

VIERTER EXKURSIONSTAG DAS GRÜNAUER HALBFENSTER UND SEIN RAHMEN

(H. EGGER, D. van HUSEN & L. KRYSZTYN)

ALLGEMEINE EINFÜHRUNG

Zur Stratigraphie und Tektonik der oberösterreichischen Flyschzone

von Hans Egger

Die Flyschzone der Ostalpen wird aus zwei Decken aufgebaut: dem Rhenodanubischem Flysch und dem Helvetikum s.l.. Letzteres kann im hier betrachteten Gebiet weiter unterteilt werden in das Südhelvetikum und das Ultrahelvetikum. Das Südhelvetikum, das in Salzburg noch gut entwickelt ist, ist in Oberösterreich nur in kleinen Vorkommen vorhanden. Die östlichsten bekannten Aufschlüsse des Südhelvetikums, das vor allem durch das Auftreten von eozänen nummulitenführenden Kalksandsteinen in Kressenberger Fazies ausgezeichnet ist, befinden sich am Ostufer des Traunsees, im Gebiet des Gschlifgrabens, wo es mit ultrahelvetischen Gesteinen tektonisch verschuppt ist (s. PREY, 1983).

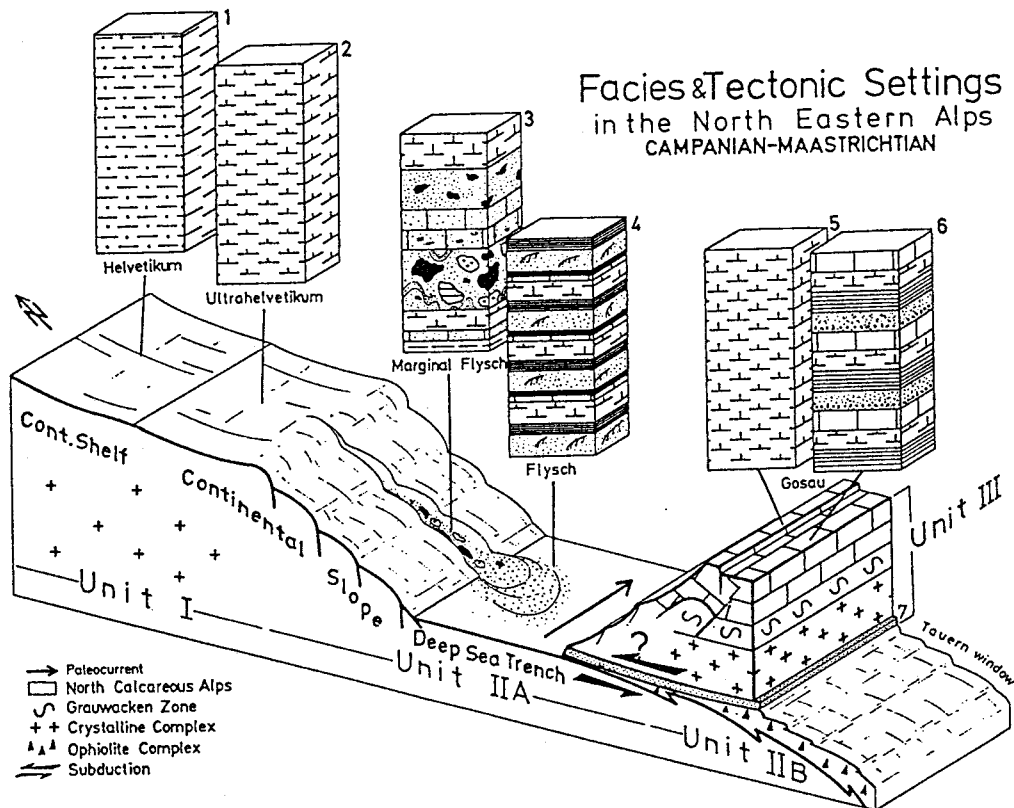


FIGURE 4

Block diagram showing the Late Cretaceous subduction phase in the northern Alps (northern Tethys). Units I and II represent components of the down-going plate, whereas Unit III represents components of the overriding plate. Southern Penninic Oceanic basin (see Fig. 5) was eliminated during the mid-Cretaceous subduction (Unit IIB). 1. Sandstone and marlstone. 2. Calcareous marlstone (foraminiferal-nannofossil marl). 3. Wildflysch with greenschist breccia. 4. Turbidite sequence (black-colored layers represent pelagic interval I, "interplate flysch." 5. As in 2 above. 6. Turbidite sequence showing interbedded pelagic layer (foraminiferal-nannofossil marl), "intraplate flysch." 7. Under-thrust flysch sediment.

Abb.38 (aus BUTT, 1981) Paläogeographisches Schema der Ablagerungsräume des Rhenodanubischen Flysches und der helvetischen Gesteine.

Das Ultrahelvetikum wurde vermutlich auf dem Kontinentalhang abgelagert, der den südlichen Schelf (Helvetikum) der Europäischen Platte mit jenem Teil des Penninikums verband, auf dem der Rhenodanubische Flysch sedimentiert wurde (s. Abb. 38). Aufgrund der verschiedenen Ablagerungstiefen am Kontinentalhang ist auch die Fazies der ultrahelvetischen Gesteine unterschiedlich ausgebildet. Während in den weniger tiefen Hangabschnitten (Nordultrahelvetikum) Kalkmergel und Mergel zur Sedimentation gelangten, wurden gleichzeitig in größeren Tiefen (Südultrahelvetikum) Tonsteine abgelagert. Es existieren sämtliche Übergänge zwischen diesen Sedimentgesteinstypen, die zudem nach ihrer Ablagerung tektonisch meist stark durchbewegt und intensiv verschuppt wurden. Ein allgemein gültiges Säulenprofil der pelitischen Abfolgen läßt sich daher nicht erstellen, sondern im Sinne von PREY (1952) werden diese Pelite zur "Buntmergelserie" zusammengefaßt. Diese umfaßt stratigraphisch den Zeitraum vom Alb bis in das Eozän. Gelegentlich ist diese Serie noch in sedimentären Kontakt mit frühkretazischen bis jurassischen Gesteinen, mit denen sie die sogenannte Grestener Klippenzone aufbauen.

Im Gegensatz zum Ultrahelvetikum weist der Rhenodanubische Flysch (OBERHAUSER, 1968) in seiner ganzen Erstreckung vom Rheintal bis zum Donautal eine sehr einheitliche Fazies und Formationsgliederung auf. Den Durchbruch zur modereren Stratigraphie des österreichischen Anteiles dieses Flysches brachte die von PREY (1950) vorgenommene Untersuchung der Schichtfolge im Gebiet des Pernecker Kogels zwischen Almtal und Kremstal, die eine Korrelation sowohl mit dem bayerischen Flysch als auch mit dem Wienerwaldflysch ermöglichte. Diese Standardgliederung wurde in der Folge immer weiter verfeinert.

Die besten Profile für den älteren Anteil der Schichtfolge befinden sich in Oberösterreich am Nordhang des zwischen Mondsee und Attersee gelegenen Hochplett (s. Abb. 39), der von PREY (1972) und von BRAUNSTINGL (1989) kartiert wurde. Als ältester Anteil der Schichtfolge treten neokome (vermutlich Barreme) Tristelschichten auf, die aus karbonatreichen Turbiditen mit wenig siliziklastischen Material bestehen. Darüber folgt der Gaultflysch, dessen Leitgesteine glaukonitführende Quarzsandsteine sind, die begleitenden Pelite sind dunkelgraue Tonsteine, die mit grünen bioturbaten Tonsteinen wechsellagern können. Im Grenzbereich Alb-Cenoman folgen darüber rote und grünliche Tonsteine und Mergel, in die dünne turbiditische Siltsteinbänken eingeschaltet sind. Im Hangenden dieser Unteren Bunten Mergel folgt mit einer Mächtigkeit von rund 160m die pelitarme Reiselsberg Formation, die im wesentlichen aus quarz- und hellglimmerreichen, mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen aufgebaut wird. Das Alter dieser Formation kann nur ungefähr mit Cenoman bis Turon angegeben werden, da darin kaum altersweisende Fossilien auftreten und auch der basale Anteil der hangenden Seisenburg Formation, der aus 5m mächtigen roten Tonsteinen besteht, bisher keine biostratigraphischen Hinweise geliefert hat. Der jüngere Teil der Seisenburg Formation, der von dm-gebankten Siltsteinturbiditen und roten und grünen hemipelagischen Tonsteinen gebildet wird, reicht bis in das basale Campan empor (EGGER, 1993). Die dann folgenden karbonatreichen Turbidite der Zementmergelserie ("Helminthoidenflysch") zeigen einen Großzyklus mit zunehmend dickeren Bänken und größeren Korngrößen gegen das Hangende zu. Die Nannoplanktonauswertungen ergaben daraus durchwegs campane Alter.

