

Exkursion am Westrand des Grazer Paläozoikums

Ana-Voica BOJAR¹, Fritz EBNER², Harald FRITZ¹, Bernhard HUBMANN¹
& Gerd RANTITSCH²

¹ Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Geologie und Paläontologie, A-8010 Graz, Heinrichstraße 26, Österreich, Fax: +43/316-380-9871

² Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften, A-8700 Leoben, Österreich, Fax: +43/3842-402-9902

Die folgenden Exkursionspunkte im westlichen Abschnitt des Grazer Paläozoikums (Raum St. Pankrazen, Geiststhal, Krenhof) führen nicht nur zu Paläozoikumsaufschlüssen, sondern auch in die transgressive Auflagerung der Kainacher Gosau und in Grenzbereiche zum Mittelostalpinen Kristallin.

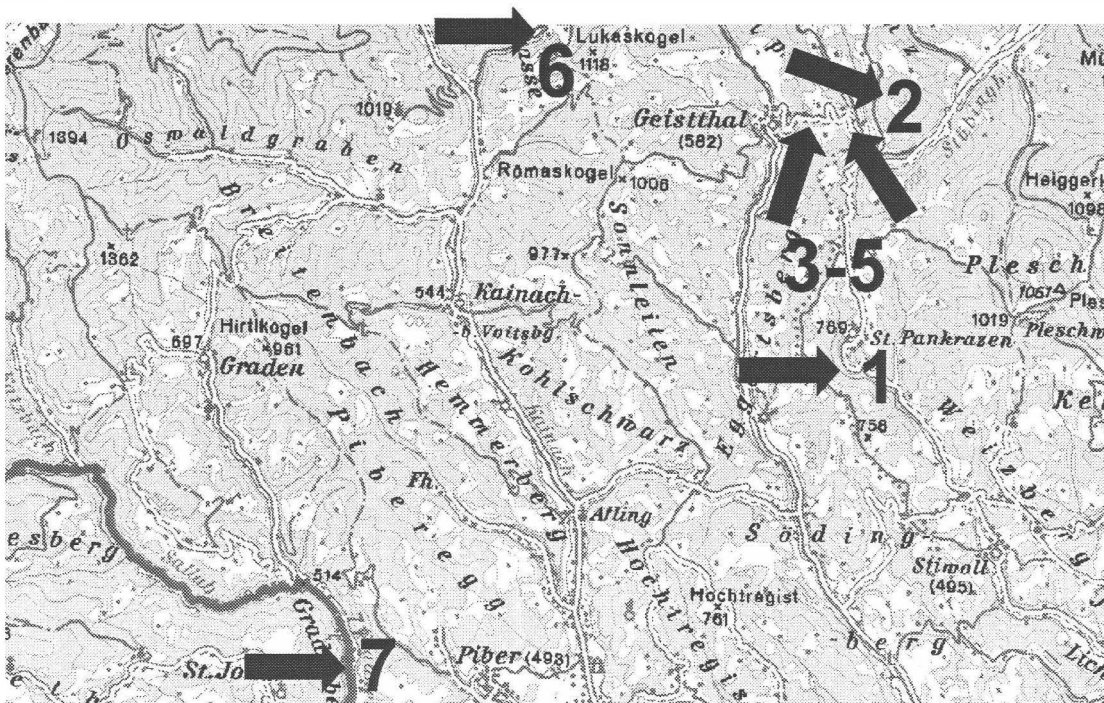


Abb. 1: Exkursionsroute

Haltepunkt 1: Straßenprofil St. Pankrazen; Barrandekalk (Eifelium)
(RW : 63150, HW 22000, Höhe: 660 m in der ÖK 163)

Entlang der Landesstraße von Stiwooll nach St. Pankrazen ist ab der Höhenkote 566 (ÖK 163) bis knapp vor der Ortschaft St. Pankrazen ein durchgehendes Profil durch einen Großteil der devonischen Rannach-Gruppe (Rannach Decke) mit der Flösserkogel-Fm., Barrandekalk, Gaisbersattel-SbFm. und Platzlkogel-Fm. aufgeschlossen. Etwa 700 m vor St. Pankrazen treten in der durch zahlreiche Abschiebungen gekennzeichneten Abfolge Barrandekalk auf.

Der Name dieser Formation leitet sich von der (angeblich) häufig auftretenden tabulaten Koralle *Pachycanalicula barrandei* (PENECKE, 1887) ab (vgl. dazu HUBMANN 1997). Mikrofazielle, sedimentologische und paläökologische Untersuchungsergebnisse der flachmarinen, reichhaltig fossilführenden, durch „Kalk-Mergel“-Wechselagerungen charakterisierten Entwicklung wurden von HUBMANN (1993, 1995) publiziert (siehe auch Beitrag EBNER et al. in diesem Heft). Ein aus

verschiedenen Profilen zusammengestelltes Faziesmosaik gibt folgendes Modellbild der Formation (Abb. 2):

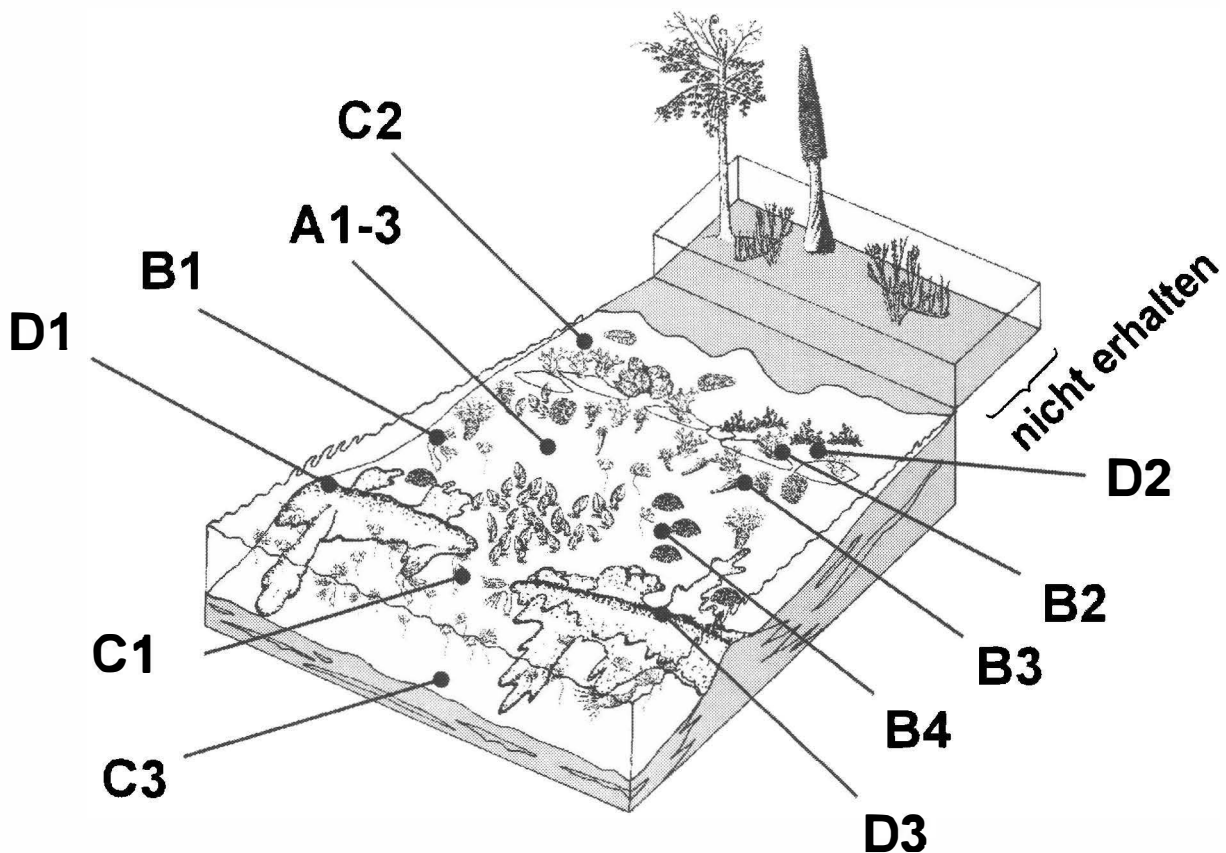


Abb. 2: Faziesmodell der Barrandeikalke

(A1-3) Niederenergetische Schlammfazies: Mikritische (bis mikrosparitische) Gesteine mit stellenweise quantitativ dominierend auftretenden fecal pellets und bioturbaten Strukturen. Hohe Schlammanteile, so wie vollständig erhaltene, selbst leicht disartikulierbare Skelette (z.B.: im Verband befindliche Crinoidenstielglieder) sprechen für ein wenig turbulentes hydrodynamisches Regime während der Sedimentation.

