

Bereich Atzingberg – Wankrautkopf

Auf der Südseite der Saalach wurde der Zusammenhang zum Kartierungsgebiet M. SCHMIDT-HOSANG (Gruppe um HEINISCH) hergestellt und das Gebiet um den Atzingberg und Wankrautkopf begangen. Über dem Metabasalt-Sillkomplex bei Atzing folgen hangend mächtige sandig-tonig-siltige Sedimentsequenzen der Löhnersbach Formation mit Einschaltungen von reineren Quarzitlagen. Die Lagerung der Gesteine ist in diesem Bereich sehr flach mit 185/20° südfallenden s-Flächen. In 1240 m Seehöhe setzt die über 200 m mächtige Sequenz von Laven und Sills des Atzingberges ein, die bis zu dessen Gipfelpartie anhält, die wenigen nur einige Dezimeter bis Meter mächtigen Tonschiefer Einschaltungen sind in der Karte nicht ausscheidbar.

Die Obergrenze dieses mächtigen basaltischen Lavapaketes liegt am Weg vom Atzingberg zum Wankrautkopf in 1630 m Sh., die s-Flächen fallen dort mit 180/35°-45° mittelsteil nach Süden. Die Grenze zum überlagernden Tonschieferkomplex verläuft nach SE, zieht unterhalb der Wankrautalm in ca. 1600 m Sh. nach S und quert die Schulter SE des Wankrautkopfes in 1500 m Sh., und biegt von dort steiler werdend nach SE zur Einödsiedlung am Westufer des Zeller Sees.

Der Wankrautkopf wird vorwiegend durch feinkörnige metamorphe Siliciklastika aufgebaut. Der NW-Abhang zur Schrambachalm wird zum Großteil durch mächtige und teilweise abgerutschte Schuttmassen verhüllt.

Die Südflanke des Wankrautkopfes liegt im Bereich der feinklastischen Sedimente der Löhnersbach Formation und wird von tiefgreifenden Massenbewegungen geprägt, begünstigt durch das hangparallele Einfallen der Gesteinsschichten in das Schmittental.

Blatt 123 Zell am See

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123 Zell am See

Von VOLKMAR STINGL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Der Sommer 1989 diente in erster Linie der Vervollständigung in den Leoganger Steinbergen und Kontrollbegehungen zur tektonischen Situation. Im Bereich Leogang wurden lediglich zwei neue Aufschlüsse aufgenommen. In Sonnrain (Ortseingang Leogang) stehen in einem kleinen Bach- und Terrassenanschnitt oberpermeische rote Tonschiefer und Sandsteine an. Ein großer Quartäraufschluß wurde östlich der Talstation des Asitzliftes auf 855 bis 860 m NN durch eine Baugrube geschaffen. Über groben Schottern folgt eine enge Wechsellagerung von cm- bis dm-mächtigen Fein- bis Grobkiesen mit cm-mächtigen grau-weißen Sanden. Diese Wechsellagerung wurde auf 4 bis 5 m Mächtigkeit am Terrassenrand angeschnitten. Vom Erscheinungsbild her handelt es sich um distalen, schichtflutartig abgelagerten Murschutt, dessen Material ausschließlich aus der Grauwackenzone (Wildschönauer Schiefer) stammt.

Zur Kontrolle der tektonischen Situation im hochalpinen Bereich wurden an der Salzburger Landesregierung Luftbildauswertungen durchgeführt, die allerdings

gegenüber den Geländeaufnahmen kaum Korrekturen erforderten.

Mit den Aufnahmen im Sommer 1989 kann die Bearbeitung des kalkalpinen Anteils auf Blatt 123 (Leoganger Steinberge, Kirchl-Hochsäul-Gruppe, Buchensteinwand) als im wesentlichen abgeschlossen betrachtet werden.

Blatt 127 Schladming

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf dem Dachsteinplateau auf Blatt 127 Schladming

Von GERHARD W. MANDL

Mit der Geländearbeit des Berichtsjahres wurde die Neuaufnahme des Kalkalpenanteiles auf Kartenblatt Schladming abgeschlossen. Im wesentlichen zwei Themenkreise waren noch zu klären: die Weiterführung der faziellen Gliederung des Dachsteinkalkes sowie die Unterscheidung von Dachsteinkalk und Wettersteinkalk am Plateausüdrand zwischen Luserwand und Stoderzinken.