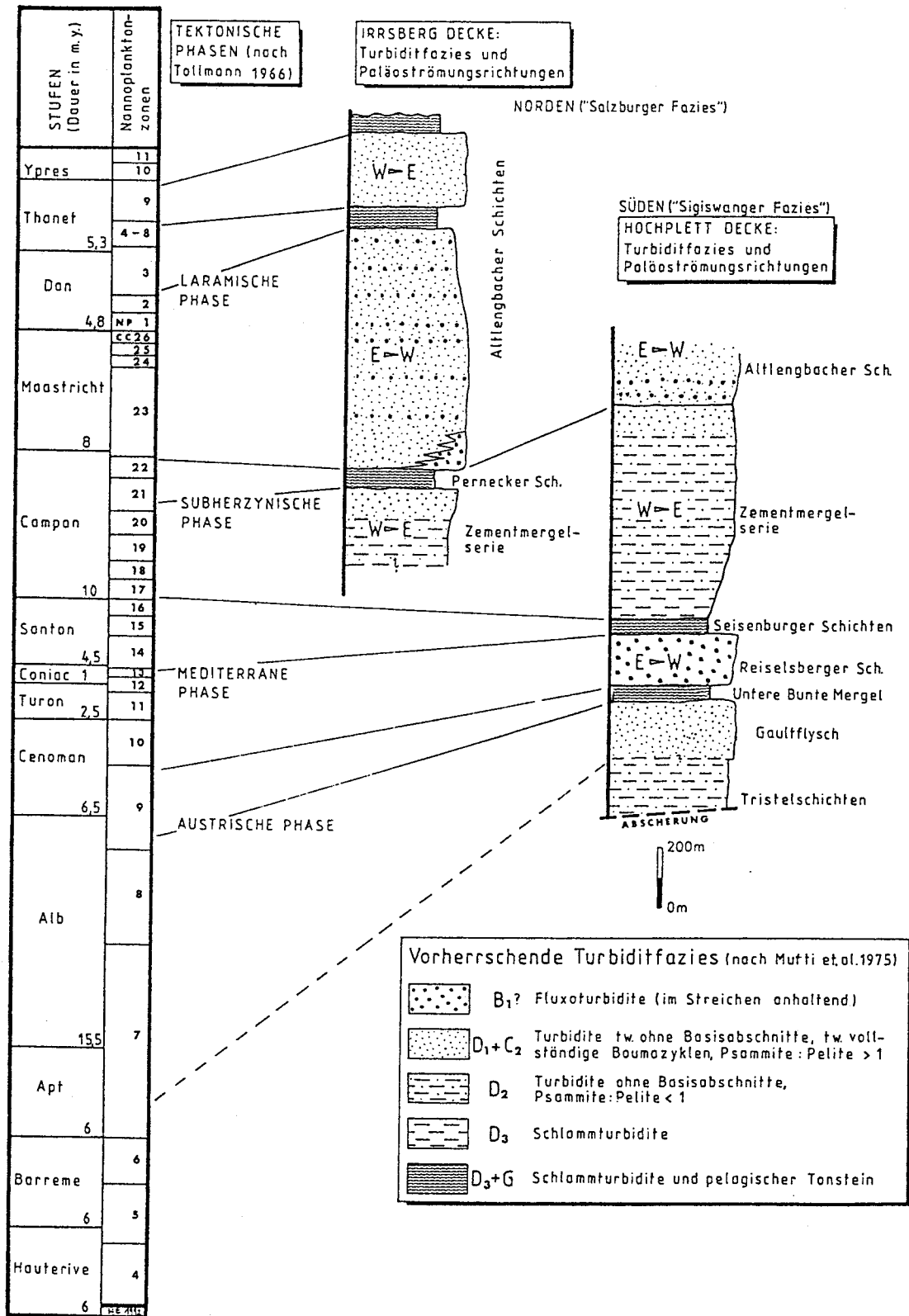


Abb. 39 Turbiditfazies des salzburgisch-oberösterreichischen Rhenodanubikums (aus EGGER, 1992)

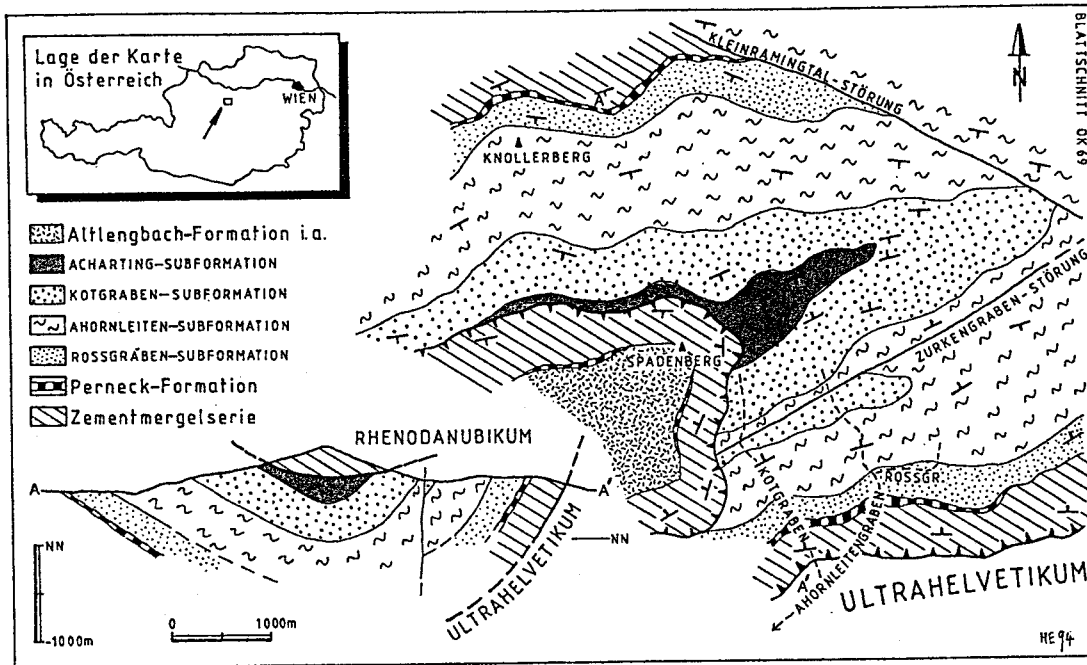


Abb.40 Das Lectostratotypgebiet der Altlengbach -Formation (aus EGGER, 1995)

Die mächtigste Formation des Rhenodanubische Flysches, die Altlengbach Formation des Maastricht und Paleozän, ist am Hochplett nicht vorhanden. Ihr Typprofil liegt im östlichen Oberösterreich, im Bereich des Spadenberges (s. Abb. 40), wo allein der Maastrichtanteil über 1000m mächtig wird (EGGER, 1987 und 1995). Diese mächtigste Formation des Rheno danubischen Flysches kann dort in mehrere Subformationen gegliedert werden (Abb. 41), die auch in anderen Gebieten wiedergefunden werden konnten. Diese Gliederung ist für die Kartierung von großer Bedeutung, weil die Altlengbach Formation aufgrund ihrer großen Mächtigkeit, die größten Flächen innerhalb der Rhenodanubischen Flyschzone aufbaut. Paleozäne Gesteine der Altlengbach Formation wurden in Oberösterreich von zahlreichen Lokalitäten beschrieben, die besten bisher gefundenen Aufschlüsse befinden sich zwischen Attersee und Traunsee, am Nordhang des Hongar (s. EGGER, 1992b).

Über der Altlengbach Formation folgt im allerjüngsten Paleozän die Anthering Formation (EGGER, 1995), die bis in das frühe Eozän hinaufreicht. Als jüngstes Alter konnte vom Verfasser die Nannoplanktonzone NP12 auf Blatt Grünau nachgewiesen werden (EGGER, 1996). Das Leitgestein dieser Formation sind Mergel mit wechselndem Siltgehalt (s. Abb. 42), die als Schlammturbidite interpretiert werden. Die in dankenswerter Weise von Frau Dr. HOMAYOUN durchgeführten Tonmineralanalysen zeigen hohe Anteile von Smektit (62%), während andere Minerale nur mit wesentlich niedrigeren Gehalten (Illit (29%), Chlorit (5%) und Kaolinit (4%) vertreten sind. Der Smektit kann als Produkt eines synsedimentären Vulkanismus interpretiert werden, da gelegentlich auch Bentonitlagen in der Anthering Formation auftreten. In Oberösterreich konnten solche bislang nur im Grabeneinschnitt bei Schafleiten, ca. 2km südöstlich von Oberhofen, beobachtet werden.

