

Jahrb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 122, Heft 2	S. 251–387	Wien, Dez. 1979
--------------------	----------------	------------------	------------	-----------------

Gebirgsbau und alpidische Tektonik am Nordostrand des Tauernfensterrahmens (Nördliche Radstädter Tauern, Österreich)

Von Reinhold ROSSNER*

Mit 87 Abbildungen und 12 Tafeln (= Beilagen 6–9)

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 126

*Ostalpen
Radstädter Tauern
Schichtfolge
Mikrofazies
Metamorphose
Paläogeographie
Tektonischer Bau*

INHALT

Vorwort	253
Zusammenfassung	253
I. Einleitung	254
II. Problematik, Vorgehen und Ziele	256
III. Die Schichtenfolge	257
1. Quarzphyllite und damit vergesellschaftete kristalline Schiefer	258
2. Permoskythische Quarzit-Quarzitschiefer-Folge	259
3. Anis	261
3.1. Spezialprofile der Lackenkogl- und N ^o Taurachtalzone	261
3.1.1. Lithologische Merkmale im Aufschluß- bis Handstückbereich	261
3.1.2. Mikrofazies und Mikrofauna	263
3.2. Anisfolgen am S-Rand der Quarzphyllitzone zwischen oberem Enns- und Taurachtal	265
3.2.1. Das Anis des Walchaumesozoikums	265
3.2.2. Die tiefere Mitteltrias in der Umrandung des Benzecks	265
3.2.3. Anisische Gesteinszüge E' des Enns-Pleißling-Tales	267
3.3. Fazieszonierung	268
3.4. Sedimentationsmilieu (Versuch einer Faziesinterpretation) und Faziesvergleiche	269
3.5. Gesteinstypen der Kartierung	271
4. Ladin	271
4.1. Das Ladin des Lackenkoglgebietes	271
4.1.1. Massige Fazies ohne sedimentäre Internstruktur	271
4.1.2. Massige und geschichtete, hellgraue Dolomitfazies	273
4.1.3. Wettersteindolomitfazies	275
4.2. Die Faziestypen im Lackengut- und Brandstattwaldmesozoikum	278
4.3. Die Ladin-(Unterkarn-)Folgen am S-Rand des Quarzphyllitkomplexes	278
4.3.1. Die Faziestypen des Benzecks	280
4.3.2. Die Faziestypen des Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Komplexes	281
4.3.2.1. Die Kalkfazies des Unterladin am Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Kamm	282
4.3.2.2. Übergang Massendolomit – Bankdolomit am Bärenstaffl-N-Hang	283
4.3.2.3. Gebankte Lagunenfazies	286

* Anschrift des Verfassers: Priv.-Doz. Dr. Reinhold ROSSNER, Institut für Geologie und Mineralogie der Universität, Schloßgarten 5, D-852 Erlangen.

4.3.3. Ladinkalke im Bereich der Leckriedelscholle	288
4.4. Überblick	289
5. Die Mitteltriasfolge zwischen Johannesfall und Hinterer Gnadenalm (Pleißingdecke)	290
6. Karn	292
6.1. Die klastischen Ablagerungen des Karn in der Lackenkogelzone	292
6.2. Oberkarnische Schichten im Tagweideck-Arche-Höhenzug	292
7. Hauptdolomit i. w. S. (? Oberkarn – Nor)	293
8. Das Rät des Lackenkogelgipfels	294
8.1. Kössener Entwicklung	294
8.2. Rätoliasriffkalk-Entwicklung	297
9. Quartär	297
IV. Strukturgeologie	299
1. Die internen Mesozoikumskomplexe im Radstädter Quarzphyllit	299
1.2. Das Lackenkogelmesozoikum	300
1.2.1. Strukturelle Großbereiche und ihre Charakteristika	300
1.2.2. Die Internstruktur der Schuppenzone des N-Randes	300
1.2.3. Der Zentralteil des Lackenkogelmesozoikums und seine Strukturmerkmale	304
1.2.3.1. Die Schuppenzone an der Basis des Zentralteils W' des Zauchtales	304
1.2.3.2. Zur S-vergenten Strukturbildung im Lackenkogelmesozoikum	313
1.2.3.3. Der W-Rand des Lackenkogelmesozoikums	316
1.2.3.4. Die Hauptdolomitmasse des Lackenkogls	318
1.2.3.5. Die tektonischen Grundzüge der zentralen Lackenkogelzone W' des Zauchtales	320
1.2.3.6. Der Abschnitt des Zentralbereiches E' des Zauchtales	321
1.2.4. Die S-Randzone und ihre Internstruktur	323
1.2.5. Die Deutung des Gesamtbaus und die Kinematik der Beanspruchungen in der Lackenkogelzone	327
1.3. Die Mesozoikumskomplexe des Taurachtales N' Untertauern	329
1.3.1. Das Brandstattwald-Mesozoikum	329
1.3.2. Das Lackengutmesozoikum, seine Internstruktur und großtektonische Position	336
1.3.3. Die Verbindung zwischen Lackengut- und Brandstattwaldfenster sowie zum Mesozoikum von Untertauern	337
2. Der S-Rahmen der Quarzphyllitdecke zwischen oberem Enns- und Taurachtal	338
2.1. Regionale Gliederung	338
2.2. Teilzonen mit Beziehungen zur Quarzphyllitmasse	339
2.2.1. Die Benzeckschuppenzone	339
2.2.2. Das Walchaumesozoikum im Ennstal	339
2.2.3. Die Hirschkopffzone zwischen Flachau- und Zauchtal	341
2.2.4. Die Leckriedel-Sauruck-Quarzitsohle und ihre Mitteltriasbasis	342
2.2.5. Die Quarzite des Scheckkopfes (E' der Gnadenalm)	344
2.2.6. Die Peripherie der Quarzphyllitdecke bei Untertauern	345
2.2.6.1. Die regionale Anordnung der Großstrukturen	345
2.2.6.2. Das Strukturbild am N-Rand des Halbfensters von Untertauern	346
2.2.7. Beziehungen zum Kalkspitzenmesozoikum	348
2.2.8. Tektonische Erscheinungen im Quarzphyllit an seinem S-Rand	349
2.2.9. Beziehungen zur Großtektonik am S-Rand der Quarzphyllitdecke	353
2.3. Die Verbindung zwischen dem Ennskraxengebiet und dem Benzeck-Steinfeldspitzkomplex im Bereich der Ennsalmen	354
2.4. Interntektonik und regionalgeologische Stellung der Benzeck-Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Einheit	359
2.4.1. Die Benzeckdolomitmasse	359
2.4.2. Die Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Einheit	361
2.4.2.1. Der N-Rand im Bereich Tagweideck – Obere Zauchalm	361
2.4.2.2. Der Zentralteil des Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Komplexes	366
2.4.2.3. Der S-Teil der Steinfeldspitzmasse (S' von Steinfeldspitz und Bärenstaffl)	368
2.4.2.4. Die E' Fortsetzung der Steinfeldspitzeinheit im Bereich der Gnadenalm	369
2.4.2.5. Der S-Rahmen des Steinfeldspitzkomplexes	371