(A1) Mudstone-Subfazies (Hellgrau-blaue, gelbliche, meist aber dunkelgraue bis schwarze (feinverteilter Pyrit und/oder dispers verteilte organische Substanz) fossilarme Gesteine.

(A2) Calcisphaeren-Wackestone-Subfazies (Dunkelblaue bis schwarze, mikritische Kalke mit in Nestern angereicherten Calcisphaeren (und ?Spicula) und Biogenen/Biomorpha geringer Teilchengröße. Vorkommen von Calcisphaeren neben untergeordnet auftretenden Makrofossilien deutet auf ein Abweichen von normalmarinen Bedingungen.)

(A3) Gastropoden-Pellet-Wacke/Grainstone-Subfazies (Meist kleinwüchsige (bis max. 3mm große), trochospirale Gastropoden mit ihren Apex nach oben orientiert in pelmikritischer bis pel(pseudo)sparitischer Matrix. 'Fecal pellets' sind häufig durch Überlastungsdruck des noch unverfestigten Sediments schichtparallel ausgelängt (Krümelgefüge). Bioturbation ist häufig.)

(B) Höherenergetische Schlammfazies: Größere (allochthone) Biogene weisen auf eine höhere Hydrodynamik während der Ablagerung hin. Fehlende bis geringe Zurundung lassen nur geringe Transportweiten vermuten (Parautochthonie bis Autochthonie). Charakteristisch ist massenhaftes Auftreten von "typischen riffbauenden" Organismen.

(B1) Crinoiden-Brachiopoden-Wacke/Floatstone-Subfazies (Lagen mit isolierten Crinoidenstielgliedern und dünnchaligen Brachiopoden, häufig mit Mikritsäumen sind in den Profilen weit verbreitet. Brachiopoden (hier vorallem die dünnchaligen; Chonetiden?) sind selten zweiklappig erhalten.)

(B2) Amphiporen"/"Thamnoporen"-Floatstone-Subfazies (Anhäufungen ästiger Tabulata vom Typ *Thamnopora* und *Striatopora* mit dendroiden Stromatoporiden vom Typ *Amphipora* und Calcisphaeren und Crinoiden.)

(B3) Korallen-Stromatoporen-Floatstone-Subfazies (Rugose, dominiert durch *Thamnophyllum* und tabulate Korallen mit ästigen Wuchstypen, sowie lamellare oder tabulare Stromatoporen sind im allgemeinen schichtparallel

eingesteuert. Untergeordnet treten Echinodermaten, Brachiopoden, Gastropoden und Schalenbruch auf. Nicht selten ist Epökie von Stromatoporen an rugosen (seltener an tabulaten) Korallen zu beobachten. Einstreuungen weisen auf gerichtete Strömungen hin, fehlende Abrasionen an Komponenten lassen nur geringe Transportweiten vermuten. (B4) Brachiopoden-Korallen-Floatstone-Subfazies (Charakteristische organismische Elemente sind dickschalige Brachiopoden, die mit massiven (*Favosites*, *Alveolites*, *Heliolites*) und dendroiden Korallen (*Thamnophyllum*, *Thamnopora*, *Striatopora*) vergesellschaftet sind. In charakteristischer Ausbildung kann dieser Faziestyp im Gelände in Form markanter Zdimir-Schill-Lagen hervortreten. Fehlende Anzeichen von Imbrikationen und die überwiegende zweiklappige Erhaltung der Brachiopoden lassen Autochthonie der Brachiopoden vermuten, die Korallen geben keine Hinweise auf Lebensstellung.)

(C) Hochenergetische Schuttfazies: Zugerundete, eingeregelter Komponenten, gradierte Fossilschuttlagen sind charakteristisch.

(C1) Crinoidenschutt-Subfazies (Echinodermaten-, Pelloide- und Gastropoden-führende, sparitische Kalke können als Basalentwicklung der Abfolge entwickelt sein. Gute Zurundung und Sortierung der Biogene, die häufig Mikritsäume aufweisen ist signifikant.)

(C2) Grobsilt-Pellet-Subfazies (Neben einer hohen Grobsiltkomponente (Korngrößen im Bereich 60-125µ, volumetrischer Anteil des Grobsiltes bis 78%) in mikritischer bis mikrosparitischer bzw. pseudosparitischer Matrix kommen Einschaltungen von Pellets, resp. Quarzsilt-Pellet-Rhythmite vor. Planar bis schwachwellig laminierte Hangendbereiche weisen fast ausnahmslos bioturbate Strukturen auf.)

(C3) Eventstone(Tempestit)-Subfazies (Über einer nicht immer klar erkennbaren erosiven Basis folgen Schill- und Biogenschuttlagen, die zumeist normale Gradierung aufweisen. Das Verhältnis stabile zu instabile Lage bei Zweischalern beträgt etwa 1:1, die Ausbildung von Geopetalgefügen ist charakteristisch. Signifikant sind 'muddying-upward'-Sequenzen; über den Biogenschuttlagen finden sich häufig fossilfreie Mudstone-Lagen.)

(D) "Riff"-Fazies: In diese Fazies werden genetisch unterschiedliche Rasenbildungen (Algen, Stromatoporen, Korallen; Autoparabiostrome, vergl. HUBMANN 1995:111), wie auch 'Coverstones' (sensu TSIEN 1984) vereinigt.

(D1) 'Coverstone'-Subfazies (Die 'Coverstone'-Fazies stellt nach TSIEN (1984) initiales Riffwachstum dar, zeigt aber auch starke Anklänge an die Tempestit-Fazies. Charakteristisch ist die im makroskopischen Bereich meist erkennbare Gradierung der allochthonen Komponenten, welche von autochthonen lamellaren Organismen "abgedeckt" werden. Als detritische (allochthone) Biogen-Komponenten, welche negative Korngrößenanomalien bezüglich der ursprünglichen Wasserenergie aufweisen, treten neben Crinoiden dendroide Tabulata, Rugosa, Heliolitida, Brachiopoden und Gastropoden auf. Als Stabilisatoren fungieren lamellare und tabulare Stromatoporen vom Typ *Actinostroma*, untergeordnet auch Favositiden mit lamellarem Corallum.)

(D2) Algen-Wacke/Float bis Bafflestone-Subfazies (Entsprechend sedimentologischen Verhaltens werden die Halimedaceen-Rasen mit MAMET et al. (1984) als "Algen-Baffle/Boundstones" klassifiziert. Charakteristisch ist das Auftreten dieser Subfazies in Profilabschnitten mit reger Wechsellagerung roter Mergelschieferlagen (HUBMANN 1990, 2000).

Erstaunlich sind hohe Rückstandswerte dieser Subfazies, die deutlich über den allgemein in der Literatur angegebenen Werten für Algenkalke liegen.

(D3) Korallen-Baffle(Frame)stone-Subfazies (Tritt nur in der Schicht 7 des Profils Attems auf, wo massige, bis 1/2m im Durchmesser werdende Favositenstöcke wellenresistente (vermutlich) kleindimensionale "patches" bildeten.)