Detailprofile aus der Altengbach - Formation

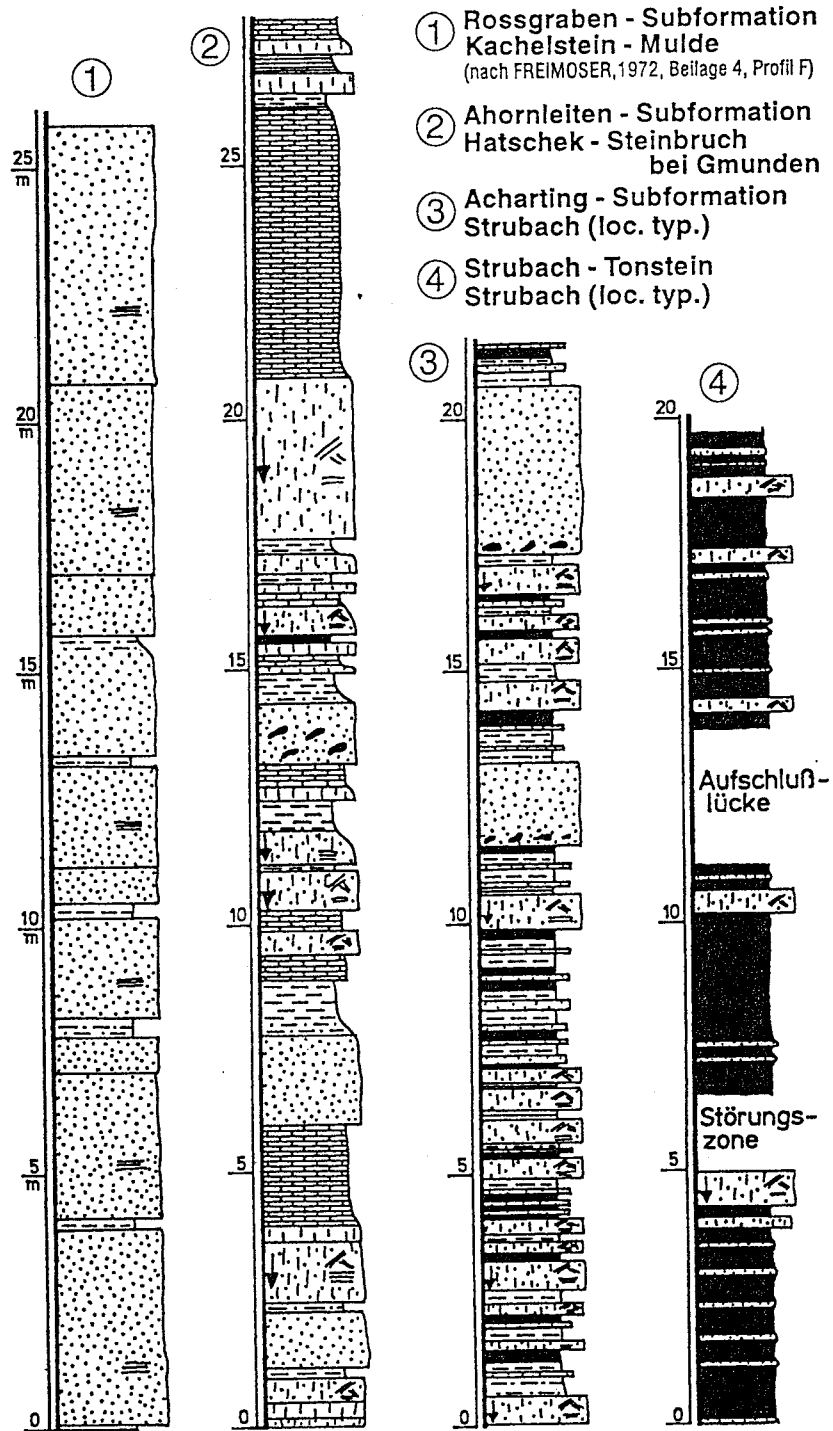


Abb. 41 Die Subformationen der Altengbach-Formation (aus EGGER, 1995)

Das Ultrahelvetikum tritt sowohl am Nordrand und am Südrand der Flyschzone als auch in zahlreichen Streifenfenstern innerhalb des Rhenodanubischen Flysches auf, die erstmals von RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940) richtig interpretiert wurden. Im Wolfgangsee-Fenster (PLÖCHINGER, 1964) und im Fenster von Windischgarsten (BRINKMANN, 1936; PREY, 1992) tritt ultrahelvetische Buntmergelserie neben den älteren Formationen des Rhenodanubischen Flysches innerhalb der Nördlichen Kalkalpen auf. Letztere stehen auch in dem von GATTINGER (1953) entdecktem Steyrling-Fenster und im ebenfalls von BRINKMANN (1936) erkannten Grünauer Halbfenster an. Als Leitgestein sind vor allem die glaukonitführenden Quarzsandsteine des Gaultflysch zu nennen, da dieser Sedimentgesteinstyp so in den Nördlichen Kalkalpen nicht vorkommt. Daneben kommen

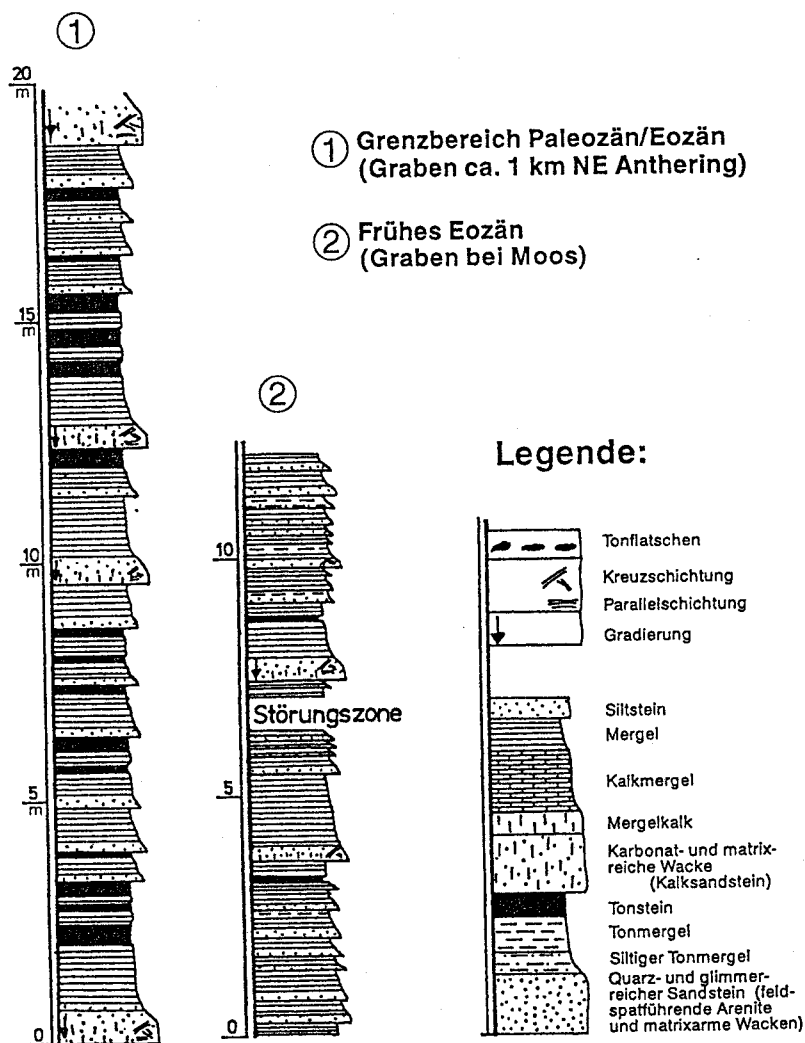


Abb. 42 Die Fazies der Anthering -Formation

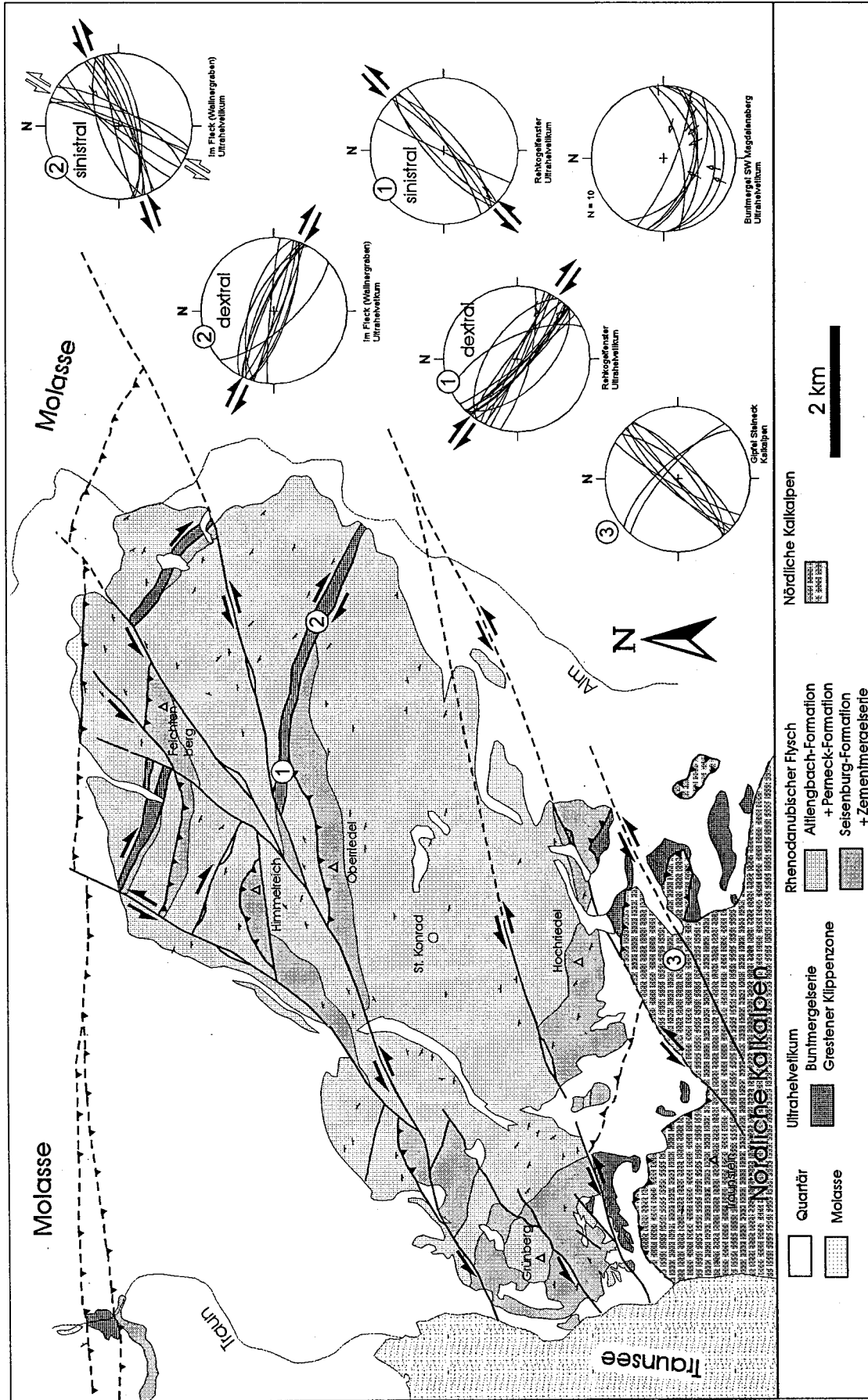


Abbildung 44: Geologische Übersicht der Flyschzone zwischen Traunsee und Almtal. (W)NW-streichende, ultrahelvetische Fenster innerhalb der Flyschzone wurden entlang von dextral-transpressiven Scherzonen in die Flyschzone eingeschichtet. Jüngere, (E)NE-streichende Blattverschiebungen versetzen ältere Strukturen sinistral (Überschiebung Kalkalpen/Flysch und Flysch/Molasse).

