsterdam 1979.
- THÖNI, M.: Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the Light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Mica. – Jb. Geol. B.-A., **124**, 111–174, Wien 1981.
- THÖNI, M.: Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 17–34, Wien 1982.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Analyse der Weyerer Bögen und der Reiflinger Scholle. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **14/15**, 89–124, Wien 1964.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **59**, 231–253, Wien 1967.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – 580 S., Wien (Deuticke) 1976.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band 1. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TRÜMPY, R.: Age and Location of Mesozoic Scarp Breccias in the Swiss Alps. – 9th Int. Congr. Sedimentology, theme **4**, 313–318, Nice 1975.
- VETTERS, H.: Geologische Karte von Österreich und seiner Nachbargebiete 1 : 500.000. – Geol. B.-A., Wien 1933.
- WALKER, R. G.: Generalized Facies Models for Resedimented Conglomerates of Turbidite Associations. – Geol. Soc. Amer. Bull., **86**, 737–748, Boulder 1975.
- WALKER, R. G.: Deep-Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps. – Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., **62**, 932–966, Tulsa 1978.
- WALKER, R. G. & MUTTI, E.: Turbidite Facies and Facies Associations. – Turbidites and Deep Water Sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, Pacific Sec., Short Course, 119–158, Anaheim 1973.
- WESSELY, G.: Rand und Untergrund des Wiener Beckens – Verbindungen und Vergleiche. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66–67**, 265–287, Wien 1974.
- WICHER, C. A. & BETTENSTAEDT, F.: Zur Oberkreide-Gliederung der bayerischen Innviertel-Bohrungen. – Geol. Bavarica, **30**, 3–54, München 1957.
- WINKLER, W.: Petrological and Sedimentological Evidence for a Dynamic Control of the Schlieren Flysch (Swiss Alps). – IAS, 2nd Europ. Meeting, Bologna, **1981**, Abstracts, 208–211, Bologna 1981.
- WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolge der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 89–119, Wien 1963.
- ZUPANIĆ, J., BABIĆ, L. & CRNJAKOVIĆ, M.: Lower Cretaceous basinal clastics (Östre Formation) in Mt. Istvanšćica (northwestern Croatia). – Acta geol., **11**, 1–44, Zagreb 1981.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 28. Jänner 1983.