Die vertikale (bankweise) Abfolge der Mikrofazies- bzw. Mikrosubfaziestypen, wie in Abb. 1 dargestellt, läßt in allen Profilen erkennen:

a) Einschaltungen von Tonschieferhorizonten haben keine signifikanten Einflüsse auf Mikrofaziestypen: In 57% der Fälle ergeben sich keine Änderungen zwischen den jeweils unter- und überlagernden Schichten. In 35% der Fälle ändert sich der Mikrofaziestyp um eine "Energienstufe" (in der Reihung Typ A bis C), wobei sowohl aufsteigende wie absteigende Tendenzen in bezug auf Turbulenzenergie des Sedimentationsraumes nach dem Absatz der Mergel/Schieferlagen festzustellen sind.

b) Mikrofaziestypen sind vertikal („in der Zeit“) kaum krassen Schwankungen unterworfen. Beispielsweise wird im hangenden Abschnitt des Profils Attems (westlich von Graz) der Faziestyp A über 25 Bänke hindurch beibehalten.

c) Die Beständigkeit des Mikrofaziestypes B ist in allen Profilen am größten. Übergänge vom Typus B in den Typus C sind am häufigsten.

d) In keinem der untersuchten Profile wird der Übergang der „Riff“-Fazies in die hochenergetische Schuttfazies verwirklicht.

Eine detaillierte Darstellung des Straßenprofils St. Pankrazen findet sich bei HUBMANN (1993), die Gammastrahlungscharakteristik der Profilabfolge wurde von HUBMANN & REISINGER (1999) publiziert (Abb.3).

In einer Kurzbeschreibung kann das Profil wie folgt charakterisiert werden. Im Basalbereich (mit Störungskontakt zur unterlagernden Flösserkogel-Formation) sind dunkelrotbraune Tonschiefer mit vereinzelt Abdrücken von chonetiden Brachiopoden aufgeschlossen. Darüber schließt eine Abfolge Quarzsilt-führender, dunkelgrauer bis schwarzer Biogenschuttkalke an, die in Wechselfolgen von rötlichbraunen Tonschiefern, Kalkmergeln und hellblauen bis dunkelgrauen Biogen- bis Biogenschuttkalken übergehen. Die Hangendbegrenzung zu den Dolomiten der Gaisbersattel-SbFm. wird durch eine enge Wechselfolge von Kalken und Kalkmergeln markiert. Die maximale Gesamtmächtigkeit (lateral in ihrer Mächtigkeit schwankende Bänke!) der Abfolge beträgt 20,8 m. Die lithologische Vielfalt reicht von reinen Kalken, mergeligen Kalken, Kalkmergeln, etc. bis hin zum Tonstein. Die Bezeichnungen werden aber im folgenden nach dem Geländehabitus in „Kalke“ und „Mergel“ vereinfacht. Auf 73 Bänke (minimale Mächtigkeit 4 cm, maximale Mächtigkeit 168 cm) entfallen 17 „Mergel“- und 56 „Kalk“-Bänke.

Die Schiefer- und Mergellagen im mittleren Profilabschnitt weisen Spuren von *Scalartituba* auf und können faustgroße Favositenstöcke (*Favosites styriacus*, *Favosites* cf. *radiciformis*) mit kugelig bis knolligen Kolonieförmigkeiten, Ø um 10 cm, feingerippte Brachiopoden (*Chonetes* sp.), Rugosabruchstücke (*Thamnophyllum stachei*, *Thamnophyllum murchisoni*) und Crinoidenstielglieder führen. Im höheren Profilabschnitt treten schillartig dickschalige Brachiopoden (*Zdimir* cf. *hercynicus*) auf.

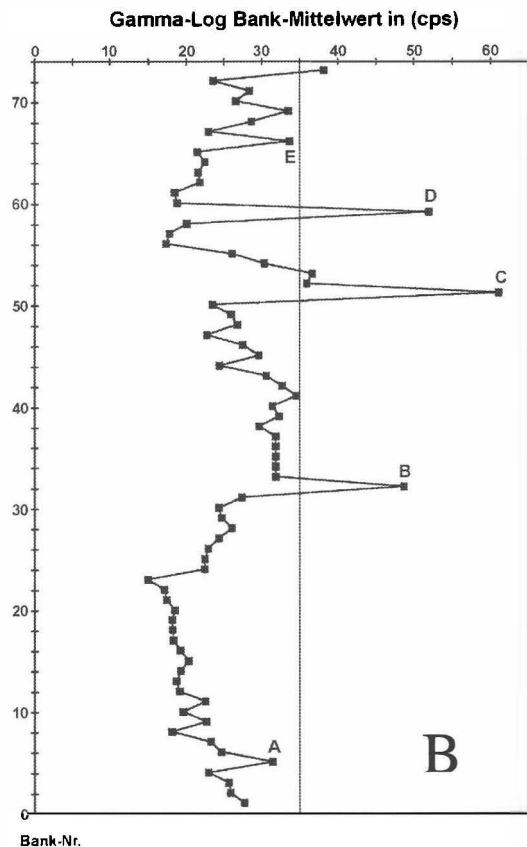
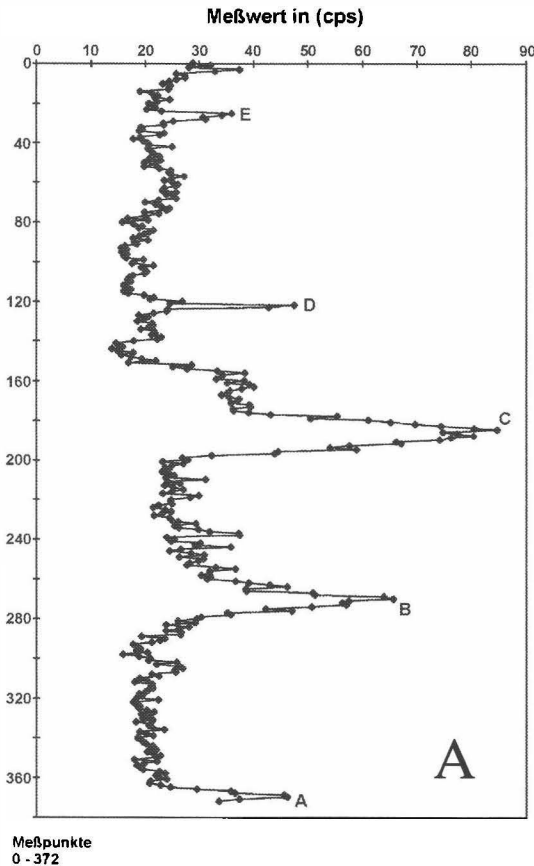


Abb. 3: A: „Kontinuierliches“ Gammalog. Natürliche Gammastrahlung ermittelt an der Aufschlußwand entlang einer gewählten normal zur Schichtung. Auf diese Art entsteht ein durchgehendes Gammalog, die aufgezeichnete Kurve repräsentiert somit ein lückenloses radiometrisches Abbild des stratigraphischen Profiles. Buchstaben A bis E bezeichnen markante Peaks, die mit den "Mergel"-Horizonten korrespondieren.

B: "Intrabed-Mean Gammalog. Gammastrahlungshaushalt einer Bank (ermittelt als Mittelwert mehrerer lateraler Einzelmessungen). Die bankinterne Schwankung der Gamma-Meßwerte ist auffallend gering: die Standardabweichung, ausgedrückt in % des Mittelwertes, beträgt im Durchschnitt nur 7%. 35 cps-Linie entspricht dem Gesamtdurchschnittswert aller „Mergel“.