V. Zusammenfassende Schlußbetrachtungen	372
1. Der Bau der Quarzphyllitdecke und ihre Einordnung in den Deckenbau der N' Radstädter Tauern	372
2. Die Position der Steinfeldspitzeinheit und der Spaizeckquarzitische im Deckenbau der Radstädter Tauern	374
3. Kinematik und Deformationsstil der alpinotypen Tektonik im Mesozoikum am NE-Rand des Tauernfensters	375
3.1. Deformationsphasen und ihre Charakteristika	375
3.2. Beziehungen zum Deckenbau im NE' Tauernfensterrahmen	377
4. Bemerkungen zur Metamorphose	380
5. Skizzen einer paläogeographischen Rekonstruktion triadischer Sedimentationsverhältnisse	381
Literaturverzeichnis	383

Verzeichnis der Tafeln

Tafel 1: Geologische Karte der Lackenkoglgzone und des Quarzphyllitsüdrahmens zwischen Enns- und Taurachtal (Nördliche Radstädter Tauern)
Tafel 2: Karte der s-Flächenlagen im Lackenkoglmeseozoikum
Tafel 3: Achsenkarte des Lackenkoglmeseozoikums
Tafel 4: Profile zum Bau der Lackenkoglmulde
Tafel 5: s-Flächenkarte der Quarzphyllit-Südrandzone; 1. Westabschnitt
Tafel 6: Achsenkarte der Quarzphyllit-Südrandzone; 1. Westabschnitt
Tafel 7: s-Flächenkarte der Quarzphyllit-Südrandzone; 2. Ostabschnitt
Tafel 8: Achsenkarte der Quarzphyllit-Südrandzone; 2. Ostabschnitt
Tafel 9: Profile zum Bau der Südrandzone der Quarzphyllitdecke; 1. Westabschnitt
Tafel 10: Profile zum Bau der Südrandzone der Quarzphyllitdecke; 2. Ostabschnitt
Tafel 11: Geologische Karte vom Nordteil des Halbfensters von Untertauern
Tafel 12: Die Verbindung zwischen Ennskraxengebiet und Benzeck-Steinfeldspitz-Zug im oberen Ennstal

VORWORT

Die in der folgenden Abhandlung niedergelegten Ergebnisse wurden im Rahmen eines Forschungsschwerpunkts des Lehrstuhl für Geologie am Institut für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen-Nürnberg gewonnen, der regional- und strukturgeologische Detailanalysen des Gebietes der Hohen Tauern und deren unmittelbarer Umgebung zum Ziel hat.

Die Anregung zu diesen Arbeiten ging von meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. W. SCHWAN aus. Hierfür und für seine stete Bereitschaft zu fachlichem Rat sei ihm herzlichst gedankt.

Die finanziellen Grundlagen zur Durchführung der Geländeaufnahmen und Laboruntersuchungen wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft in großzügiger Weise durch die Gewährung mehrerer Sachbeihilfen geschaffen.

Zusammenfassung

Die Untersuchungen beziehen sich auf die Klärung der regionaltektonischen Positionen und der Internstrukturen der Mesozoikuminseln innerhalb der Quarzphyllitdecke sowie auf die Gesamtstellung dieser Einheit im Deckenbau der N' Radstädter Tauern. Über die regionalgeologische Aufgabenstellung hinaus gilt es, die Kinematik der tektonischen Bewegungen bei der Entstehung des Tauernfensters für den NE' Teil dieser Großstruktur zu erfassen.

Die Schichtenfolge beginnt mit Quarzphyllit, Alpinem Verrucano und quarzitischem Permoskyth. Das Anis liegt im Sinne von TOLLMANN 1958 a z. T. in dunkler Fazies (Sedimentation im tieferen Teil eines Schelfhanges)

z. T. in heller Ausbildung (Flachwassersedimentation) vor. Die ladinische Wettersteindolomitfazies läßt in der Regel eine kontinuierliche Entwicklung von einer riffkernnahen Ausbildung bis zu riffernen Lagunensedimenten erkennen. Die Lagunenfazies setzt sich ins Cordevol hinein fort und wird am Quarzphyllit-S-Rand von einer oberkarnischen Pyritschiefer-Kalk-Dolomit-Serie überlagert. Norischer Hauptdolomit und Rät mit Kössener Entwicklung und Rätoliasriffkalk schließen die Trias ab.

Strukturgeologie: Das Lackenkoglmesozoikum wird als Mulde gedeutet. Sie ist im Prinzip N-vergent gebaut und nur durch eine sekundär aufgepreßte, S-vergente N-Randzone in der äußeren Kontur zu einer scheinbar vergenzlosen Beutelmulde umgestaltet. Sie geht auf 4 einengende Deformationsakte (3 N-vergent, 1 S-vergent) zurück. Diese Verformungsakte sind auch auf die im folgenden betrachteten Bereiche übertragbar.

Beim Brandstattwald- und Lackengutmesozoikum im Taurachtal liegen Fenster vor, in denen der invers lagernde Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke freigelegt wurde.

Dieser inverse Liegendschenkel taucht auch am S-Rand der Quarzphyllitmasse in einem Streifen zwischen Benzeck und Untertauern wieder auf. Hierzu wird dann auch die Kalkspitzenmulde gerechnet und als S-vergente Rückfaltungserscheinung gedeutet.

Die Quarzphyllitdecke erweist sich als höchste Einheit des Radstädter Deckensystems. Sie bildet intern eine durch E-W-streichende Großfalten gegliederte Deckfalte. Ihr S-Rand wurde im oberen Ennstal durch die großtektonisch im Prinzip tiefere Ennskraxenschuppe (= Lantschenfelddecke) und durch die Pleißlingdecke N-vergent überfaltet. Am Benzeck und E' davon schiebt sich zwischen Quarzphyllit- und Pleißlingdecke die Benzeck-Steinfeldspitz-Einheit ein, die mit der Kesselspitzdecke parallelisiert wird. Auf der Steinfeldspitzeinheit liegt die zur Quarzphyllitdecke gehörige Deckscholle des Spazecks.

Die Kinematik und Abfolge der Beanspruchungen läßt sich wie folgt umreißen:

Während des Beanspruchungsaktes (1) wird das Unterostalpin als selbständiger Deckenkomplex zwischen Oberostalpin und Pennin angelegt, wobei sich im Kleinbereich nur relativ geringe Tangentialtransporte abzeichnen.