LEIN (1976) hatte bereits die Riffkalke des Stoderzinken als Wetterstein-/Tisovec-Kalk bezeichnet, da er ihren primär sedimentären Zusammenhang mit den ladinischen Hallstätter Kalken an der Stoderzinkenstraße (Kaiserwandkehre) feststellen konnte. Bei der Neuaufnahme der weiteren Umgebung erschien dieser Riffkalk allerdings im Westen (Umgebung des Steinerhauses) vom Wettersteindolomit unterlagert, eine Situation die im Vergleich zum gesamten Dachsteinsüdrand für norisches Alter des Riffkalkes und damit für Dachsteinkalk sprach. In der Kartenskizze (Abb. 17/1) im Führer zur Schladminger Arbeitstagung 1987 wurde daher der Wettersteinkalk auf die mit Hallstätter Kalk verknüpften Riffbereiche südlich einer deutlichen, ostwest streichenden Störung beschränkt, der Stoderzinken Gipfel und seine streichende Fortsetzung wurde als Dachsteinkalk dargestellt. Im Zuge der faziellen Interngliederung des Dachsteinkalkes fielen im Gradenbachtal lokal dunkle Riffschuttkalke auf, die sich nicht recht in das Typenspektrum des Dachsteinkalkes einfügten und an den Wettersteinkalk des Rax/Schneeberggebietes erinnerten. Erste Dünnschliffe bestätigten den Verdacht.

Die Fazieskartierung und weitere Kontrollproben ergeben nun folgendes Bild:

Die gesamte Felskulisse des Plateausüdrandes vom Winterstein (südl. Kammspitze) auf Blatt Gröbming im Osten beginnend, über die Wandflucht die zu den Steinbrüchen im Gröbmingbachtal hinab und zum Stoderzinken wieder empor zieht, Roßfeld, Kreuzleiten, Gradenbach, die Hauptmasse des Aicher Stein, Schnalsspitz und das weitere Umfeld der Stoanalm bis empor zum SE-Fuß des Kleinen Miesberges wird von Wettersteinkalk aufgebaut. Es überwiegt eine Riffschuttfazies mit kleinwüchsigen Kalkschwämmen, die im Dünnschliff häufig Besiedelung durch *Ladinella porata* zeigen. Die ursprünglich irreführende Lagebeziehung zum Wettersteindolomit am Stoderzinken wird nun als laterale Verzahnung von Dolomit im Norden und Kalk

im Süden erkennbar. Die sekundäre Dolomitisierung dürfte in groben Zügen die ursprünglich lagunären Bereiche nachzeichnen, da lagunäre Anteile des Wettersteinkalkes mit birdseyes-Strukturen und Cyanophyteen meist in Nachbarschaft zum Dolomit gefunden wurden.

Der Dachsteinkalk im weitesten Sinne ließ sich im Gelände in fünf kartographisch darstellbare Faziesbereiche untergliedern, die im Bereich des Kartenblattes Schladming nach bisherigen Fossilfunden sowie nach der Faziesverteilung und den Lagerungsverhältnissen überwiegend unter bis eventuell mittelnorisches Alter aufweisen dürften. Anhaltspunkte für sevatisches oder gar rhätisches Alter fehlen. Derartig junge Anteile des Dachsteinkalkes erscheinen am ehesten noch im Bereich der Gjaidsteine sowie nördlich der Dachsteingletscher möglich, sind aber im lagunären Dachsteinkalk biostratigraphisch kaum faßbar. In der westlichen Fortsetzung auf Kartenblatt St. Wolfgang konnte ja M. SCHAUER (1989) sevatisches und wahrscheinlich auch rhätisches Alter der Riffkalke nördlich der Gosauseen durch Conodonten belegen.