Haltepunkt 2: Platzkogel; St. Pankrazen-Fm. (Obersanton – Unter campan)
(Forstweg am Westhang des Platzkogel, RW 663350, HW 226410 in der ÖK50)

Entlang des Forstweges sind die basalen Teile der St. Pankrazen-Fm. (RUSSEGGER et al. 1998) aufgeschlossen. Die Konglomerat-SbFm. und Karbonat-SbFm. der St. Pankrazen-Fm. überlagern über einem Erosionsrelief fossilführende mitteldevonische Flachwasserkalke des Grazer Paläozoikums (Barrandeikalke). Über weite Strecken des Forstweges ist auch die Bitumenmergel-SbFm., z.T. mit Bitumen in mm-feinen Klüften, aufgeschlossen.

RUSSEGGER et al. (1998) gliedern die St. Pankrazen-Fm. folgend:

Konglomerat-SbFm.

Bis zu 2 m mächtige, Korn-gestützte Kalk-Konglomerate als direkte transgressive Überlagerung des paläozoischen Untergrundes. In einer "fining upward" Sequenz leiten sie in die Karbonat-SbFm. (bis zu 2 m mächtige Gastropoden-führenden Kalke einer Strandentwicklung) über (SOMERS 1992, FENNINGER & HUBMANN 1994, 1998). Teilweise ist der Kontakt zwischen Grobkonglomerat und Gastropodenkalk erosiv ausgebildet.

Bitumenmergel-SbFm.

Maximal 20 bis 50m mächtige bituminöse Kalkmergel eines meist limnischen Ablagerungsraumes (BODROGI et al. 1994, SACHSENHOFER et al. 1995, RUSSEGGER et al. 1998). Zu der Abfolge zählen auch teilweise bituminöse, karbonatreiche Ton/Siltsteine und fossilreiche Kalke. Interpretiert wird die Abfolge der feinkörnigen bituminösen Sedimente als Entwicklung eines zeitweilig marin beeinflussten Mergelsees (DEAN, 1981).

Haltepunkt 3: Paläozoischer Grundgebirgsaufbruch (Barrandeikalke) und St. Pankrazen-Fm. östlich von Geistthal

(Forstweg zum Gehöft „Linshalmer“ östlich von Geistthal, RW 662270, HW 226420 in der ÖK50)

In diesem Bereich wird eine störungsbedingte paläozoische Hochscholle von der Bitumenmergel-SbFm. umhüllt (Abb. 4). Die Migration von Kohlenwasserstoffen, die aus den Bitumenmergeln generiert wurden, in den paläozoischen Beckenuntergrund wird durch Festbitumen in Hohlräumen und Klüften der mitteldevonischen Flachwasserkalke (Barrandeikalke, lokal mit Korallen-/Brachiopoden Faunen) sichtbar (GRÄF 1975). Die organische Maturität der Bitumenmergel liegt im Bereich des Erdölfensters (Glanz- bis Gasflammstadium, SACHSENHOFER et al. 1995).

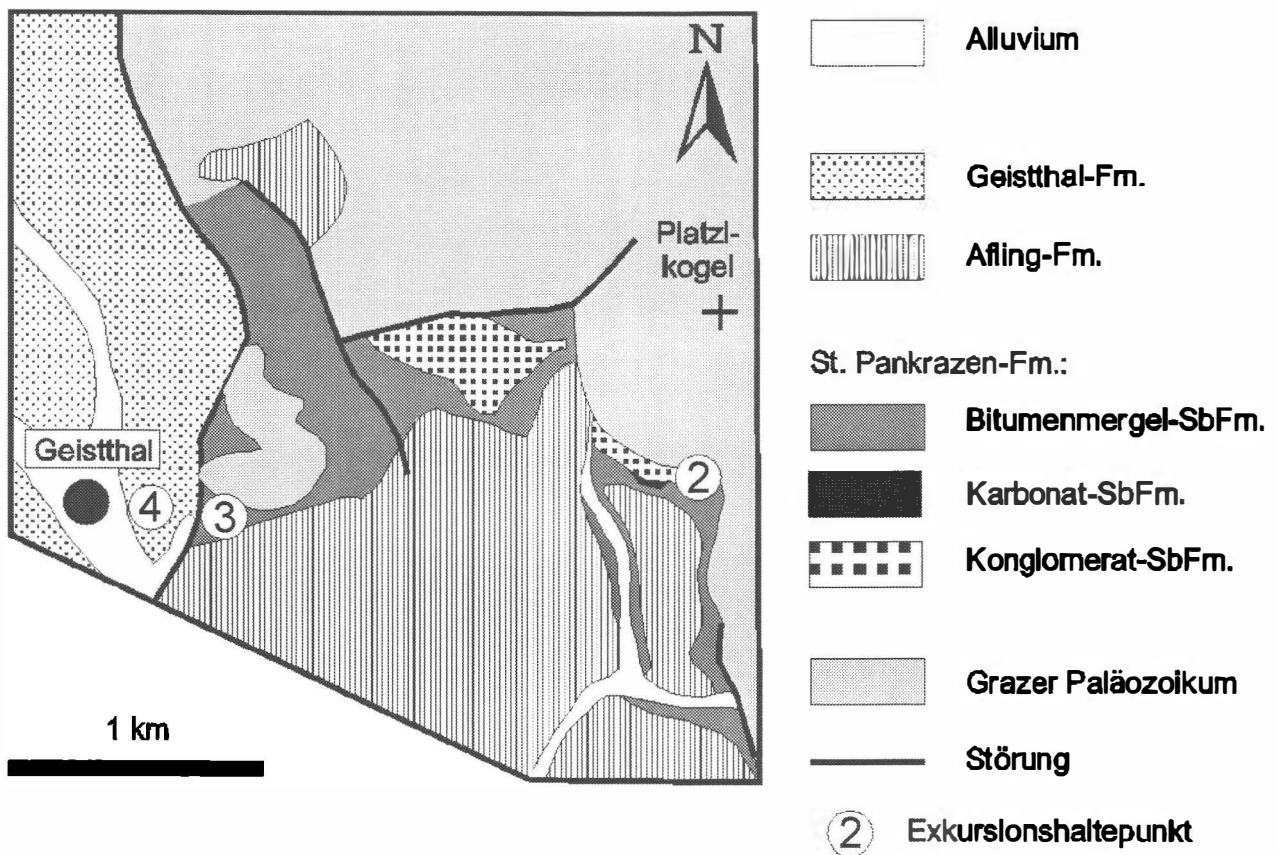


Abb. 4: Geologischer Überblick über den Raum östlich Geistthal mit Lage der Gosau-Exkursionspunkte. Beachte die störungsbedingte Trennung der alluvialen Fazieszone mit roten Basiskonglomeraten von der limnischen Fazieszone mit der St. Pankrazen-Fm. (EBNER 1992).

Die Bitumenmergel sind in einem Profil südlich der Landesstraße gut aufgeschlossen. Einige ausgewählte geochemische Parameter dieses Profils sind in Abb. 5 dargestellt (RUSSEGGER et al. 1998). Der Karbonat- und Phosphorgehalt, sowie der Wasserstoffindex können als Maß der biologischen Produktivität in der Wassersäule interpretiert werden. In direkter Abhängigkeit dazu steht das Na/K-Verhältnis (dargestellt als $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis) und das Si/Al-Verhältnis (dargestellt als $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis). Hohe Na/K-Verhältnisse können durch eine relative Anreicherung des Plagioklas gegenüber Kalifeldspat und Illit, hohe Si/Al-Verhältnisse durch die relative Anreicherung von Quarz gegenüber den Tonmineralen erklärt werden. Dieser mineralogische Wechsel kann auch röntgenographisch nachgewiesen werden. Das bedeutet, dass zu Zeiten verminderter Bioproduktion der labilere Plagioklas und Quarz angereichert sind. Die positive Beziehung zwischen $\delta^{13}\text{C}$ und Gesamtkarbonatgehalt (K) sowie dem Wasserstoffindex (HI) weist ebenfalls auf biogene Produktivitätsmechanismen hin. Hier wird Kalzit durch eine erhöhte Planktonproduktion vermehrt abgeschieden. Die erhöhten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte können durch eine verstärkte Evaporation im semiariden Klima (SCHIRNIK 1994) erklärt werden.