Der Hauptteil des heute erkennbaren großräumigen Internfaltenbaus der Teildecken der Radstädter Tauern und ihre zu diesen Internstrukturen diskordant verlaufenden Außenkonturen entstanden während der Deformation (2) (1. Teilstadium) (mit deutlichen Tangentialtransporten im Kleinbereich). Dem Transportmechanismus nach bildeten sich Schleppdecken, die nach der Fixierung etwa in der heutigen Position nochmals innerhalb der gleichen Deformationsphase (2) (2. Teilstadium) überprägt wurden.

Die Beanspruchung (3) brachte N-vergente Anpassungen ohne bedeutende Relevanz zur Großtektonik mit sich.

Der S-vergente Akt (4) modifizierte die Konturen des Großbaus in unterschiedlicher Weise.

I. Einleitung

Die geographische Lage des Untersuchungsgebietes und seiner Teilbereiche ist Abb. 1 zu entnehmen.

Die Radstädter Tauern sind in großtektonischer Sicht ein Teil der unterostalpinen Einheit der Ostalpen etwa entsprechend den Darstellungen KOBERS (1955) oder TOLLMANNs (1963 a). Sie bilden in diesem Sinne die NE-Ecke des unterostalpinen Rahmens, der das Pennin des Tauernfensters an allen Seiten wenigstens bruchstückhaft umgibt und das flächenmäßig größte Verbreitungsgebiet unterostalpinen Gesteine in den Ostalpen.

Wie TOLLMANN 1964 a zeigt, besteht der Internbau der Radstädter Tauern aus einem System dachziegelartig übereinander lagernder, nach N eintauchender Teildecken, deren Verbreitung in Abb. 2 skizziert ist.

Die oberste dieser Teileinheiten ist nach der von TOLLMANN (z. B. 1963 a) entwickelten Gliederung des Radstädter Deckensystems die Quarzphyllitdecke, die durch eine Schubbahn regionalen Ausmaßes im Hangenden von dem überlagernden Schladminger Kristallin (nach TOLLMANN 1963 a Mittelostalpin) getrennt ist.

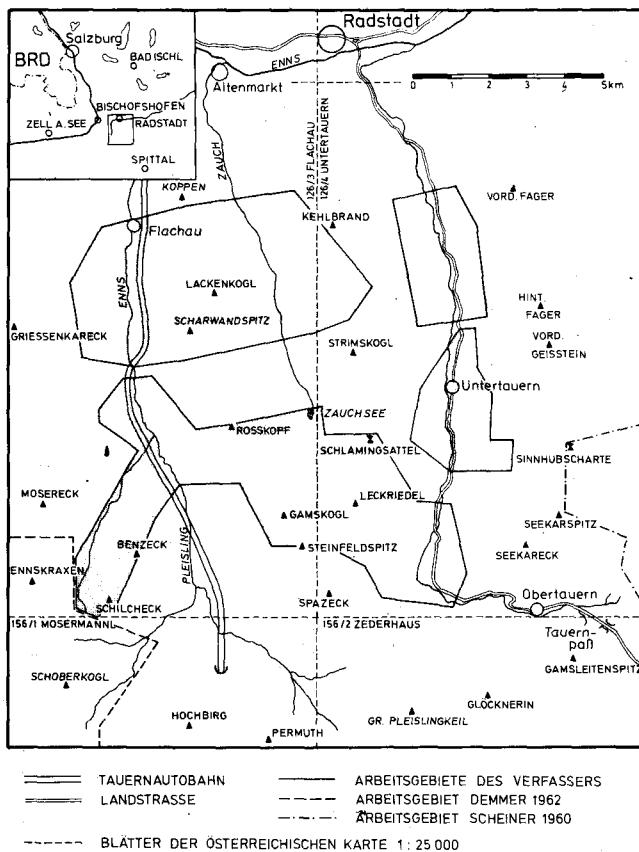


Abb. 1: Lage der bearbeiteten Gebiete.

Die Quarzphyllitdecke bildet das beherrschende tektonische Element der Nördlichen Radstädter Tauern (s. Abb. 2).

Dem Schema TOLLMANN'S (1963 a) folgend wird die Quarzphyllitdecke in der Regel unter Zwischenschaltung der Kesselspitzdecke von der Pleißingdecke, diese wiederum von der Lantschfelddecke unterlagert.

Die von mir spezialkartierte Gebiete liegen im weiteren Bereich der N' Quarzphyllitmasse und umfassen einerseits die isoliert darin eingebetteten Mesozoikumkomplexe am Lackenkogel und im Taurachtal N' Untertauern. Zum anderen wurde zur Klärung der anstehenden Probleme der bisher noch nicht genauer erfaßte S-Rahmen der N' Quarzphyllitmasse zwischen dem W-Ausläufer der Kalkspitzenmulde (bearbeitet durch SCHEINER 1960) an der Sinnhubscharte im E und dem Aufnahmegebiet DEMMER'S (1962) an der Ennskraxen im W in die Aufnahme einbezogen.

Am S-Rand der N' Quarzphyllitdecke taucht diese z.T. (trotz der allgemein angenommenen tektonisch höchsten Position) unter die angrenzenden, tektonisch tieferen Einheiten nach S ab oder zeigt zu diesen Bereichen $\pm$ saigere Kontakte. Hierin zeichnen sich bereits einige der Problempunkte der vorliegenden Untersuchungen ab.

Die N-Grenze der Quarzphyllitdecke ist zwischen Flachau und Preuneggatal gleichermaßen großtektonisch bedeutend wie petrographisch undeutlich. Hier treten die petrogra-