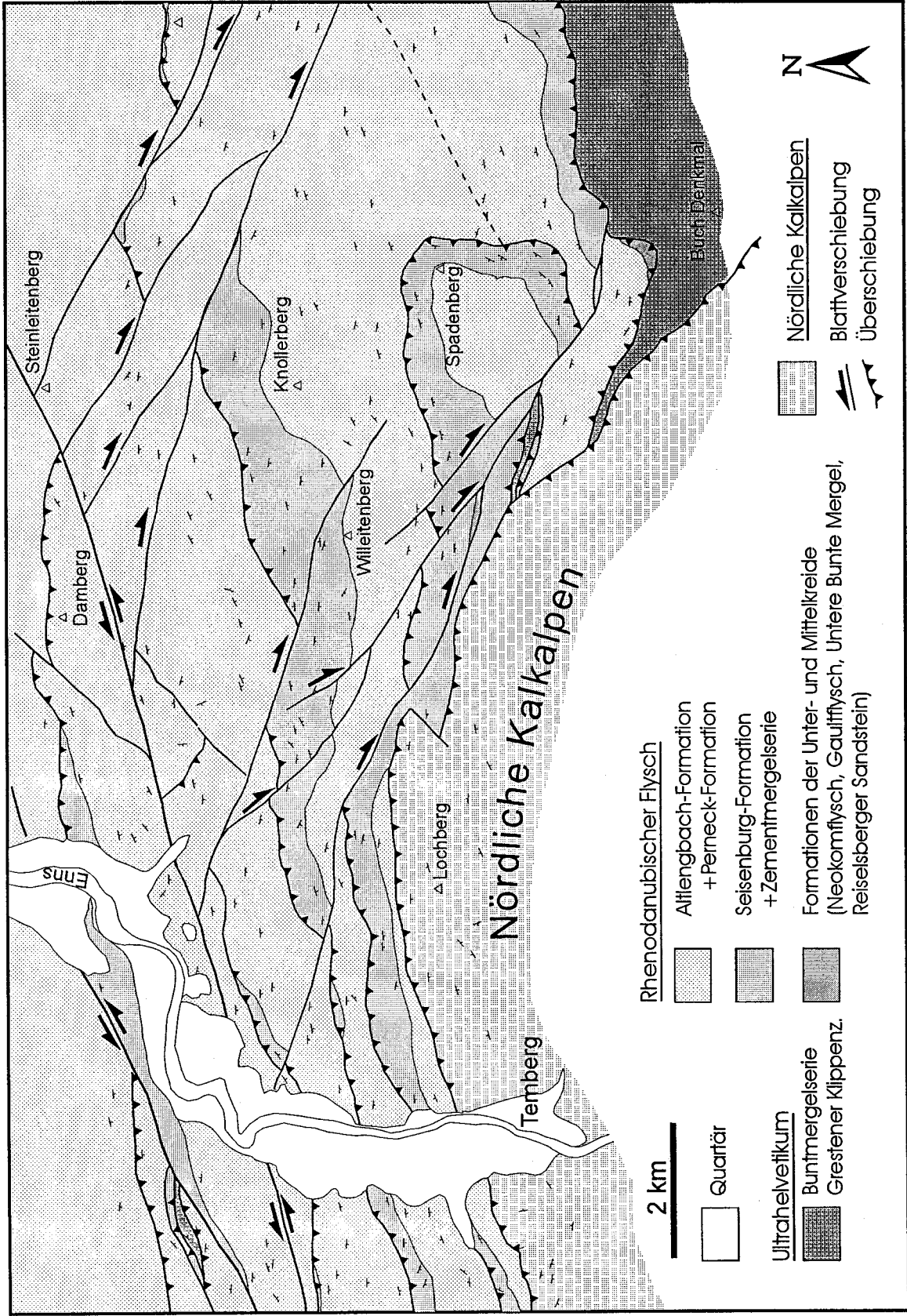


Abbildung 43: Geologisch-Tektonische Übersichtskarte der Flyschzone SE von Steyr. WNW-ESE streichende dextrale Blattverschiebungen werden von ENE-WSW streichenden, sinistralen Blattverschiebungen geschnitten.

Tristelschichten, Reiselsberger Sandstein und die bunten Schiefer der Seisenburg Formation vor. Die jüngeren Anteile der Schichtfolge dagegen, welche die Hauptmasse der Rhenodanubischen Flyschzone weiter im Norden bilden, fehlen in diesen Fenstern dagegen fast völlig. Lediglich im Windischgarstener Fenster tritt etwas Zementmergelserie am Wuhrbauerkogel auf, die mächtige Altlenzbach Formation ist hier, ebenso wie in den anderen Fensterstrukturen, nicht vorhanden.

Die oben erwähnten Fenster und Halbfenster von Rhenodanubikum und Ultrahelvetikum innerhalb der Nördlichen Kalkalpen sind durchwegs an große dextrale Blattverschiebungssysteme gebunden. Da die Buntmergelserie des Fensterinhaltes bis in das Eozän hinaufreicht ist belegt, daß diese Großstörungen zumindest im Alttertiär noch aktiv waren. Es wäre daher zu erwarten, daß diese Strukturen auch in die Flyschzone hineinstreichen. Kleinere dextrale Blattverschiebungen konnten auch tatsächlich auskartiert werden (z.B. im Bereich westlich des Spadenberges, s. Abb. 43), doch zeigte die jetzt beinahe abgeschlossene Kartierung der salzburgisch - oberösterreichischen Flyschzone, daß die großen Blattverschiebungen der Kalkalpen keine unmittelbaren Fortsetzungen in dieser Zone haben. Reste der dextralen Störungsrichtungen scheinen aber in der Flyschzone auch in Form mancher der oben erwähnten Ultrahelvetikumsfenster erhalten geblieben zu sein.

Aus dem Gebiet zwischen Salzburg und dem Ennstal sind zahlreiche solcher Ultrahelvetikumsfenster bekannt geworden, die unterschiedliche Entstehungsgeschichten aufweisen. Manche dieser Fenster sind an flyschinterne Überschiebungen gebunden (Schürflingsfenster). Zu diesen zählt z.B. das Fenster südlich von Aurach am Hongar (Blatt Gmunden), das zwischen zwei aufrecht gelagerten Flyschschuppen eingeklemmt ist. Andere Fenster dagegen schneiden in spitzem Winkel ältere Überschiebungsstrukturen ab. Ein gutes Beispiel für diesen Fenstertyp ist das NW-SE-streichende Fenster im Rehkogelgraben (s. Abb. 44). Dieses Fenster weist somit die gleiche Streichrichtung wie die großen dextralen Blattverschiebungen in den Kalkalpen auf und gefügekundliche Untersuchungen der Buntmergelserie des Fensterinhaltes belegen hier tatsächlich dextrale Scherbewegungen. Wie die Neukartierung dieses Fensters ergeben hat wird diese Struktur ihrerseits von einer schräg dazu streichenden sinistralen Blattverschiebung (Pettenbacher Störung) abgeschnitten.

Der Versatz an dieser Pettenbacher Störung ist deutlich am Nordrand der Flyschzone erkennbar. So bildet diese Störung zwischen dem Ort Pettenbach und dem Steyrtal die Grenze zwischen Flyschzone und miozäner Molasse und bewirkt hier einen nordostgerichteten Versatz der Flyschzone um rund 15km. Da die verschuppte oligozäne Molasse von diesen tektonischen Bewegungen noch voll erfaßt wurde, kann die Aktivität an dieser Störung auf den Zeitraum des späten Oligozäns bis frühen Miozäns eingengt werden. Die Pettenbacher Störung ist ihrerseits nur ein Segment eines viel größeren Blattverschiebungssystems, das sich nach Westen in der Flyschzone bis etwa Mondsee verfolgen läßt, von dort weg bis Salzburg den Nordrand der Kalkalpen bildet und dann weiter in das Inntal streicht. Von diesem Blattverschiebungssystem, für das der Name Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebungssystem (=ISAM -EGGER, in Vorbereitung) vorgeschlagen wird, zweigen zahlreiche Teiläste in die Flyschzone hinein ab. Addiert man die Versatzbeträge dieser Segmente ergibt sich ein gesamter Versatz von rund 60km.

Zur Kinematik der Windischgarstenerstörung

Herwig Peresson

Die Kalkalpen sind von einem System bedeutender WNW-streichender Blattverschiebungen durchschnitten (z.B. Wolfgangsee-, Windischgarsten-, Hochwartstörung) die in Abständen von 20-30 km angeordnet sind. Ihr post-Mitteloazänes Alter ist durch das Vorkommen von mitteleozänen Buntmergeln des Ultrahelvetikums (Plöchinger, 1964), die in konvergenten Flower structures gehoben wurden, bestimmt. Kinematische Strukturen der Störungszonen belegen eine mehrphasige tertiäre Bewegungsgeschichte, die mit der Änderung der regionalen Paläospannungen korreliert (Peresson & Decker, 1996). Der Hauptschersinn an diesen Störungen ist dextral, die letzte Bewegungsphase aber sinistral. Die bedeutendste ist die Windischgarstenerstörung (WSSTÖ). In ihrem Verlauf treten am Nordrand der Kalkalpen bei Grünau und Steyerling, im Bereich Windischgarsten sowie der Admonter Höhe Gesteine der tektonischen Basis der Kalkalpen fensterförmig zutage. Neben tiefbajuvarischen Einheiten wurden vor allem Einheiten der Flyschzone und des Ultrahelvetikums in der Scherzone emporgeschürft (Plöchinger & Prey, 1968, Prey, 1992; Plöchinger, 1994).