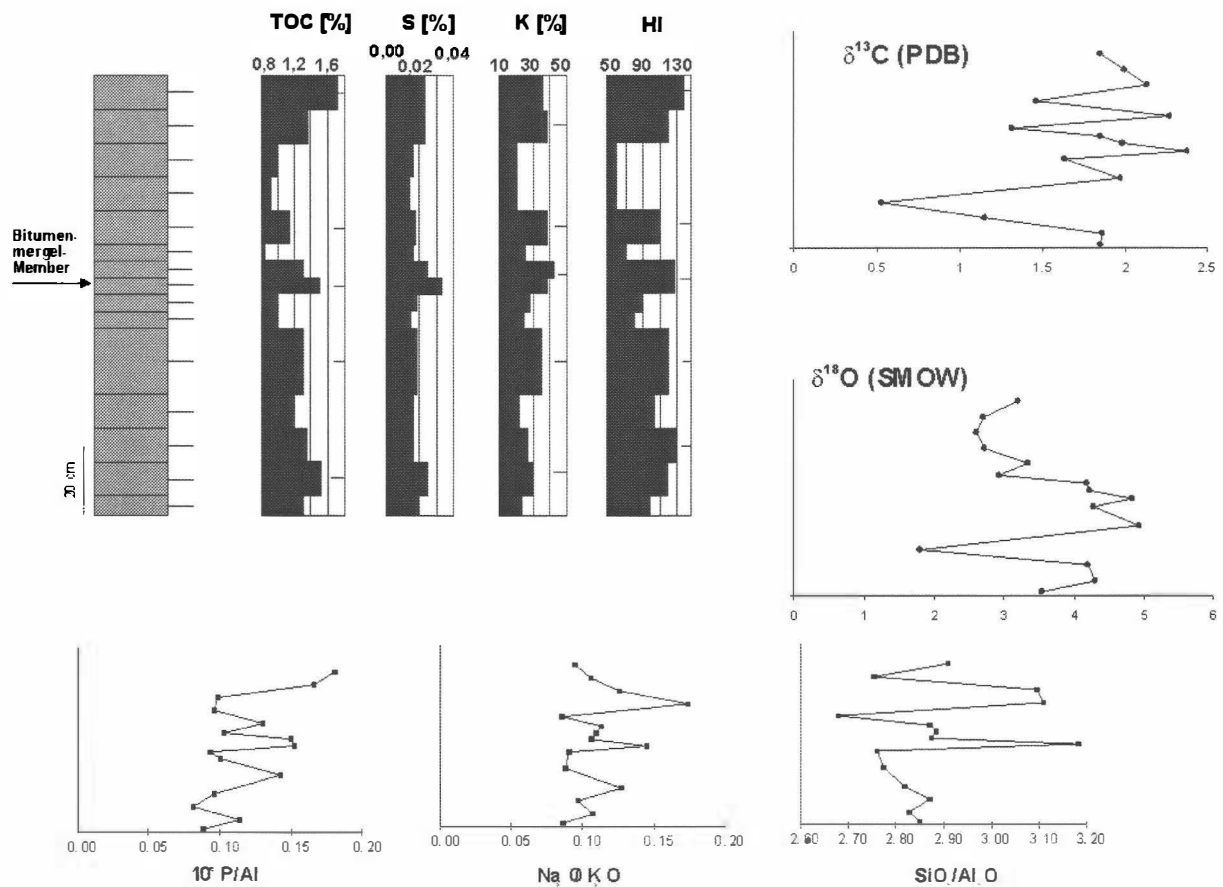


Abb. 5: Profil in der Bitumenmergel-SbFm. der St. Pankrazen-Fm. am Haltepunkt 2 mit einigen geochemischen Parametern: TOC = organisch gebundener Kohlenstoff; S = Schwefel; K = CaCO_3 ; HI = Wasserstoff-Index. Zusätzlich sind einzelne deutliche Maxima eines (ca. 20-40cm mächtigen) Geochemie-Zyklus markiert (s. RUSSEGGER et al., 1998).

Haltepunkt 4: alte Steinentnahmestelle am Westrand des paläozoischen Grundgebirgsaufbruches; Störungskontakt der St. Pankrazen-Fm. (E) –Geistthal-Fm. (W).

Die alluvialen rotgefärbten Basiskonglomerate am Nordrand des Kainacher Gosaubeckens (Geistthal-Fm.) sind E Geistthal durch eine, im Graben verlaufende steile Störung von der St. Pankrazen-Fm. abgetrennt (EBNER 1992). Dadurch ist auch die vermeintliche Faziesverzahnung beider Abfolgen (z.B. GOLLNER et al. 1987) nicht mehr haltbar (BODROGI et al. 1994). Die Grenzsituation beider Formationen zueinander wird durch die unterschiedlich gefärbten Geländeabschnitte offenkundlich (Westen: rot; ab dem Graben nach Osten: grau). In der alten Steinentnahmestelle: mitteldevonische Dolomite (Gaisbergssattel-SbFm. der Kollerkogel-Fm.).

Haltepunkt 5: Bereich um Geistthal; proximale alluviale Fazies der Geistthal-Fm.; Obersantonium – Untercampanium; (zwei Haltepunkte im Bereich um Geistthal)

Stop 5 a)

Straßenkehre unmittelbar NE (über) Geistthal: Geistthal-Fm., Konglomerate der proximalen Alluvialentwicklung.

Von dieser Lokalität wurde durch KÄHLER (1973) aus einem Geröll eine unterpermische Fusulinidenfauna beschrieben. Gemeinsam mit einigen anderen Geröllen (permische Algenkalke, Quarzporphyre, untertiradische Gastropodenoolithe) wird für diese Gerölle eine südalpine Provenienz angenommen.

Lithologie, Alter und mögliche Herkunft der Gerölle aus den Konglomeraten der Geistthal-Fm. (GRÄF 1975, FLÜGEL 1983, GOLLNER et al. 1987, SCHIRNIK 1994):

Gerölle aus dem Grazer Paläozoikum mit teilweise reichen Makro- und Mikrofaunen (Kalke, Dolomite, basische Vulkanite, Ton-/Siltschiefer, Sandsteine, Chloritoidschiefer).

Gerölle südalpiner Herkunft: silurische Graptolithen führender Lydit; unterpermischer Fusulinenkalk (Tresdorfer oder Goggauer Kalk), Mizzienkalke und biodetrische Kalke (? Trogkofelkalk); Quarzporphyr (? Bozener Quarzporphyr); Gastropoden führende Oolithe des Werfener Niveaus.

Gerölle nord- und/oder südalpiner Provenienz: silurische Cephalopodenkalke; Grödener Sandstein/Werfener Schichten; fossilführende mesozoische Gerölle (Trias: Reiflinger Kalk, ? Scheiblingkalk; norischer Holothurienkalk z.T. mit nesterförmigen Eisendolomit, Sideroplesit-, und Mesitin-Mineralisationen, Dachsteinkalk, Hauptdolomit; Jura: Hierlatzkak, Plassen- oder Tressensteinkalk, Calpionellenkalk, Thamnatoporellenkalk, Radiolarite).

Porphyroide

Restquarze

Intraformationell aufgearbeitete Gosau-Sandsteine und Konglomerate.

Im Geröllspektrum der Geistthal-Fm. fehlt bis jetzt jeglicher Hinweis auf ein kristallines Liefergebietes (vgl. GRÄF 1975, GOLLNER et al. 1987).

Stop 5b) Westlich von Geistthal (Straße zum Römaskogel; erste Forstwegabzweigung nach Westen): Geistthal-Fm., Konglomerate der proximalen Alluvialentwicklung.