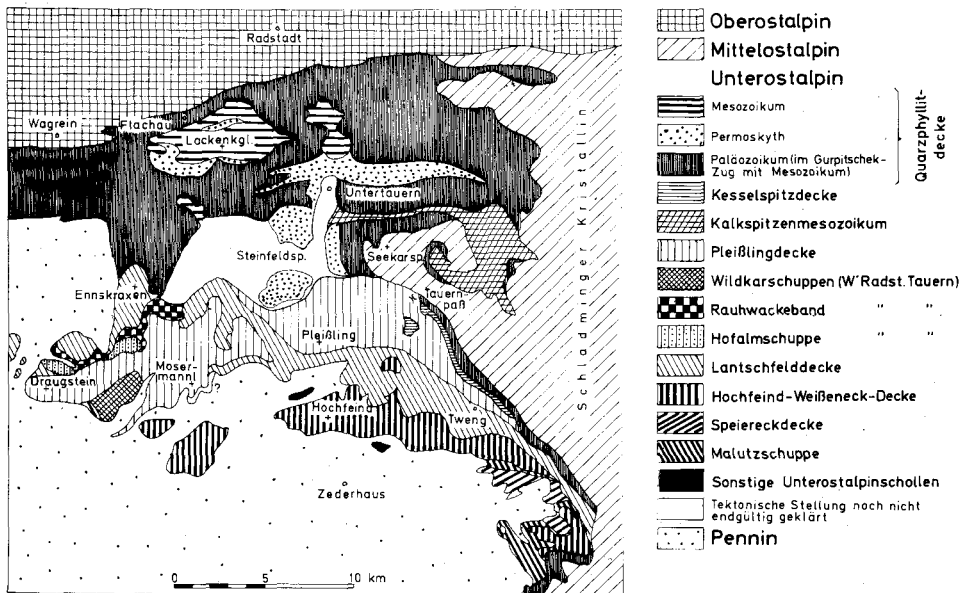


Abb. 2: Tektonische Übersichtskarte der Radstädter Tauern (nach DEMMER 1962, FRECH 1901, TOLLMANN 1963 a und b und 1964 sowie eigenen Aufnahmen).

phisch und altersmäßig ganz ähnlichen paläozoischen Gesteine der oberostalpinen Grauwackenzone mit denen der unterostalpinen Quarzphyllitdecke in Kontakt, so daß die Grenzziehung schwierig wird. Doch kann dieser Fragenkomplex aus der Problematik der vorliegenden Abhandlung ausgeklammert bleiben.

Die geologische Erforschungsgeschichte der gesamten Radstädter Tauern wurde in ausführlicher Form bei DEL-NEGRO 1950 (Arbeiten bis 1945) beschrieben und durch ROSSNER 1974 (Arbeiten bis 1972) ergänzt. Was die Entwicklung der Vorstellungen über den Bau der Nördlichen Radstädter Tauern im Bereich des Arbeitsgebietes betrifft, so kann hier ebenfalls im wesentlichen auf diese beiden Darstellungen verwiesen werden (bei ROSSNER 1974 vor allem auf das Kapitel C. 1.). Die wichtigste ältere Literatur ist dem umfangreichen Schriftenverzeichnis bei TRAUTH (1925, 1927) zu entnehmen.

II. Problematik und Ziele

Einige der prinzipiellen Probleme, die durch die weitere regionalgeologischen Erforschungen der Radstädter Tauern zu lösen sind, wurden bei ROSSNER 1974 (S. 750 u. f.) bereits kurz umrissen. Für den engeren Bereich der Quarzphyllitdecke geht es vor allem um zwei Fragenkomplexe:

a) Wie ist die Internstruktur der isolierten Mesozoikumsinseln innerhalb der Quarzphyllitdecke beschaffen und wie ist daraus ihre großtektonische Position in diesem Deckenkörper zu erklären? Es besteht die Frage, ob bei diesen isolierten Triasinseln im Einzelfall

tektonische Fenster im Quarzphyllit oder auf Grund besonderer tektonischer Verhältnisse verschont gebliebene Einmündungen jüngerer Gesteine im Quarzphyllit vorliegen.

b) Für die Stellung des Quarzphyllitkörpers insgesamt im Deckenbau der Radstädter Tauern sind die tektonischen Verhältnisse am S-Rand der N' Quarzphyllitmasse entscheidend. Die Fragestellungen lauten hier: Welchen Teildecken des Radstädter Systems sind die S' an den Quarzphyllit grenzenden Mesozoikumsareale zuzuordnen, wie sind die Kontaktverhältnisse Quarzphyllit – Südrandzone beschaffen, und wie sind diese kinematisch zu erklären?

Am S-Rand der Quarzphyllitdecke wurde versucht, Klarheit zu gewinnen, ob der Quarzphyllitkörper primär über den S' anschließenden Einheiten lag und teilweise randlich sekundär von letzteren eingewickelt wurde (wie an der Ennskraxen nach DEMMER 1962) oder ob es sich schon primär um einen tieferen, unter die am S-Rand angrenzenden Decken einzuordnenden Schubkörper handelt.

Hinter der vordergründigen regionalen Problematik und den Bemühungen zu ihrer Lösung verbirgt sich nun aber das Ziel, die tektonischen Ereignisse zu analysieren, die mit der Entstehung des Tauernfensterphänomens in der heute vorliegenden Erscheinung zusammenhängen, vor allem die damit verbundenen Beanspruchungsereignisse, -richtungen und -formen zu typisieren. Die Radstädter Tauern sind ja für die Möglichkeit zur Durchführung solcher Untersuchungen geradezu prädestiniert, da sie einerseits als Teil des unterostalpinen Unterlagers des Oberostalpins ein relativ tiefes deckentektonisches Stockwerk der Ostalpen repräsentieren und als Zwischenhorizont zwischen Oberostalpin (und Mittelostalpin) und dem Pennin des Tauernfensterinhalts die Kinematik der großräumigen Deckenbewegungen zwischen diesen Stockwerken am besten abgebildet haben. Andererseits läßt gerade das Radstädter Unterostalpin infolge der z. T. nur relativ geringen tektonischen Verstellungen und der relativ mäßigen Metamorphose die ursprünglichen Zusammenhänge sedimentärer und paläogeographischer Art sowohl im internen Gesteinscharakter als auch in der regionalen Anordnung ungestörter Schichtenprofile noch im großen und ganzen gut überblicken. Nur die Erstellung einer gesicherten Stratigraphie und Paläogeographie ermöglicht ja eine einwandfreie Entschlüsselung der Tektonik.

Das hier ausgewählte Gebiet wird so als Modellfall für den geologischen Bau und die Baugeschichte im NE' Tauernfensterbereich herangezogen. Trotz einer gut fundierten Deutung des Tauernfensters durch i. w. S. N-vergente großräumige Deckensysteme bestehen ja bezüglich des Ausmaßes S-vergenter Beanspruchungen am N-Rand der Tauern durchaus noch nicht völlig übereinstimmende Meinungen (s. auch MATURA 1967, KNEIDL 1971). Ziel der vorliegenden Untersuchungen ist es deshalb, auch zu diesen und ähnlichen Problemen klärende Argumente beizutragen.

III. Die Schichtenfolge

Die Stratigraphie und die lithologischen Merkmale der Gesteinsfolgen des Arbeitsgebietes werden im folgenden unabhängig von tektonischen Grenzen und Einheiten zusammengefaßt, um fazielle Unterschiede innerhalb einzelner Stufen deutlich herausheben zu können. Die trotzdem notwendige Orientierung über die Zusammensetzung des Schichtinhalts der einzelnen Zonen mögen den beigefügten geologischen Karten entnommen werden.