Die erwähnten, makroskopisch unterscheidbaren Lithofaziestypen des Dachsteinkalkes sind folgendermaßen kurz charakterisierbar:

- 1) Gebankter lagunärer Dachsteinkalk mit häufigen dolomitischen Algenmatten, also vollständige Loferer Zyklen sensu A.G. FISCHER (1964). Dieser Typus tritt besonders im Nordosten des Kartenblattes, im Kemetgebirge in Erscheinung.
- 2) Gebankter lagunärer Dachsteinkalk in überwiegend kalkiger Ausbildung. Dieser baut den Großteil der Plateauhochfläche auf.
- 3) Massiger lagunärer Dachsteinkalk begleitet vor allem den Plateausüdrand. Der massige Habitus ist bedingt durch das Fehlen lateral länger anhaltender Diskontinuitätsflächen mit auflagernden bunten Residualsedimenten (Member A eines Loferer Zyklus), letztere finden sich nur in kleinen Linsen oder als Hohlräumfüllungen = „schwimmende Rotscherben“ in der älteren Literatur. Gesteinsintern kann jedoch sehr wohl eine Schichtung ausgebildet sein, vor allem durch Lagen von korngroßensortierten Ooiden und Onkoiden. Ebenfalls kennzeichnend für die massige Lagune ist das lokal gehäufte Auftreten von „bläck pebbles“, durch organische Substanz dunkel gefärbte (Bio)Klasten, die nach rezenten Vergleichen auf Landnähe bzw. auf Einschwemmungen aus Auftauchbereichen mit Vegetationsbedeckung hinweisen.
- 4) Massiger Dachsteinkalk mit Gerüstbildnern in situ, Riffschutt und mikritischen Einschaltungen mit pelagischen Faunenelementen (Halobiiden, Conodonten, vereinzelt Ammoniten). Zur Verbreitung dieses Types siehe unten.
- 5) Massiger und dickbankiger hellgrauer Kalk, z.T. mit Riffdetritus im Sand/Siltbereich, mit pelagischem Fauneneinfluß (Conodonten) und reichlich Crinoidenspat als kennzeichnendes Faunenelement. Dieses Gestein ist bereits als Beckenfazies anzusprechen und damit kein Dachsteinkalk im engeren Sinne. Die laterale Verknüpfung mit dem Riffschuttkalk und der allmähliche Übergang zum auflagernden massigen oder auch gebankten lagunären Dachsteinkalk ließen in der Kartendarstellung oft keine scharfe Grenzziehung sondern nur eine vergrößerte

Abgrenzung durch Übersignaturen zu. Deutlicher ist dagegen die Abgrenzung zu den dunklen, dünnbankigen „Pedataschichten“, die als lokale Beckenfazies im Raum Plankenalm diese Crinoidenkalk unterlagern.

Die räumliche Verteilung und die Mächtigkeiten (so weit abschätzbar) der verschiedenen Dachsteinkalktypen sowie biostratigraphische Daten bestärken zunehmend den Verdacht einer diskordanten Auflagerung des Dachsteinkalkes über einem Relief des unterlagernden (Wetterstein-)Dolomites:

Das Kartenbild läßt einen langgestreckten Bereich erkennen in dem massige Dachsteinkalklagune direkt dem Dolomitsockel auflagert: Torstein, Dachstein-Südwände, Koppenkarstein, Landfriedstein, Miesberge, Luserwand und Kufstein-Südseite. Am Kufstein Südostfuß und besonders „In der Eben“ nördlich des Hirnberges erscheint zwischengeschaltet geringmächtiger Riffschuttkalk, dessen Basis 150 m SW der Hütte bei K 1844 mit *Epigondolella* cf. *triangularis* zumindest ins höhere Lac 1 oder jünger einzustufen ist.

Südlich dieses Bereiches lagert dem Dolomit Dachsteinriffkalk auf, etwa am Eselstein, Sinabel und Wagenspitz. Bunte dolomitisierte Kalke beim Guttenberghaus sind ins Tuval zu stellen, der Riffkalk nördlich davon beginnt mit dem Lac 1 und erreicht erst etwa 200 m höher am Sinabelgipfel jenes Niveau, das dem zuvor genannten Beginn der Kalksedimentation in der Eben entspricht – Conodontenfaunen dazu siehe Aufnahmsbericht MANDL & SCHAUER (1988).