Sprödetektonische Strukturdaten belegen eine subvertikale Störungszone in der sich vier postgosauische Bewegungsinkremente ableiten lassen. (1) Die älteste Bewegung entspricht einer dextralen Blattverschiebung unter regionaler NW-SE Kompression, später wurde sie zunehmend transpressiv (2) und zeigte unter N-S Kompression eine konvergente Tektonik mit der Aufschürfung der Flyschgesteine entlang symmetrisch zur Störung angeordneten Schrägaufschiebungsflächen (Flower structures). In Windischgarsten treffen sich die beiden um ca. 2 km linkstretend versetzten Teilstörungsäste der WSSTÖ und bilden einen komplex deformierten, blockierenden Störungsabschnitt (Abb. 45). Der dextrale Versatz beider Störungen wurde in der 9 km langen, konvergenten Transferzone durch extrem transpressive Deformation verbunden mit starken Hebungen aufgenommen (konvergente Strike-slip Duplexe). Dies ist der Grund für das neuerliche Auftreten von Tiefbajuvarikum und Einheiten der Flyschzone 25 km hinter der kalkalpinen Überschiebungsfront, die heute den 800m hohen Wuhrbauernkogel in Windischgarsten bilden. Das Flyschfenster von Windischgarsten verdankt seine Existenz diesem primären oder während der Blattverschiebung entstandenen Knick im Streichen der Störung. 3) Während der mittelmiozänen >6 km weiten NE-gerichteten "out of sequence" Überschiebung der südlich der Störung gelegenen Warscheneckdecke und der Haller Mauern auf die Gosau von Windischgarsten wurde das südliche Ende der WSSTÖ abgedeckt. Ihre Nordfortsetzung in die Flyschzone wurde von neugebildeten (E)NE-streichenden sinistralen Blattverschiebungen versetzt und sie selbst als "high angle reverse fault" reaktiviert. (4) Schließlich fand unter E-W gerichteter Kompression (Obermiozän) ein Schersinnumkehr statt und die WSSTÖ wurde mit geringem Versatz sinistral reaktiviert.

Ein 20-25 km weiter postgosauischer dextraler Versatz ergibt sich aus der Verteilung der Spitzenbachschichten (Gosau Gruppe) zwischen Weyrer Bögen Gosau und Vorkommen bei Windischgarsten (mündl. Mitt. Wagreich).

Plöchinger, B. & Prey, S.: Jb. Geol. B.-A., 111,175-211, 1968

Prey, S.: Jb. Geol. B.-A., 135, 513-577, 1992

Plöchinger, B.: Jb. Geol. B.-A., 137,331-344, 1994

Peresson & Decker, Tectonophysics, in press

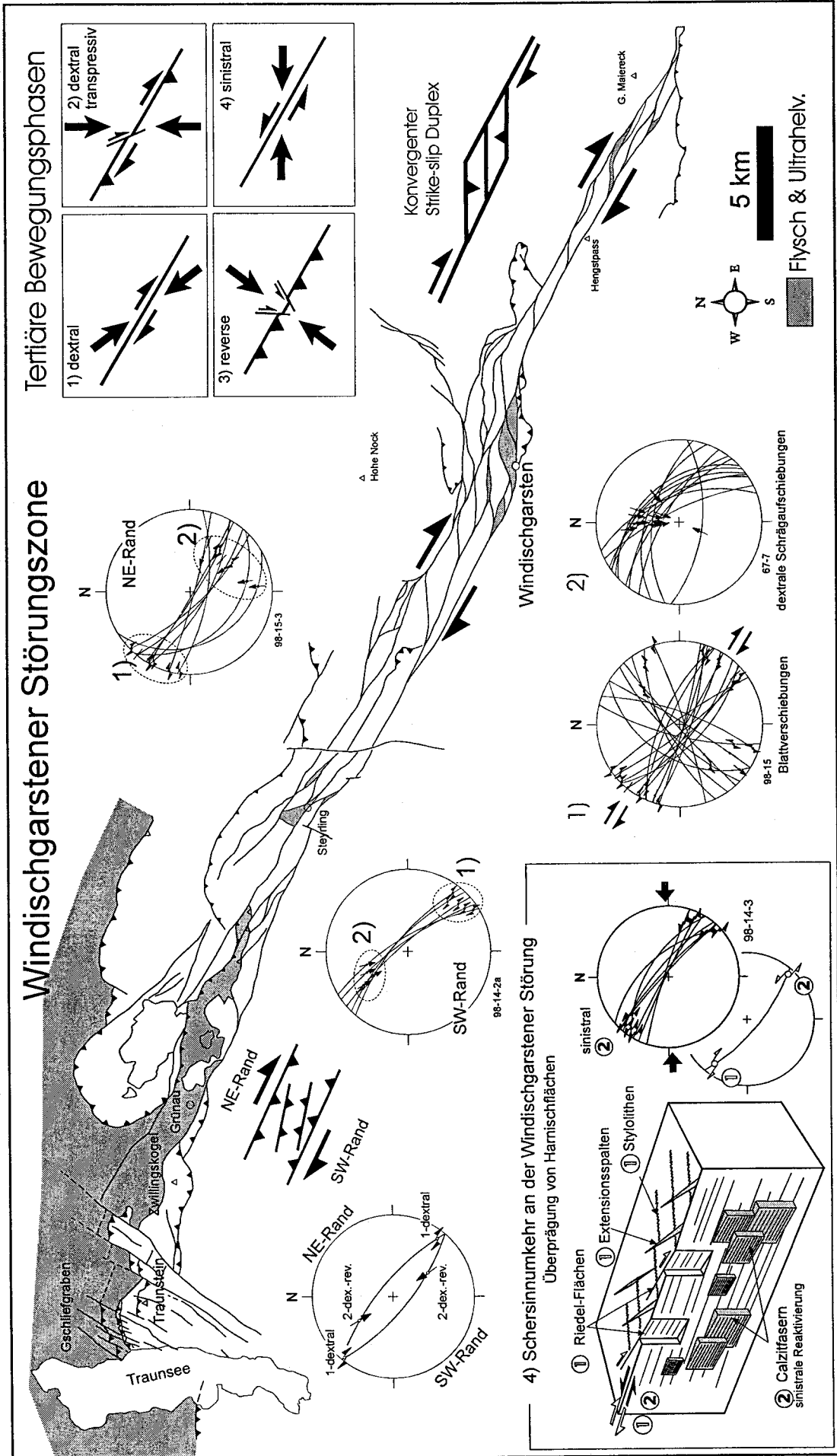


Abb.45: Tektonische Skizze der Windischgarstenerstörung und Beispiele der spröden Deformation während der vier Bewegungsphasen.

EXKURSIONSHALTEPUNKTE

STOP 1: Schuttentnahmestelle am Ausgang des Hauergrabens

Thema: Zungenbereich des würmzeitlichen Blockgletschers

Ortsangabe: ÖK50/Blatt 67 Grünau; ca. 2,5km NW vom Ort Grünau

Der Almgletscher war ein kleiner Lokalgletscher am Nordrand des Toten Gebirges, der nicht mehr mit dem Eisstromnetz der Ostalpen zusammenhing. Während der Rißeiszeit erfüllte er noch weitgehend das Becken von Scharnstein (S.Preyl 1956), während er im Würm nur dessen Südrand erreichte (Abb.46). Hier wird sein Ende, neben undeutlichen Endmoränen und großen erratischen Blöcke, vor allem durch die mächtige Niederterrasse markiert, die hier ansetzt.