Das verbindende Element zwischen den Gebieten mit mesozoischen Schichten bilden die paläozoische Quarzphyllitmasse und die darin eingelagerten Permoskythzüge. Diese Gesteine werden nur im Überblick behandelt, da sie auch für die tektonische Analyse nur randlich herangezogen werden.

1. Quarzphyllite und damit vergesellschaftete kristalline Schiefer

Es kann zu Beginn gleich vorweggenommen werden, daß innerhalb des Lackenkoglmesozoikums keine Einschaltungen von Quarzphyllit nachzuweisen sind. Die diesbezüglichen Behauptungen TRAUTHS (1925, Taf. V, 1927, S. 31), die zu seiner Vorstellung des Vorhandenseins zweier Teildecken im Lackenkoglfenster führten, sind gegenstandslos.

Bei den metamorphen Schiefern in der Umgebung der Lackenkogllzone und der Tau-rachtalmesozoika (N' Untertauern) sowie im Bereich der S-Grenze der Quarzphylliteinheit handelt es sich um recht einheitliche schwarz-, schwarzviolett- und grüngraue sowie graphitgraue, phyllitische Gesteine mit eingelagerten linsigen Quarzknuern oder -bändern, die von den s_1 -Flächen umflossen werden (Quarzphyllite nach TRAUTHS 1925, S. 114). Etwas seltener treten mehr oder minder quarzfreie Serizitphyllite und Serizitchloritphyllite hinzu, die gelegentlich durch quarzreichere Lagen Bänderung aufweisen, sowie in einigen Fällen am Kontakt zum Lantschfeldquarzit auch geringmächtige, heller grüngraue Serizit-quarzitphyllite bis -schiefer (s. hierzu Kapitel 2) beinhalten. Grünschiefer und vulkanogene Gesteine sowie paläozoische Karbonateinlagerungen konnten nicht beobachtet werden.

Die Gesteine sind stark tektonisch umgearbeitet und zeigen in vielen Fällen Feinfältelung im Millimeter- bis Dezimeterbereich.

Vom Verfasser wurden folgende Gesteine als charakteristische Typen untersucht:

(1) Fundort: Güterweg 200 m WNW Schlamingsattel (Fundstelle Q 1 der Tafel 7)

Makroskopische Charakteristik: hellgrünlichgrauer in flach linsige Körper aufspaltender Phyllit mit s_2 -Ablösungsflächen. Konkordant zu einem verfalteten und verbogenen s_1 sind linsenförmige Quarzkörper eingelagert, die einen beträchtlichen zu Limonit verwitternden Karbonatanteil besitzen. Die s_1 -Flächen tragen eine deutliche Striemung, die auf eine jüngere, zu s_1 unter 40° – 60° stehende Schubklüftungsschar s_2 zurückgeht.

Nach ALKER et al. 1962 liegt aufgrund des Mineralgehaltes ein Chlorit-Quarzphyllit vor.

Der Quarzgehalt baut in mosaikartiger, i. a. unregelmäßiger Form in erster Linie die Quarzlinsen auf. Die Serizitchloritfasern sind in s_1 geregelt. Durch die s_2 -Flächen werden die Glimmer geknickt oder bei Durchscherung parallel s_2 s-förmig verbogen. Die Quarzlinsen sind nur selten stärker verbogen oder durchgesichert. Sie werden von s_1 und s_2 meist umflossen.

(2) Fundort: 500 m W' des Jagdhauses am N-Ende des Zauchsees (Fundstelle Q 2, s. Tafel 5).

Die phyllitischen s_1 -Flächen des unregelmäßig hellgrün-dunkelgrün gebänderten Gesteins sind deutlich gefaltet (B_2) und zeigen auf der Oberfläche neben der zu dieser Verfaltung gehörigen Grobrunzelung eine ältere, in der Richtung wechselnde Feinrunzelung. Die parallel s_1 liegenden 2–10 mm dicken Quarzlagen und -linsen (mit aus Fe-haltigem Karbonat hervorgegangenen Limoniteinlagerungen) sind mitgefaltet.

Nach ALKER et al. 1962 liegt aufgrund der Mineralzusammensetzung ein Serizit-Chlorit-Quarzphyllit vor.

Die Kristalle der Quarzlagen sind bei Schnitten $\perp B_2$ vor allem in den Scharnieren der B_2 -Falten gelängt und parallel s_1 , seltener in unmittelbarer Umgebung von s_2 -Scherflächen parallel s_2 eingeregelt. Auf den Flügeln der Falten sind in Glimmerlagen die Serizit- und Chloritschuppen parallel bis spitzwinklig zu s_1 eingelagert und geben im letzteren Fall die Richtung von s_2 wieder. In der Nähe der durch Verdickung der Chloritserizitlagen gekennzeichneten Scharniere tritt s_2 in Verbiegungszonen der Glimmer deutlich hervor, während es im Scharnier selbst infolge einer vollständigen „Durchwirbelung“ der Glimmerfasern nicht mehr zu erkennen ist. Außerhalb der Glimmerlagen ist s_2 sowohl in Schnitten parallel als auch senkrecht zu B_2 nur sporadisch an $\pm$ weitständigen, glimmerbelegten Scherflächen zu erkennen, an denen s_1 der Quarzpartien (durch Serizit- und Chloritfasern angedeutet) geschleppt wird.

(3) Fundort: W-Hang des Benzecks, ca. 800 m NE' Untere Ennsalm (Fundstelle Q 3 der Tafel 5).

Wie bei Typ (1) sind auch bei diesem hellgrüngrauen Phyllit weitständige s_2 -Flächen als Ablösungsflächen vorhanden. Durch die Scherklüftung s_2 wird das mit Quarzlagen nachgezeichnete s_1 gefaltet und geschleppt. Zu der delta 2-Grobrunzelung tritt auf den s_1 -Flächen eine ältere Feinlineation. Neben den vorherrschend dünnen Quarzlagen kommen auch dicke Quarzlinsen mit Limonitlagerung vor.

Nach dem mikroskopischen Daten liegt ein Chlorit-Serizit-Quarzphyllit (nach ALKER et al. 1962) vor.

Die Quarze sind bei Schnitten senkrecht B_2 z. T. gelängt und in s_1 der Form nach eingeregelt, wobei das letztgenannte Flächenelement auch hier durch in das Quarzmosaik eingelagerte Chloritfasern nachgezeichnet wird. Bei Schnitten senkrecht s_1 , parallel B_2 ist auch in

direkter Nachbarschaft der s_2 -Scherflächen eine Einregelung der morphologischen Quarzkornlängsachsen in s_2 (parallel zu B_2) festzustellen.

s_2 liegt i. allg. in Form von weitständigen Scherflächen mit parallel eingeregelten Serizitfasern vor. In glimmerreichen Lagen wird s_2 zu einem engständigen Scher- und Knickungssystem. s_1 in den zwischen den s_2 -Flächen liegenden quarzreichen Partien wird an den s_2 -Scherbahnen geschleppt.