Nordöstlich dieser „Dolomitschwelle“ wird die Situation durch das Auftreten einer faziellen Sonderentwicklung bei der Plankenalm komplexer. Grundsätzlich tritt aber auch hier wieder Dachsteinriffkalk und eine lokale Beckenfazies zwischen Dolomit und Dachsteinkalklagune auf und auch hier setzt die Kalksedimentation so wie südlich der Schwelle bereits im Oberkarn ein:

- Nordöstlich der Grafenbergalm
88/108B Tuval 3 (siehe Vorjahrsbericht)
- Tiefe Senke südlich der Großen Wiesmahd, Rand des Dolomitaufbruches
89/ 99 *Gondolella polygnathiformis*
Gondolella nodosa Tuval 3
- 89/100 *Metapolygnathus communisti*
Epigondolella primitia Wende Karn/Nor
- Tumerach Süd, Basis der „Pedataschichten“
89/113 *Gondolella nodosa*
Epigondolella primitia
Gondolella navicula Tuval 3 und Lac 1
Mischfauna infolge Sammelbeprobung über zwei Bänke

Die bereits angesprochene lokale Beckenentwicklung innerhalb des Dachsteinkalkes besitzt soweit abgeschlossen ihr Zentrum östlich der Plankenalm, repräsentiert durch dünnbankige dunkle Kalke mit gradierten Detrituslagen. Sowohl überlagert als auch lateral abgelöst werden diese Kalke von crinoidenreichen Hellkalcken („Dachsteinkalk“Typus 5, siehe oben), welche ihrerseits wieder mit Riffkalcken (Typus 4) seitlich verzahnen. Letztere umschließen das lokale Becken in weitem Bogen: Hühnerkogel (Grafenbergalm), Kufstein Nordseite, Schildenwang, Kimpflinge, Wiesmahd, Wände SW Rotlacken, Plankenalm NW-Wände und als nordwestlichstes Vorkommen die Riffkalke im Wurzkar. Wohl noch im Unternor wird diese Riff/Beckenkonfiguration von lagunärem Dachsteinkalk überdeckt, da hier

bisher keine Conodontenfaunen jünger als Lac 1 gefunden werden konnten. Wo diese Beckenfazies ihre Verbindung zum offenermarinen Bereich fand wird vielleicht die Ausdehnung der Kartierung auf das Nachbarblatt Gröbming zeigen, die zusammen mit weiteren Beprobungen auf Conodonten und einer mikrofaziellen Auswertung des Probenmaterials geplant ist, um den Zusammenhang mit den jüngeren Dachsteinriffkalken (Mittelnor bis Rhät) des Grimming (F. BÖHM, 1986, Facies, 15) herzustellen.

Blatt 133 Leoben

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Gleinalm- und Mugelkristallin, in der „Rannach-Serie“ und in der Veitscher Decke auf Blatt 133 Leoben

Von FRANZ NEUBAUER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde das breite Querprofil durch das Gleinalm- und Mugelkristallin und durch seinen nördlichen Rahmen (Rannach-Formation und Veitscher Decke) komplettiert und abgeschlossen. Es wurden weite Teile des Gebietes zwischen Hochalpe, Dürreck, Mittagkogel, Murtal südlich Bruck an der Mur und Zlattengraben begangen.

Das Gebiet des Hochalpenkammes (Gleinalm-Kristallin, siehe Bericht 1988) wird von hellen, südfallenden Orthogneisen aufgebaut. Diese gehen gegen Nord unter Zunahme des Granat- und Glimmergehaltes allmählich und mit unscharfer Grenze in E-W-streichende, feinkörnige granatführende Glimmerschiefer und granatführende Paragneise über. In diese Zone sind Schwärme dünner, teilweise granatführender Amphibolite eingeschaltet. In dieser Übergangszone erfolgt auch eine Umstellung in der Einfallrichtung von Südfallen auf saigeres Einfallen und anschließendes mittelsteiles Nordfallen im Gebiet nördlich davon. Es folgen damit gegen Nord tektonisch hangend feinkörnige Biotitplagioklasgneise und darauf der markante grobknotige Granatglimmerschiefer und Granatgneis, der auch weiter östlich im Gebiet nordwestlich Kirchdorf auftaucht. Dieser Granatglimmerschiefer wird von einer bunten Mischung verschiedener, meist plagioklasreicher Amphibolite, Granatamphibolite, diopsidreicher Kalksilikatgneise und von hellen Orthogneisen begleitet.