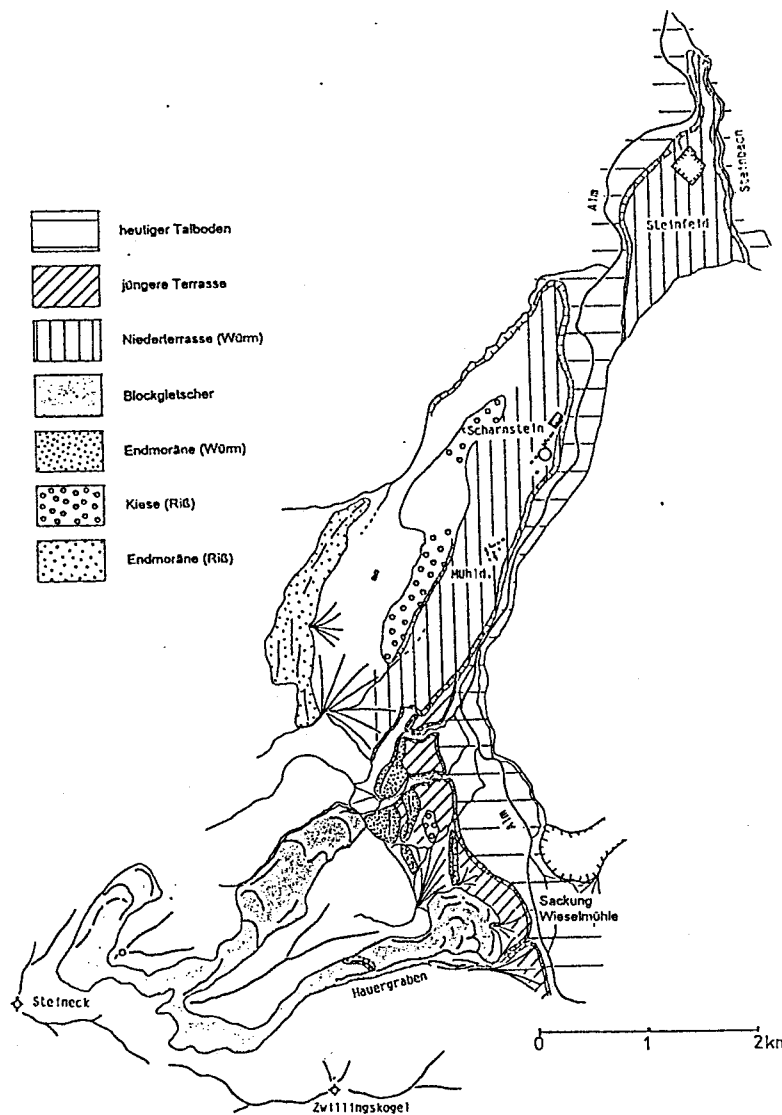


Abb. 46 Quartäre Ablagerungen im Abschnitt Grünau-Scharnstein-Almtal

Neben dem Würmgletscher im Almtal wurden die nordschauenden Kare am Zwillingskogel-Steineckzug mit mächtigen Schuttkörpern gefüllt. Diese Schuttströme weisen sehr mächtige, reich gegliederte, teilweise steilgeböschte Zungenbereiche auf und wurden als Moränenmaterial von Lokalgletschern kartiert (S.Prey 1956). Diese Interpretation würde aber eine Gleichgewichtslinie von ca. 700 m Höhe voraussetzen, die um 300-400 m tiefer läge als die, die üblicherweise an würmzeitlichen Lokalgletschern des Alpennordrandes rekonstruiert werden kann (Lichtenecker 1938).

Bei den Schuttmassen handelt es sich um Blockgletscher der letzten Eiszeit, die aufgrund der großen Schuttproduktion und Exposition entstanden. Sie waren noch einige Zeit nach dem Abschmelzen des Almgletschers aktiv, was durch das Eindringen des Blockgletschers im Hauergraben in breiter Front in das Zungenbecken von Grünau belegt ist. Dadurch wird aber angezeigt, daß noch über einige Zeit auch in den tiefen Bereichen der Talböden - trotz des Abschmelzens des Hauptgletschers - Permafrostbedingungen herrschten.

Übertiefung sowie Übersteilung der Hänge war wohl die Ursache für die große Massenbewegung am orographisch rechten Hang (Grünauberg) bei der Wieselmühle. Sie stellt eine Sackung dar, die zu einer sehr deutlichen Ausbildung der typischen Formen des Talzuschubes (konvexer Hangfuß) führte.

STOP 2 - Flyschaufschlüsse und würmzeitliche Eisrandbildungen östlich von Grünau

Thema: Flyschformationen des Grünauer Halbfensters; Eisrandbildungen (Würm)

Ortsangabe: ÖK50/Blatt 67 Grünau; Grabeneinschnitt E Zuckerhut zwischen 640 m und 660m Seehöhe.

Beschreibung: Westlich des Grabens stehen an der kleinen Zufahrtsstraße massig wirkende Grob- bis Mittelsandsteine an, deren Schwermineralspektren von Granat dominiert werden. Diese Sandsteine streichen auf der orographisch linken Grabenböschung weiter bachabwärts und stehen schließlich im Bachbett selbst an. Dort ist gut der sedimentäre Kontakt zu einer dünnbankigen Flyschfazies aufgeschlossen. Dm-mächtige turbiditische Siltsteinbänkchen wechsellagern mit vorwiegend roten hemipelagischen Tonsteinen. Gelegentlich sind dünne (cm) Lagen von turbiditischen Tonmergeln vorhanden. Diese lieferten eine Nannoflora des späten Turon: *Liliasterites angularis* SVABENICKA & STRADNER, *Lithastrinus moratus* STOVER, *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Prediscosphaera* sp.. Diese bunten Flyschschiefer können damit der Seisenburg Formation zugeordnet werden. Die Sandsteine im Liegenden sind somit zur Reiselsberg Formation zu stellen.

Folgt man dem Grabeneinschnitt weiter bachabwärts so stößt man an einem rechtsseitig gelegenen Prallhang auf einen kleinen Aufschluß mit grünen stark bioturbaten Tonsteinen, die der Fazies des Gaultflysch entsprechen. Im anschließenden Waldboden finden sich auch typische Lesesteine von glaukonitführenden Quarzsandsteinen.

Orographisch links werden die Flyschaufschlüsse von schwach talrandverkittetem Schutt überlagert, der eine flach nach N-NW einfallende Schichtung zeigt. Dabei handelt es sich um einen Schwemmkegel der zum Tal hin in eine Terrasse übergeht. Diese markiert in ca. 640m Seehöhe die Oberfläche der ehemaligen würmzeitliche Talfüllung. Im Liegenden des erwähnten Schutts, etwa ab 590m Seehöhe, besteht dieser Talverbau aus rutschfreudigen Bänderschluften. Diese wurden in einem kurzlebigen Stausee abgelagert, dessen Rückstau durch die würmzeitliche Eiszunge des Almgletschers am Talausgang bewirkt wurde, die von Westen her in das Tal eindringen ist. An diesem See endete im Süden, im Bereich des Schindlbaches, auch ein kleiner Lokalgletscher.

STOP 3 - Dachskopf

Thema: Kalkalpenbasis und Grestener Klippenzone

Ortsangabe: ÖK50/ Blatt 67 Grünau; Aufschlüsse im Wald am Ostabfall des Dachskopfes in ca. 700m Seehöhe.

Beschreibung: Von der Straßenkehre in 750m Seehöhe folgt man einen Forstweg hangabwärts. Der Weg verläuft durch Rutschgebiete, einzelne Triasschollen zeigen starke Auflösungserscheinungen. Im Waldboden finden sich gelegentlich Rollstücke von glimmerreichen Sandsteinen, die manchmal auch kleine Glimmerschieferkomponenten erkennen lassen. Diese Sandsteine können aufgrund von Vergleichen mit dem Gebiet westlich des Almtales der Gresten Formation zugeordnet werden. Man folgt dann einem Stichweg nach Norden, an dessen Ende dünnbankiger Gutensteiner Kalk ansteht. In den anschließenden Grabeneinschnitten liegen Blöcke von Serpentiniten und roten Karbonaten. Auffällig ist die rote Bodenfarbe über den mafischen Gesteinen. Ein kleiner Serpentinataufschluß befindet sich in der Böschung eines kleinen Karrenweges.

STOP 4: Panorama vom Hochberghaus; Mittagessen

STOP 5 (Bei Schönwetter): Panorama des Toten Gebirges vom Almsee aus.

STOP 6 : Tomalandschaft beim Wh. Jagersimmerl

Thema: Spätglazialer Bergsturz

Ortsangabe: ÖK50/ Blatt 67 Grünau; Tomahügel nördlich vom Parkplatz des Wirtshauses

Nach dem weitgehenden Abschmelzen des Almgletschers ereignete sich ein großer Bergsturz (ABELE 1970), der sich aus dem Nordhang des Hochplatterkogels löste und fast zur Gänze das Tal des Stranegg Baches und Teile des Almtales mit einer mächtigen Bergsturzmasse füllte. Neue Untersuchungen ergaben ein wesentlich detaillierteres Bild über Mechanismen und Ablauf des Bergsturzes (VAN HUSEN 1995).

Als der Bergsturz im Almtal erfolgte, war das Eis aus dem Becken des Almsees, zumindest am Nordrand, weitgehend verschwunden, so daß sich hier ein Nebenstrom ausbreiten konnte. Seine Reste sind am Nordrand immer wieder - teilweise unter dem Hangschutt - aufgeschlossen. Das südlichste Vorkommen stellen die 3-5 m hohen Hügel in der Schwemmkegeloberfläche westlich Schwarzbrunn dar. Ob dieses, nur geringe, Eindringen des Sturzstromes darauf zurückzuführen ist, daß er hier auf eine Eismasse (aktive Gletscherzunge oder Toteiskörper) traf, oder ob es sich nur um einen kleinen Teilstrom handelt, der bald auslief, kann nicht sicher beantwortet werden, obschon erstere Variante die wahrscheinlichere ist. Eine dritte Möglichkeit wäre noch, daß die Bergsturzmateriale in dem etwas übertieften Becken von den jungen Schwemmkegelsedimenten überschüttet wurden und nur die höchsten Teile zu sehen sind. Der Hauptstrom des Bergsturzes ist jedoch nördlich der steilen Nase südwestlich Jagersimmerl, die teilend wirkte, im Almtal abgeflossen.

Bis zum Zusammenfluß des Straneggbaches mit der Alm erfüllte der Bergsturzschtstrom das Tal des Straneggbaches, bis auf kleine randliche Bereiche, im Süden zur Gänze (Abb.47).

Dabei erreichten die dicht nebeneinander liegenden Tomahügel durchwegs 60-80 m Höhe und sind mit großen Kalkblöcken übersät, wie sie z.B. sehr gut an der Straße Jagersimmerl - Almsee zu sehen sind.