In einem breiten Streifen treten an der nördlichen Beckenbasis einige 100 m mächtige Konglomerate mit einer tiefrot gefärbten Matrix auf (Geistthal-Fm.). Die Konglomerate entwickeln sich aus dem lokal aufgearbeitetem Grazer Paläozoikum unter Hinzutreten von Fremdgeröllen nord- bis südalpiner Provenienz (vgl. auch Stop 5a; Auflistungen der Geröllspektren u.a. bei: GRÄF 1975, FLÜGEL 1983, GOLLNER et al. 1987, SCHIRNIK 1994).

Die Konglomerate mit Komponenten bis zu m-Größe sind durch eine Hämatit-Pigmentierung der Matrix intensiv rot gefärbt. Das Geröllspektrum wird von paläozoischen und mesozoischen Geröllkomponenten dominiert. Typisch für Grüngesteinsgerölle sind polierte, metallisch glänzende Eisen(hydr)oxid-Überzüge.

Der Aufschluß befindet sich in tieferen Anteilen der Geistthal-Fm. In höheren Profilabschnitten (entlang der Fahrstraße zum Römaskogel) treten auch rot-grün-grau gefärbte Sedimente auf. Gleichzeitig ist eine Abnahme der Komponentengröße und Bankungsmächtigkeiten zum Hangenden festzustellen. Gegen das Hangende nehmen auch sandig-siltige Zwischenmittel zu, wobei in feinklastischen Lagen auch Pflanzenreste, Glanzkohlenfäule (Vitrinitreflexion 0,8 – 0,9 % R_m), Onkoidlagen und Caliche-Bodenbildungen auftreten (z.B. GRÄF et al. 1980, SCHIRNIK 1994).

Biostratigraphische Fixpunkte stammen lediglich aus den hangenden Anteilen der Geistthal-Fm. aufgrund lokal reicher *Trochactaeon*-Faunen mit Obersantonium – Untercampanium (GRÄF 1975). An der Fahrstraße zum Römaskogel wurden in höheren Profilabschnitten S Geistthal auch

Onkoide und Pflanzenreste (darunter *Pandanus austriacus* = typisches Strandflorenelement gefunden) (KNOBLOCH 1977, GRÄF et al. 1980).

Interpretiert wird die Geistthal-Fm. als konglomeratisch dominierte proximale Alluvialfazies mit Übergängen zu einer distalen Alluvialentwicklung mit Rinnenfüllungen und Caliche-Bodenbildungen, die an Überflutungsebenen gebunden sind. Darüber geht die Alluvialentwicklung in einen submarinen Delta Fan-Komplex über (SCHIRNIK 1994, NEUBAUER et al. 1995, EBNER & RANTITSCH 2001).

Haltepunkt 6: Straßenprofil Alpbach-Forstbauergraben, oberer Kainachgraben, 5km nördlich Kaintal; Profil Gleinalmkristallin – Kalkschieferfolge des Grazer Paläozoikums (RW: 65722, HW 22801, Höhe 750m in OK 163 Voitsberg)

Den Nordrand des Grazer Paläozoikums zu Gesteinen des mittelostalpinen „Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes“ der Muriden (Gleinalm) bildet eine sinistrale Seitenverschiebung. Das syn-Gosauische Alter dieser Deformation ist durch Einschuppung von Grobklastika der basalen Gosau (z.B. Gams) belegt. Altersbeziehungen zwischen Kühlung und Exhumierung des Gleinalm-Doms und Ablagerung von Gosau-Sedimenten belegen einen genetischen Zusammenhang (Gleichzeitigkeit) beider Prozesse (NEUBAUER et al. 1995). Durch diese Tektonik wurde der regionale oberkretazische paläo-isothermale Gradient gestört und hochmetamorphe Kristallingesteine kamen in unmittelbare Nachbarschaft mit schwach metamorphen Gosau-Sedimenten zu liegen (Abb. 6). Druck-Temperatur Daten, tektonische Daten und Daten zur „Fluid Rock Interaktion“ wurden zur Charakterisierung des oberkretazischen Seiten- und Abschiebungsszenarios herangezogen. In einem Profil über die Paläozoikumsgrenze sind Glimmerschiefer, Marmore und Quarzite des mittelostalpinen Glimmerschiefer – Marmor Komplexes (Muriden); grünschieferfazielle karbonatisch siliziklastische Gesteine der Kalkschieferfolge (Grazer Paläozoikum) und in weiterer Folge Konglomerate und Sandsteine der Gosau (hoffentlich noch) aufgeschlossen.

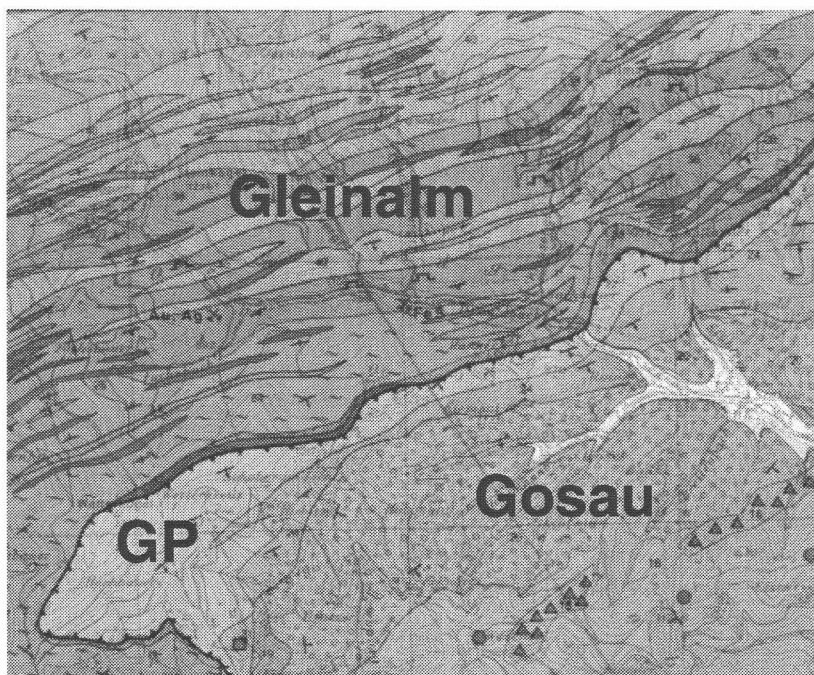


Abb. 6: Detail der geologische Karte vom Nordrand des Grazer Paläozoikums nach (BECKER 1979)

Druck – Temperaturgeschichte

Der oberkretazische Druck-Temperaturpfad wurde aus thermobarometrischen Daten und mittels Mikrothermobarometrie an Flüssigkeitseinschlüssen ermittelt (Abb. 7).

- PT Box 1 gibt Bedingungen nahe der „Peak Metamorphose“ von c. 600°C und c. 8 kbar an (Ga-Bi Thermometrie nach FERRY & SPEAR 1978; GASP Geobarometer nach KOZIOL & NEWTON 1988). Während diese Metamorphose kam es zum Wachstum einer ersten, prograden Generation von Großgranat (Abb. 8). Progrades Wachstum ist durch den glockenförmigen Manganerzbau in Granat belegt.
- PT Box 2 mit c. 520°C und 6 kbar (Sphalerit-Geobarometers: LUSK & FORD 1978) ist durch eine zweite, kleinere Granatgeneration charakterisiert. Die Manganverteilung zeigt ein homogenes Plateau bei niedrigen Absolutwerten ähnlich den Randbedingungen von Granat 1.
- PT Box 3 ergibt sich aus Isochoren von CO₂-reichen niedrigdichten Flüssigkeitseinschlüssen im Verschnitt mit Temperaturabschätzungen aus dem rheologischen Verhalten von Quarz.
- PT Box 4 gibt die Einschlußbedingungen von hochdichten, salinaren Flüssigkeitseinschlüssen an. Diese Einschlüsse bilden Korngrenzen-übergreifende „Trails“, die während später Extensionstektonik eingefangen wurden.