Auf dieser Zone lagert ein bisher unbekannter Hornblendegneis, in dem schieferungskonkordante Linsen von Biotitplagioklasgneisen eingeschaltet sein können. Im untersuchten Gebiet (südlich Eisenpaß bis Zehneralpbach) hat dieser Hornblendegneis eine Mächtigkeit von rund 100 bis 200 Meter. Er besteht aus vorwiegend Plagioklas, und untergeordnet aus variierenden Anteilen von Quarz, Amphibol und Biotit. Die modale Zusammensetzung ist tonalitisch. Im Gebiet südwestlich des Eisenpasses überlagern Biotitplagioklasgneise diesen Hornblendegneis, sonst grenzt er im Norden an die Trasattel-Linie.

Die Trasattel-Linie verläuft ziemlich genau E-W, und streicht vom Eisenpaß ausgehend in den Südhang des Hochangers – Gscheidberges über eine Reihe von Einschnitten in Richtung auf das Murtal, folgt also nicht dem E-W-verlaufenden Zlattengraben mehrere 100 m südlich davon. Die Trasattel-Linie zeigt Gefüge einer duktilen bis semiduktilen Scherzone, an der die Bewegungen unter abklingenden, grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen abgelaufen sind. Es dominieren eine steilstehende, engständige Schieferung, eine sekundäre Korngrößenreduktion und eine flache E-W-verlaufende Streckungslinieation. Es wurden fast ausschließlich sinistrale Schersinnindikatoren gefunden, womit diese Scherzone gut in das regionale Muster ca. ENE-WSW-streichender, sinistraler Scherzonen paßt. Zeichen von Sprödbeanspruchung, wie z.B. Harnische, sind untergeordnet. Dies steht im Gegensatz zur Eiwegg-Linie mit ihren Sprödgefügen, in die sich die Trasattel-Linie östlich des Murtales mit geänderter Orientierung (NE-SW) scheinbar fortsetzt.

Das nördlich anschließende Mugel-Kristallin wird vorwiegend aus migmatitischen Biotitplagioklasgneisen aufgebaut, in die drei Zonen mit Amphiboliten eingeschaltet sind. Die migmatitischen Biotitplagioklasgneise sind inhomogen zusammengesetzt. Sie führen schieferungskonkordante Leukosome verschiedener Lagendicke, von Millimeterdicke bis zu kartierbaren, 10 bis 100 Meter dicken granitischen und tw. amphibolführenden, granodioritischen Orthogneisen im Gebiet des Mittagkogels (östlich des Utschgrabens). Die Amphibolite werden häufig von grobknotigen Biotitplagioklasgneisen (Typ Mugelgneis) umgeben. Allgemein erkennbar ist eine grünschieferfazielle Überprägung und duktile Deformation mit einer E-W-streichender Linieation. Am Oberrand des Kristallins sind die Paragneise in einer ca. 200 m breiten Zone in extrem feinkörnige Kataklastite umgewandelt. Die Amphibolitzüge sind unterschiedlich zusammengesetzt:

- 1) Eine liegende Zone streicht vom Eisenpaß gegen ENE in Richtung zum Gscheidberg. Er besteht aus zwei Zügen plagioklasreicher, biotitführender, feinkörniger Amphibolite, in die vereinzelte, mehrere Meter dicke Linsen von Ultramafiten (vorwiegend grobkörnige, unverschieferte Hornblendefelse) eingeschaltet sind. Die beiden Amphibolitzüge werden durch Biotitplagioklasgneise, die einen markanten, meterdicken Granatglimmerschiefer beinhalten, getrennt.
- 2) Eine zweite Zone mit Plagioklasamphiboliten streicht von der Ortneralm ausgehend über den Kamm südlich des Dürrecks in den Talschluß des Zlattengrabens, wo er sich in mehrere dünne Einzelzüge auflöst.
- 3) Die hangende Zone von Amphiboliten verbindet den Utschgraben-Metagabbro mit der Amphibolitabfolge, die vom Rennfeld gegen SW heranstreicht. Die Verbindung ist kontinuierlich, aber mit stark reduzierten, relativ geringmächtigen Abfolgen im Bereich des Hochangers und Dürrecks. Die klare Profilgliederung des Rennfeldes kann über das Murtal hinweg bis ca. zur Angereralm verfolgt werden. Der vertikale Aufbau des Profils wird beherrscht von mehreren Zügen des metablastischen Amphibolites im Liegenden und einen darauf liegenden, relativ homogenen, dicken Plagioklasamphibolit, die durch dünne Lagen von Biotitplagioklasgneisen, meist Typ