Das Alter des Radstädter Quarzphyllits ist sicher insgesamt paläozoisch, doch sind wegen der, von einigen Versuchen (DEMMER 1962, S. 37 u. f., WAGNER 1972, S. 4–19) abgesehen, noch fehlenden einheitlichen Untergliederungsmöglichkeiten in unserem Raum die genauen stratigraphischen Verhältnisse noch kaum bekannt.

Einen gewissen Fortschritt in Hinblick auf eine Altersbestimmung der den Quarzphylliten zugrunde liegenden Sedimente haben die Untersuchungen SCHÖNLAUBS (1972) gebracht, der im Gebiet des Kleinarltales ein Alter um die Wende Silur-Devon feststellen konnte.

Die Grenze Quarzphyllit-Mesozoikum ist in der Lackenkogelregion i. a. scharf. So besteht zwischen dem Paläozoikum und den im W und S der Lackenkogelzone vorhandenen Lantschfeldquarziten nur selten durch Serizitquarzitschiefer ein Übergang. Doch gerade auf Grund des gelegentlichen Vorhandenseins von Serizitquarzitschiefern zwischen den Quarzitkomplexen und dem Quarzphyllit (s. Tafel 1) ist der Schluß zulässig, daß kontinuierliche, möglicherweise auch sedimentäre Übergänge zwischen dem Paläozoikum und dem Permoskyth ursprünglich vorhanden waren, zum größten Teil aber infolge von Kompetenzunterschieden bei der tektonischen Beanspruchung verloren gingen. Damit läßt sich folgern, daß eine prinzipiell regelmäßige Abfolge Paläozoikum, Permoskyth, tiefere bis höhere Trias ohne größeren stratigraphischen Hiatus zum Zentrum des Mesozoikumskomplexes am Lackenkogel besteht.

Im Bereich des Brandstattwald- und Lackengutmesozoikums wurden nur scharfe Kontakte zwischen Quarzphyllit und Lantschfeldquarzit beobachtet, was seine Hauptursache im Vorhandensein tektonischer Trennlinien an diesen Grenzen hat.

Eine scharfe Grenze zwischen paläozoischen Schiefern und Mesozoikum ist auch überall am S-Rand der Quarzphyllitmasse zu beobachten und auch dort durch tektonische Trennflächen bedingt. Lediglich am Leckriedel kommen im Hangenden des höhenbildenden Lantschfeldquarzits helle Serizitquarzitphyllite und Serizitphyllite vor, die als Übergangsbildungen zu den Quarzphylliten gewertet werden können, ohne daß allerdings eine direkte Verbindung zu diesen vorliegt (s. auch Abschnitt 2).

2. Permoskythische Quarzit-Quarzitschiefer-Folge

Die Quarzit-Quarzitschiefer-Folge des Permoskyths wird zum überwiegenden Teil durch weiße bis hellgrüne Quarzite repräsentiert, für die FRECH 1901 den Begriff des Lantschfeldquarzits prägte. Das Gestein wird in der Literatur wiederholt beschrieben (s. z. B. SCHMIDT 1924, S. 313, TRAUTH 1925, S. 112–113, TOLLMANN 1956, S. 149, EXNER 1957, S. 57, SCHEINER 1960, S. 87–88, DEMMER 1962 etc.). Ein typisches, wenn auch nicht diagnostisch repräsentatives Kennzeichen ist der häufig erkennbare Gehalt an rötlichen Quarzkörnern oder -geröllen (besonders gut am Leckriedel zu beobachten) (vgl. auch EN-

ZENBERG 1967 für die Tarntaler Berge). Interne Schrägschichtung ist häufig, wobei z. T. sehr große Schrägschichtungskörper mit schwacher Neigung und Durchbiegung der Blätter vorhanden sind.

Zwischen den ebenen Schichtflächen sind den Quarzitbänken gelegentlich in geringer Mächtigkeit (bis 10 cm) lauchgrüne, schwach phyllitische, z. T. sandige Tonschiefer zwischengeschaltet. An der Materialgrenze Tonschiefer-Quarzit sind in seltenen Fällen (z. B. am W-Hang des Flachautales S' Flachau, W' Vorderrohr) load cast-ähnliche Belastungsmarken erhalten geblieben.

Der Kontakt Lantschfeldquarzit-Quarzphyllit ist nun zwar häufig tektonisch überprägt (s. oben), doch dort, wo er noch erhalten ist, fließend, mit Serizitquarzitschiefern als Übergangsbildungen.

Die geringmächtigen Serizitquarzitschiefer, die im Lackenkogelgebiet im Liegenden des kompakten Lantschfeldquarzits auftreten bzw. bei Fehlen desselben an das kalkig-dolomitische Mesozoikum direkt angrenzen, können mit großer Wahrscheinlichkeit als die tektonisch reduzierten Äquivalente des Alpenen Verrucano in der zentralalpinen Fazies angesehen werden, wenngleich die von TOLLMANN (1972) genannten häufig auftretenden Kennzeichen, wie das Vorhandensein von Grobklastika und metamorphen Porphyroiden, fehlen. Doch müssen diese ja durchaus nicht immer gegeben sein (TOLLMANN 1972).

In der stratigraphischen Position dem Alpenen Verrucano vergleichbare Sedimente findet man in Form von mittelgrauen und grüngrauen, dünnblättrigen, sandigen Serizitschiefern auch in dem Bachgraben E' des Marchgutes bei Untertauern aufgeschlossen (s. Tafel 11). Die sandig-schiefrigen Gesteine sind z. T. relativ grobklastisch mit einem hohen Gehalt an Quarzgeröllen (Durchmesser bis 3 cm), zum anderen auch als dunkelgrüngraue und dunkelgraue, feinkörnige Phyllite ausgebildet. Schichtung tritt als Bänderung und auch durch Ablösungsflächen im makroskopischen Bereich hervor.

Im Leckriedel-Sauruck-Zug geht der (auf Grund der Unterlagerung durch Mitteltrias bei der Oberen Zauchalm) invers lagernde Lantschfeldquarzit zum stratigraphisch Liegenden unter zunehmender Einschaltung schiefriger Partien zwischen die Quarzitbänke in hellgraue bis weiße, z. T. schwach grünliche Serizitquarzitschiefer bis Serizitphyllite über, die auffallend helle, stark seidig glänzende s-Flächen besitzen. Diese bereits von ROSIWAL (1893, S. 371) als Quarzitschiefer beschriebenen Gesteine bilden eine Übergangsfazies zum Quarzphyllit, die ich allerdings wegen der feinklastischen Beschaffenheit nicht mit Sicherheit mit dem Alpenen Verrucano parallelisieren kann. Im Gegensatz zu SCHEINER (1960, S. 86–87) halte ich eine Zuordnung der zuletzt beschriebenen Schiefer zum Lantschfeldquarzit wegen der engen Verbindung zu diesem in unserem Gebiet für günstiger.