Der Druck-Temperaturpfad in Abb. 7 ist durch einen steilen Ast mit isothermaler Dekompression (von 8-2 kbar bei c. 500°C) gefolgt von einem flachen Abschnitt mit isobarem Kühlen (400°C-100°C bei c. 1kbar) charakterisiert. Wir interpretieren diesen PT Pfad wie folgt:

- Rasche Heraushebung des mittelostalpinen Kristallins führte zu erhöhtem advektiven Wärmetransport in der Kruste (Heiße Krustenteile stiegen von etwa 20 km Tiefe bis auf ein Krustenniveau von etwa 6 km auf). Der, im Vergleich zur raschen tektonischen Hebung langsame Wärmeausgleich führte zu isothermaler Dekompression.
- Im hohen Krustenniveau bei etwa 6km kam es zur Verlangsamung der Exhumation und das heiße Kristallin kühlte langsam aus.
- Das Fluid Milieu war während der ersten Phase CO₂-dominiert und weist auf metamorphe Fluide hin, während der letzten Phase der Deformation kam es zu Infiltration salinarer Oberflächenwässer.

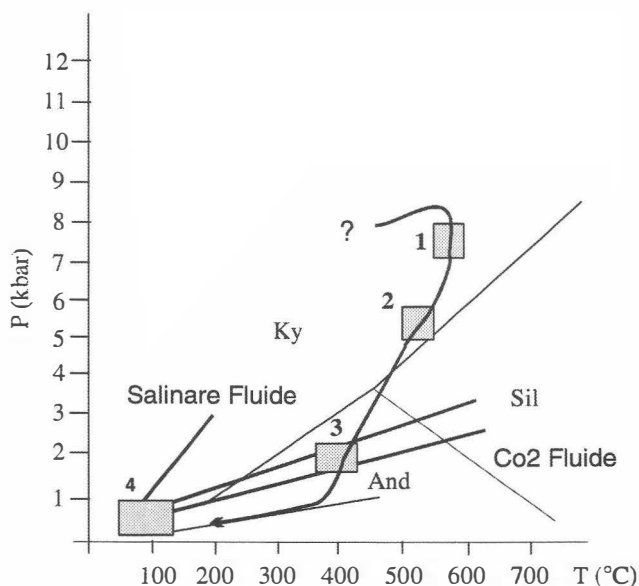


Abb. 7: Kombiniertes PT-Pfad aus Gesteinen der Gleinalpe

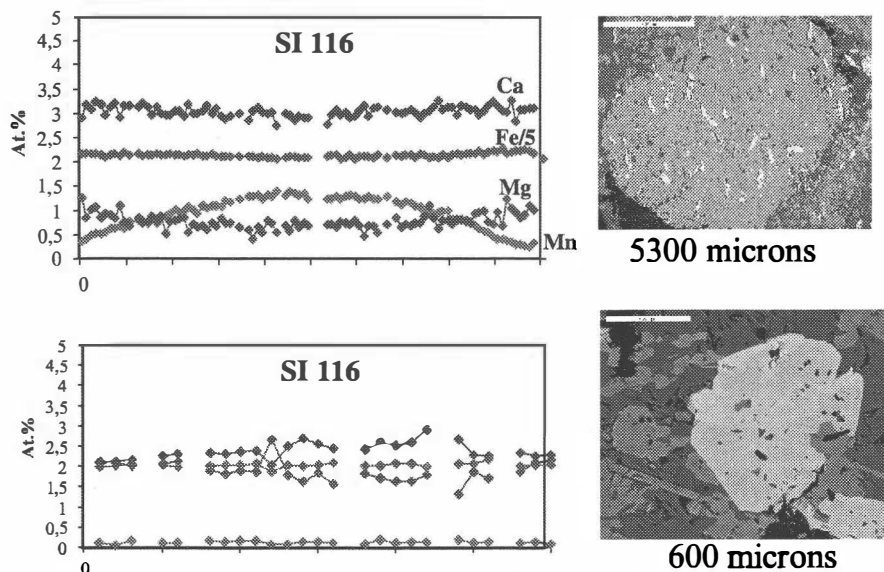


Abb. 8: Prograde Granat 1 Generation (oben) und retrogrades Granat 2 Wachstum (unten) mit dazugehörigen Elementverteilungsmustern.

Deformationsgeschichte:

Charakteristisch für den Nordrand des Grazer Paläozoikums sind vertikale Schieferungsflächen, horizontale Nordost-streichende Streckungslineare und sinistraler Schersinn. Ein Quarz-Achsen Profil über den Paläozoikumsrand (Quarz C- und α -Achsen: Abb. 9) zeigt vom Nordwest (Zentrale Gleinalm: Quarzmuster 1) nach Südost (Paläozoikumsrand: Quarzmuster 3) folgende Tendenzen:

- Die nicht-koachsiale Komponente der Scherung nimmt gegen den Paläozoikumsrand hin zu (zunehmende Asymmetrie der Muster).
- Die syndeformativen Temperaturen nehmen gegen den Paläozoikumsrand hin ab (zunehmende Konzentration der Quarz C-Achsen gegen den Rand)

Wir interpretieren dies als Zeichen starker Heraushebung (tieferes Krustenniveau) im Nordwesten (Gleinalm). Diese Heraushebung selbst ist zu einem großen Teil auf die koachsiale Komponente zurückzuführen.

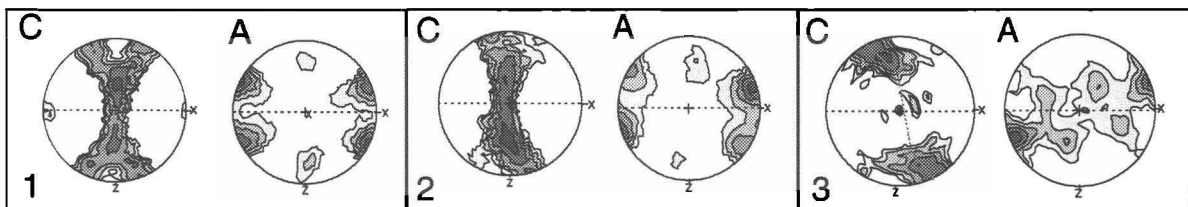


Abb. 9: Exemplarische Entwicklung von asymmetrischen zu symmetrischen Quarz-Achsen-Mustern und zunehmenden Temperaturen von rechts (Muster 1) nach links (Muster 3).

Fluide Phasen:

Für den gestörten oberkretazischen thermischen Gradienten könnten neben der Hebungstektonik auch fluide Phasen verantwortlich sein. Die Untersuchung stabiler Isotope in Kombination mit

theoretischen Modellen erlaubt es Rückschlüsse auf das Fluidmilieu, Fluidtransport, Menge der fluiden Phasen und Auswirkungen von Fluid gesteuertem Wärmetransport auf die Metamorphose zu treffen. Isotopenprofile quer über Marmorbänke, die mit Silikatgesteinen wechsellagern zeigen ein asymmetrisches Profil (Messpunkte: Abb. 10). Das Sauerstoffisotopenprofil kann mit modellierten Kurven in Übereinklang gebracht werden, die einen advektiv-diffusiven Transport in einer fluiden Phase (BICKLE & MCKENZIE 1987, BICKLE & BACKER 1990) annehmen. Die advective Beeinflussung des Profils über etwa 2 Meter mächtige Marmorbänke ist nur in den randlichen 40cm ausgeprägt. Dies wird wie folgt interpretiert:

- Die Isotopen-Homogenisation hat nicht über die gesamte Marmorbank stattgefunden. Die dafür notwendigen Temperaturen waren, bei Annahme von diffusivem Stofftransport, nicht über einen genügend langen Zeitraum wirksam.
- Die Asymmetrie der Messpunkte weist auf advektiven, gerichteten Fluidtransport hin. Dieser Fluid Flux war gering ($0.3\text{m}^3/\text{m}^2$) und war über einen geringen Zeitraum aktiv (0,5 Ma).
- Metamorphe Fluide waren dominant (CO_2 – hältige Fluide, siehe Flüssigkeits-einschlüsse), die Fluidzirkulation war parallel zu den Gesteinsgrenzen.
- Spätere Fluide (hochsalinare wässrige Fluide) mit gänzlich anderer Isotopensignatur wurden in jungen Harnischen gemessen und deuten auf junge Störungsaktivität in sehr seichtem, meteorisch infiltriertem Milieu hin.