Ab Jagersimmerl ändert sich das Erscheinungsbild der Bergsturزابlagerungen erheblich. Die Tomahügel nehmen rasch an Höhe ab. Ebenso gehen die großen Blöcke an der Oberfläche deutlich zurück und sind bis zum Jagdschloß gänzlich verschwunden. Parallel zu dieser Veränderung entwickelt sich zwischen den Hügeln eine Terrassenebene (z.B. nördlich Jagersimmerl), aus der Tomahügel aufragen. Diese bilden anfänglich neben einzelnen Hügeln noch geschlossene Areale (z.B. westlich Jagersimmerl, nördlich des Jagdschlusses), weiter nördlich talabwärts sind es dann nur noch Einzelhügel, die aus der Terrasse aufragen. Sie sind in abnehmender Zahl, Größe und Höhe bis in die Heckenau zu verfolgen. Ihre Verteilung im Talboden zeigt eine undeutliche Konzentration in einer Linie an, die von einer Talseite zur anderen pendelt, als wäre sie durch einen großen Strom abgelagert worden.

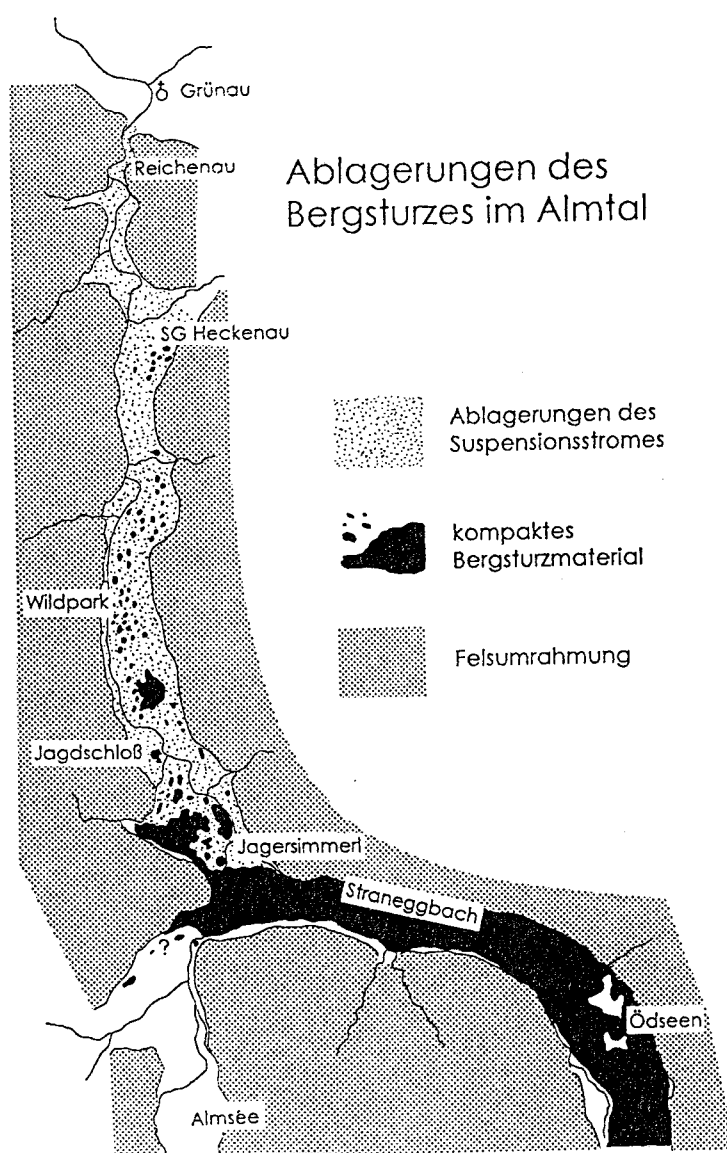


Abb.47 Ablagerungen des Bergsturzes im Almtal

STOP 7: Kiesgrube Vielhaber bei Heckenau

Themen: 1) Bergsturzmaterial in Suspensionsstromablagerungen 2) Bohrung Grünau

Ortsangabe: ÖK50/ Blatt 67 Grünau; Kiesgrube im Almtal, ca. 2,5 km südlich von Grünau

In zwei Kiesgruben (Heckenau/Vielhaber und südlich Auinger) ist eine deutliche Differenzierung innerhalb der Sedimente zu erkennen. Die Materialien unterhalb der ebenen Terrassenfläche sind kantengestoßene Dolomite und Kalke, die nur wenige Prozent an gerundeten Komponenten führen. Diese Materialien sind sehr locker gelagert und weisen einen überproportionierten Hohlraumgehalt auf. Die Sandkomponente fehlt weitgehend. Die Einzelkörner weisen durchwegs einen weißen Überzug von feinst zerriebenem Kalk (Schluff, Ton) auf, der aber nur selten die Hohlräume auch erfüllt. In den bis zu 5 m hohen Aufschlüssen in dem Material war außer einer geringen Verfeinerung des Kornes zum Hangenden zu keine Schichtung oder Klassierung in dem sehr gleichmäßigen Material zu erkennen. Das läßt darauf schließen, daß es sich dabei um eine Ablagerung handelt, die durch einen Suspensionsstrom auf einmal erfolgte (Abb.48).

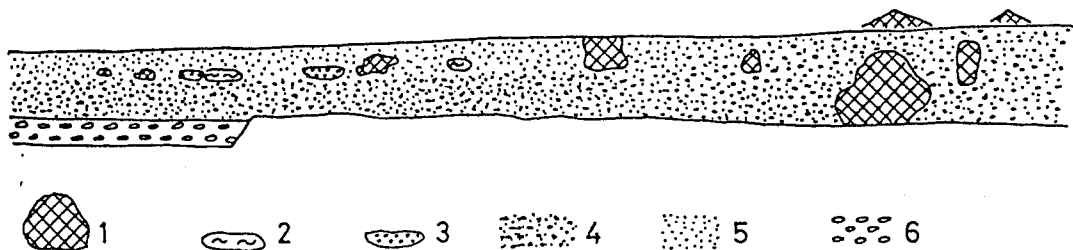


Fig.4: Sketch of the gravel pit Vielhaber.

- 1: floating landslide blocks
- 2: banded clay
- 3: stratified gravel

- 4: coarse debris flow
- 5: fine-grained debris flow
- 6: gravel of the tributary

Abb. 48 Skizze der Abbauwand in der Kiesgrube Vielhaber

In diesen lockeren Ablagerungen schwimmen als Komponenten immer wieder große Blöcke (20-50 cm) von völlig eckigen Karbonaten, sowie Linsen von geschichteten Kieses und Bänderschluften, die bis zu 1,5 m Länge und 0,5 m Mächtigkeit aufweisen. Besonders die Kieslinsen können nur im gefrorenen Zustand transportiert worden sein, da sonst ihre ursprüngliche Schichtung zerstört worden wäre. Die Bänderschluftpakete zeigen manchmal eine deutliche Verbiegung und Faltung, die darauf schließen läßt, daß diese Seesedimente im weichen Zustand transportiert wurden.

Neben diesen Komponenten finden sich immer wieder kleinere (einige dm) und größere (mehrere Meter) Körper von extrem dicht gelagertem Kalkschutt in dem locker gelagerten Suspensionsmaterial. Dieses, die Korngrößen von Ton, Schluff bis Blockgröße umfassende Material ist durch den Bergsturz entstanden und bildet die Tomahügel sowie die geschlossene Masse östlich Jagersimmerl, wo es immer wieder aufgeschlossen war.

In der Kiesgrube Vielhaber war zu sehen, daß diese Körper sowie einer der kleinen Tomahügel des Bergsturzmateri als in dem Suspensionsstrom schwimmend transportiert worden waren. Der kleine Tomahügel war an der Oberfläche transportiert worden und ragte 1 m aus der Terrassenfläche auf. Wahrscheinlich sind, entsprechend ihrer Verteilung im Talboden, alle kleinen Tomahügel zwischen Heckenau und dem Jagdschloß derartige schwimmende Brocken von verdichtetem Bergsturzmateri al, die in dem Suspensionsstrom schwimmend transportiert worden waren, wodurch ihre Verbreitung im Talboden erklärbar wäre.

Eine mögliche Erklärung für die Bildung dieses Suspensionstromes kann sein, daß der Sturzstrom des Bergsturzes im Almtal im Bereich des Jagersimmerls auf einen See traf. Aus dessen Wasser wurde, mit Teilen der Bergsturzmasse vermengt, der Suspensionsstrom geformt, in dem noch nicht aufgeschlämmte Brocken des primären, kompakten Bergsturzmateri als schwimmend transportiert wurden. Das aufgeschlämmte Bergsturzmateri al wurde beim Transport schwach kantengerundet. Aus dem Seegrund müßten auch die Bänderschlu ffbrocken bezogen werden, die sich immer wieder finden. Die geschichteten Kiese müßten dann aus Terrassen- oder Deltabereichen aufgenommen worden sein (im Winter?).

Der Suspensionsstrom erfüllte das Almtal vom Jagersimmerl an bis mindestens knapp vor das Becken von Grünau, wo bei Reichenau das nördlichste Vorkommen dieser Sedimente zu finden war. Aus diesem Ablauf und dem Mechanismus ist auch verständlich, wieso eine derartig große Transportdistanz des Bergsturzmateri als trotz des scharfen Knickes (Jagersimmerl) im Talverlauf möglich wurde.

Als Zeitpunkt des Ereignisses kann wahrscheinlich das Spätglazial angenommen werden, wie das ABELE (1974) vermutete, da die Verbreitung des Bergsturzmateri als unmittelbar unter dem Abrißgebiet die Existenz einer Gletscherzunge nahelegt. Diese Einstufung wird auch dadurch unterstützt, daß die jetzt durchgeführte palynologische Analyse mehrerer Bänderschlu ffbrocken durch das spärliche Auftreten von Pollen auf eine fehlende oder sehr schütterere Vegetation zur Bildungszeit des Bänderschlu ffes hinweist, wie sie am beginnenden Spätglazial in diesem Raum auftrat. Ebenso könnte die mögliche Füllung des Beckens um den Almsee mit Gletschereis auf diesen Zeitraum hindeuten.