Die stratigraphische Einstufung der Lantschfeldquarzite ins Skyth (TOLLMANN 1962) oder vielleicht lokal noch unter Einschluß des Perm ins Permoskyth (DEMME 1962, S. 47) dürfte heute weitgehend gesichert sein.

Die mit dem Alpenen Verrucano verglichenen Serizitquarzitschiefer im Liegenden sind ins obere Perm einzuordnen (TOLLMANN 1960, S. 121, DEMME 1962, S. 47 [Fazies der E' Radstädter Tauern]). Für die Serizitphyllite des Leckriedelbereiches ist eine Datierung bisher nicht möglich.

Alle Mächtigkeitsangaben wären infolge starker tektonischer Reduktionen einerseits oder Anschoppungen andererseits mit zu großen Unsicherheitsfaktoren behaftet.

Es ist schwierig festzustellen, inwieweit das Fehlen von Quarzit zwischen kalkig-dolomitischen Mitteltrias und Quarzphyllit (etwa am N- und NE-Rand der Lackenkogeltrias, im N-

Teil des Lackengutfensters oder im Brandstattwaldfenster im Taurachtal) Ursachen in einer primär unterentwickelten Mächtigkeit, vielleicht sogar in einer vor der Deformation bestehenden Ablagerungslücke hat oder aber auf die vollständige tektonische Reduktion zurückzuführen ist. Letzteres ist oftmals kaum vorstellbar, da keine Restschollen mehr an den Schubbahnen vorhanden sind, oder weil zu große Mächtigkeiten beseitigt worden sein müßten.

3. Anis

Mit dem Anis beginnt die vorwiegend kalkig-dolomitische Fazies der unterostalpinen Trias in den N' Radstädter Tauern. In bezug auf die Gliederung des mitteltriadischen Sedimentationsbereiches des Unterostalpins in unterschiedliche Fazieszonen (TOLLMANN 1958 a) kommt dieser Stufe einige Aussagekraft zu.

3.1. Spezialprofile der Lackenkogl- und N' Taurachtalzone

3.1.1. Lithologische Merkmale im Aufschluß- bis Handstückbereich

Durch direkte Profilaufnahmen bzw. Interpretation der geologischen Karten (Tafel 1 und Abb. 52) gelang es, eine Reihe von lithologischen Abfolgen innerhalb des Anis der genannten beiden Zonen zu ermitteln. Sie sind auf Abb. 3 und 4 dargestellt.

In den meisten Fällen beginnen sie mit gelbbraunen polymikten und monomikten Rauhwacken. Wegen der fast durchwegs erkennbaren Bindung der Rauhwacken an eine bestimmte stratigraphische Position (unteres Anis, Vergleich mit der Saalfeldener Rauhwacke PIAS 1923 bei TOLLMANN 1968 a, S. 30), muß auf eine wenigstens teilweise sedimentäre Genese geschlossen werden. In tektonisch stark beanspruchten Zonen ist daneben aber vielfach zu erkennen (z. B. an der oberen Eibenbergforststraße NW' der Lackenalm), daß ganz ähnlich beschaffene Rauhwacken aus stratigraphisch jüngeren, anisischen Kalkmarmoren und Bänderkalken hervorgegangen sind und damit ziemlich eindeutig tektonischen Ursprung besitzen (s. auch MEDWENITSCH 1956).

Die Makrofazies der über den Rauhwacken folgenden Schichten innerhalb der verschiedenen Profile sind Abb. 3 und 4 zu entnehmen. Kennzeichnende Züge wurden bereits bei ROSSNER 1976 a herausgestellt, sollen hier aber nochmals kurz zusammengefaßt werden:

a) Abweichend von der Normalfolge in den zentralen Radstädter Tauern (s. z. B. TOLLMANN 1958 a, S. 82, und 1968 a) werden die Rauhwacken häufig durch Bänderkalke und Kalkmarmore überlagert (Profile Abb. 3, Nr. 1 und 2, Abb. 4). Lediglich im Reichentalprofil (Abb. 3, Teilprofil 3) folgt auf die Rauhwacken direkt schwarzer Tonschiefer.

b) Verschiedene Profile sind überraschend reich an phyllitischen, pyritreichen Tonschiefern (Abb. 3, Teilprofile 2 und 4), wie sie in anderen Teilen der Radstädter Tauern nur selten anzutreffen sind. Die abnormen Mächtigkeiten für diese Fazies sind höchstwahrscheinlich nicht allein auf tektonische Anschoppung, sondern auch auf eine primär sedimentäre Anreicherung zurückzuführen.

Die dunklen Ton- und Kalkschiefer sowie Mergel im tieferen Teil der Einzelabschnitte des Langangprofils (Abb. 3, Teilprofil 4) und auch im Reichentalprofil (Abb. 3, Teilprofil 3) sind wahrscheinlich vergleichbar mit der Anisbasisschieferserie TOLLMANNs (1968 a, S. 30, und 1964 a, S. 50), die TOLLMANN (1968 a, S. 33) nach einem Fund von *Costatoria costata* (ZENKER) in das untere Hydasp stellt.

c) Die Profile enthalten immer wieder mächtige mittel- bis dunkelgraue Dolomitpartien (Abb. 3, Teilprofile 1 und 3 sowie Profil Abb. 3, Fig. 1 bei ROSSNER 1976 a).