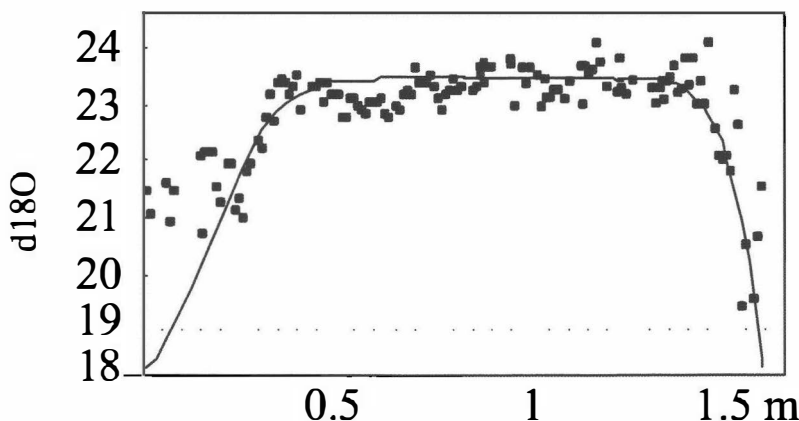


Abb. 10: Beispiel eines Isotopenprofils über eine Marmorbank im Gleinalm Kristallin nahe der Grenze zum Grazer Paläozoikum (Messpunkte und modellierte Kurve).

Schlussfolgerungen:

Während der Ablagerung der Gosau Sedimente wurde der Gleinalm-Dom aus einer Tiefe von c. 20km bis auf c. 6 km in einem Seitenverschiebungskorridor exhumiert. Die sinistrale Scherung ist auf den direkten Paläozoikumsrand beschränkt und nimmt gegen das Kristallin der Gleinalm hin ab. Dort führte starke koachsiale Deformation (horizontale NE-SW Streckungskomponente und gleichzeitig wirksame vertikale Streckungskomponente) zu Heraushebung des Kristallins. Die rasche Hebung führte zur Störung des regionalen kretazischen Geothermen (Abb. 11) und zur Gegenüberstellung von hoch- und niedrig- metamorphen Gesteinspaketen. Der Ast der isothermalen Dekompression im PT-Pfad (Abb. 7) ist Resultat dieser raschen Hebungstektonik. Der Transport von metamorphen CO_2 -reichen Fluiden erfolgte in dieser Phase parallel zu den lithologischen Grenzen. Erst während der späten Hebung kam das Kristallin entlang spröder, oberflächennaher Störungen in den Einflussbereich meteorischer, salinarer Fluide deren Herkunft

das überlagernde Gosau Meer gewesen sein könnte. In diesem Zeitabschnitt kühlte das Kristallin der Gleinalpe isobar von c. 400°C auf c. 100°C.

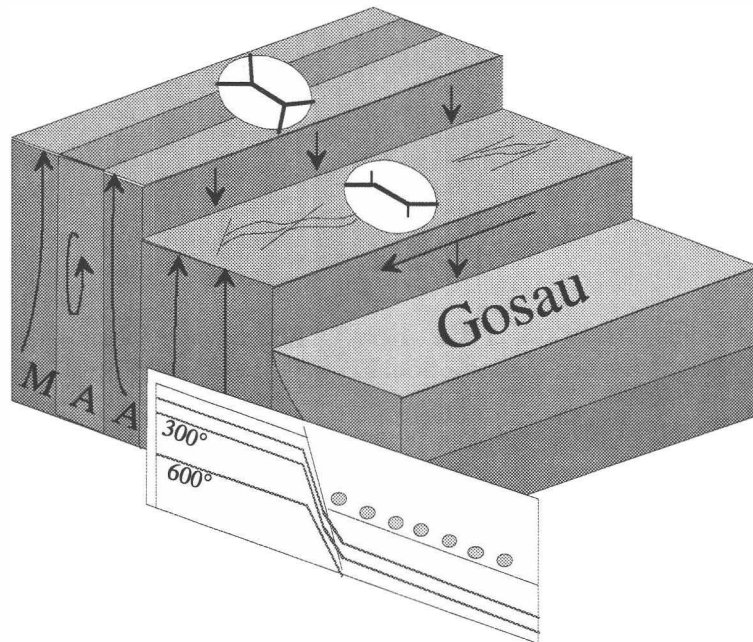


Abb. 11: Schematisches Modell der Gleinalpe-Exhumation, Gosau-Sedimentation und Zirkulation fluiden Phasen.

Haltepunkt 7: Steinbruch Gradenberg, 1,3 km südlich Krenhof; Abschiebungszone im Schöcklkalk an der Grenze zum Koralmkristallin.
(RW: 65285, HW: 21717, Höhe 500m in ÖK 162 Köflach)

Die Situation am Westrand des Grazer Paläozoikums ist der am Nordwestrand ähnlich (siehe Haltepunkt 6). Dieser Rand ist ebenfalls durch einen gestörten oberkretazischen paläo-thermalen Gradienten charakterisiert. Auf einem Profilabschnitt von wenigen 100 Meter sind Gesteine des mitteloostalpinen Koralmkristallins, Gesteine der tieferen Deckengruppe des Grazer Paläozoikums (Schöckeldecke) und Sedimente der Kainacher Gosau aufgeschlossen. Im Gegensatz zum Nordwestrand des Paläozoikums treten entlang des Gradenbaches jedoch Abschiebungen auf. Charakteristisch sind Nordwest-fallende Hochdeformationszonen mit Nordwest-fallenden Streckungslinearen, gekoppelt mit abschiebenden Strukturen. Die Deformation ist in den rheologisch weichen Marmoren konzentriert, die den Großteil der Deformation aufnehmen.

Im Steinbruch Gradenberg sind hochdeformierte, gebänderte Schöckelkalke mit Nordwest vergenten, abschiebenden Scherfallen deutliche Gefügeelemente. Ein Profil entlang des Gradenbaches (bei Krenhof) vom mitteloostalpinen Koralmkristallin (West) zur Gosau (Ost) zeigt folgende Charakteristika: 1) Abschiebungen im Koralmkristallin sind auf Rand des Grazer Paläozoikums beschränkt. Retrograde, abschiebungsbezogene Paragenesen belegen Kühlung von Amphibolit- zu Grünschieferfazies. 2) Abschiebungen sind in den basalen karbonatischen Gesteinen des Grazer Paläozoikums („Schöckelkalk“) konzentriert. 3) Metamorphe Fluide dominieren das Kristallin, meteorische Fluide den Rand des Grazer Paläozoikums zur Gosau.

Literatur:

- BECKER, L.P. (1979): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 162-Köflach.- Wien (Geol. B.-A.).
- BICKLE, M.J. & BACKER, R. (1990): Advective Diffusive Transport of Isotopic Fronts - An Example from Naxos, Greece.- *Earth and Planetary Science Letters*, 97/1-2: 78-93.
- BICKLE, M.J. & MCKENZIE, J. (1987): The Transport of Heat and Matter by Fluids During Metamorphism.- *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95/3: 384-392.
- BODROGI, I., EBNER, F., LOBITZER, H., PASAVA, J. & SACHSENHOFER, R.F. (1994): Die Bitumenmergel der Kainacher Gosau (Steiermark, Österreich). – In: H. LOBITZER, G. CSASZAR & A. DAURER, (Hrsg.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, 2.Teil: 127-144, (Geol. B.-A.) Wien.
- DEAN, W.E. (1981): Carbonate minerals and organic matter in sediments of modern north temperate hard