In dieser Kiesgrube wurde die Bohrung Grünau der ÖMV niedergebracht (s. Abb.), die unter den Kalkalpen in einer Bohrtiefe von 1969m völlig überraschend auf einen rund 500m mächtigen Serpentinikörper traf. Die Position dieses Serpentinits läßt sich damit unmittelbar mit jenem am Dachkopf (Stop 3) vergleichen, auch die Grestener Fazies im Liegenden wurde in der Bohrung angetroffen. Darunter liegt ein verschupptes Paket von Helvetikum und Molasse. Ab 3445m folgt ruhig lagernde Molasse mit Puchkirchner Serie und der Tonmergelsteinserie, dann Fischeschiefer und schließlich als Basis Lithothamnienkalk und Eozänsandstein. Das autochthone Mesozoikum wurde bei 4888m erreicht, das anstehende Kristallin in 5187m.

BOHRPROFIL GRÜNAU 1

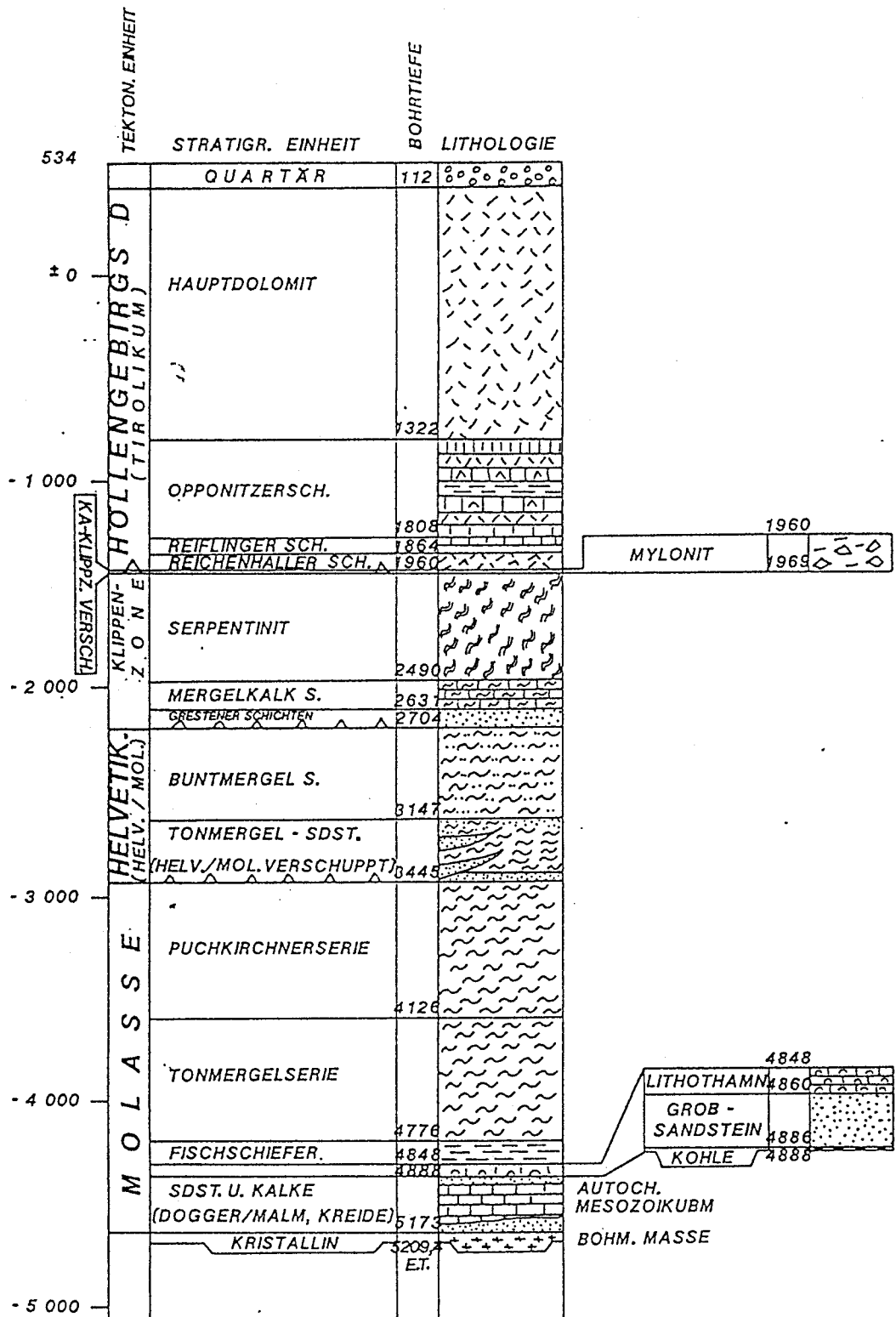


Abb. 49 Bohrprofil der Bohrung Grünau (aus BRIX & HAMILTON, 1989)

Literatur:

- ABELE, G. (1970): Der Bergsturz im Almtal im Toten Gebirge.- Mitt. Geogr. Ges. Wien, 112, H 1, 120-124, Wien.
- ABELE, G. (1974): Der Bergstürze in den Alpen.- Wiss.AV.Hefte (H. 25), München.
- BRAUNSTINGL (1989): Flyschanteil auf Blatt 65 Mondsee.- Geol. Karte Rep. Österr., Wien (Geol. B.-A).
- BRINKMANN, R.(1936): Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen.- Sitzungsberichte preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl.,1936, 31, Berlin.
- BRIX, F. & HAMILTON, W. (1989): Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen im Flysch und Kalkalpin zwischen Wien und Salzburg.- Exkursionsführer österr. geol. Ges., 12, Wien.
- BUTT, A. (1981): Depositional environments of the Upper Cretaceous rocks in the northern part of the Eastern Alps.- Cushman Foundation Forum. Res., Spec. Publ. 20, 121 S., Washington.
- EGGER, H. (1987): Die Geologie der Rhenodanubischen Flyschzone südöstlich von Steyr (Oberösterreich, Niederösterreich).- Jb. Geol. Bundesanst., 130: 139-151, 5 Abb.; Wien.
- EGGER, H. (1989): Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg.- Jb. Geol. Bundesanst., 132: 375-395, Wien.
- EGGER, H. (1992a): Zur Geodynamik und Paläogeographie des Rhenodanubischen Flysches (Neokom-Eozän) der Ostalpen.- Z. dt. geol. Ges., 143: 51-65, Hannover.
- EGGER, H. (1992b): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 66 Gmunden.- Jb.Geol.B.-A., 690-691, Wien.
- EGGER, H. (1993): Zur Nannoplankton-Stratigraphie der Seisenburger Schichten (Coniac? - frühes Campan) in der Rhenodanubischen Flyschzone (Ostalpen) östlich des Inn.- Zitteliana, 20: 59-65, München.
- EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altlenzbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum):- N.Jb.Geol.Paläont.Abh., 196, 69-91, Stuttgart.
- EGGER, H. (1996): Bericht 1994 und 1995 über geologische Kartierungen in der Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau. Jb. Geol.B.-A., 139, Wien.
- GATTINGER, T.E. (1953): Geologie der Kremsmauergruppe.- Unpubl. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 194 S., Wien.
- HUSEN VAN, D. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal.- Jb. Geol. B.-A.,138, 490-491, Wien.

KIRCHMAYER, M. (1956): Einige geologische Untersuchungen im Grünauer Becken und in der Kasberggruppe in Oberösterreich.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 4, 3-28, Wien.

KIRCHMAYER, M. (1957): Zur Geologie des Grünauer Beckens (O.Ö.) und seiner Umrahmung. II. Tektonischer Teil.- Mitt. Geol. Bergbaustud. Wien, 8, 44-59, Wien.

LICHTENECKER, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen.- Verh. III. Internat. Quartärkonf., 141-147, Wien.

OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum.- Jb. Geol. B.-A., 111, 1-88, Wien.

PLÖCHINGER, B. (1964): Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich).- Jb. Geol. B.-A., 107, 11-69, Wien.

PREY, S. (1950): Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a.d.Krems (Oberösterreich).- Jb. Geol. B.-A., 94, 93-165, Wien.

PREY, S. (1952): Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone.- Verh. Geol.B.-A., Sdh. C, 98 -102, Wien.

PREY, S. (1953): Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (O.Ö.).- Jb. Geol. B.-A., 96, 301-343, Wien.

PREY, S. (1956) Die eiszeitlichen Gletscher im Traunstein-Zwillingskogelkamm und im Almtal bei Gmunden.- Z. Gletscherk. u. Glazialgeol., 3., 213-233, Innsbruck.

PREY, S. (1972): Flyschanteil auf der geologischen Karte des Wolfgangseegebietes.- Wien (Geol.B.-A.)

PREY, S. (1983): Das Ultrahelvetikum-Fenster des Gschlifgrabens südsüdöstlich von Gmunden (Oberösterreich).- Jb. Geol.B.-A., 126, 95-127, Wien.

PREY, S. (1992): Das Flyschfenster von Windischgarsten und seine Umgebung - eine Dokumentation über Schichtfolgen und Tektonik.- Jb. Geol. B.-A., 135, 513-577, Wien.

RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G. (1940): Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (OBB.) und der Enns (Oberdonau).- Z. dt. geol. Ges., 92, 416-430, Berlin.