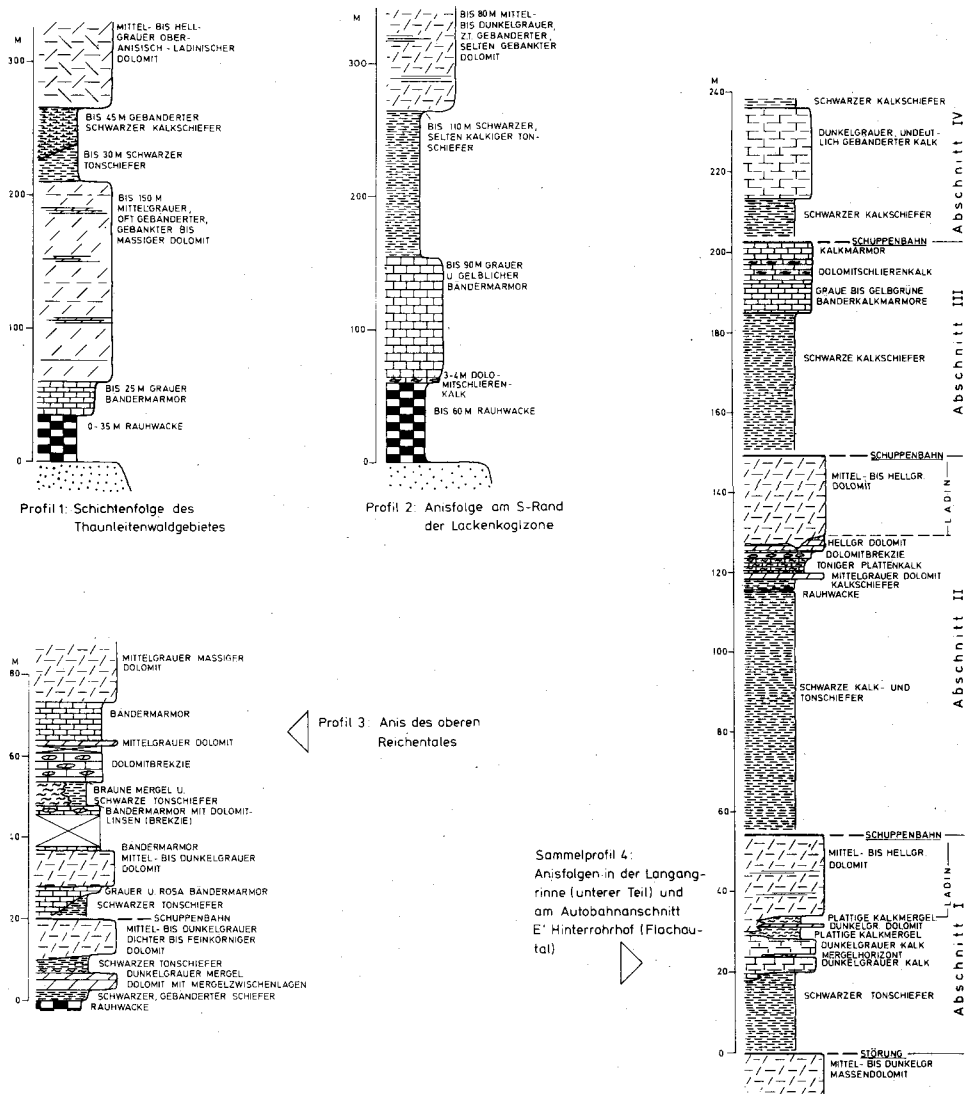


Abb. 3: Spezialprofile der Anisfolgen im Lackenkoglmesoozoikum; Lage der Profile s. Tafel 3.

d) Recht häufig stößt man auf in verschiedenem Maßstab ausgeprägte, ursprünglich sedi- mentäre Dolomitbrekzien. Derartige Sedimente mit mittelgrauen Dolomitkomponenten von 10 cm bis 1,5 m Durchmesser in einer Matrix von Bänderkalen findet man in den Teilprofilen 3 und 4 der Abb. 3. Infolge der tektonischen Beanspruchung werden die Dolo- mitbrocken relativ symmetrisch von der Bänderung des umgebenden Kalkes umflossen und in Richtung dieser Textur geschwängt.

Innerhalb der Fazies des Dolomitschlierenkalkes (s. z. B. TOLLMANN 1958 a, S. 82) findet man dagegen sowohl Dolomitbrekzien der erwähnten Art, allerdings in kleinerem Maßstab (Komponenten 0,5–4 cm Durchmesser) als auch tektonisch zerflossene Dolomitbänken in Bänderkalken.

Was das auf Grund der Kartierung aufgestellte Teilprofil 2 der Abb. 3 anbetrifft, so sind hier die Mächtigkeiten gegenüber den primären Verhältnissen infolge der tektonischen Auswälzung mit Sicherheit stark verändert.

In den anisischen Schichtenfolgen des Taurachtales N° Untertauern (s. Abb. 4) tritt der Anteil an reinen Pyritschiefern gegenüber den Lackenkogprofilen stark zurück. Man findet stattdessen mehr mergelige Kalke, Mergel und Kalkschiefer. Das oben in Punkt c) genannte Charakteristikum relativ mächtiger dolomitischer Partien ist auch hier im höheren Teil der Anisfolgen verwirklicht. Diese Fazies mittel- bis dunkelgrauer Dolomite geht ohne deutliche Grenze in die des helleren Ladindolomits über, so daß damit gerechnet werden muß, daß Teile der dunkelgrauen Bankdolomite bereits ins Ladin einzureihen sind.

3.1.1. Mikrofazies und Mikrofauna

Die mikrofaziellen Daten wurden im wesentlichen auf Grund der von FLÜGEL (1978) zusammengestellten Methodik gewonnen, soweit diese für das diagenetisch und tektonisch-metamorph veränderte Material anwendbar war.

Das durch eine Reihe von Schuppenbahnen untergliederte Profil der unteren Langangrinne und des damit zusammenhängenden Autobahnanschnitts im Flachauer Ennstal E' der Rohrhöfe (s. Tafel 2 und Abb. 3, Teilprofil 4, sowie ROSSNER 1976 b, Abb. 2) wurde hinsichtlich der Mikrofazies und Mikrofauna der Kalk-Dolomit-Anteile durchmustert. Wie bei ROSSNER 1976 b (S. 543 u. f.) dargestellt, ist das Mikrofaziesbild des Anis recht einförmig. Vorherrschend sind meist ungeschichtete bis horizontal geschichtete, aus Mikriten hervorgegangene Mikrosparite (i. S. MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEKs 1969), die neben gelegentlich auftretenden feinkörnigen detritischen Quarzen als Komponenten lediglich abgerollte Echinodermenreste (diese dann allerdings z. T. massenhaft [s. Abb. 3 bei ROSSNER 1976 b]) oder seltener Intraklaste bzw. Pelletioide enthalten.

Die Mikrofazies der insbesondere an der Basis der übrigen Anisprofile der Lackenkogtrias (Abb. 3, Teilprofile 1, 2, 3), aber auch innerhalb dieser Folgen auftretenden, allgemein für das Anis recht typischen grauen, gelblichen oder rosa Bänderkalke läßt keine bedeutenden Gegensätze zu den Typen des Langangprofils erkennen. Die ursprüngliche Natur von (durch tonreichere, feinkörnige Lagen) internlaminieren Mikriten (Mudstones nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972) ist deutlich wahrzunehmen. Sie enthalten ebenfalls in geringen Mengen detritischen Quarz und als Komponenten gelegentlich geringe Anteile an Echinodermenbruchstücken (z. B. in Bänderkalken des unteren Rohrgrabens, W' Hinterrohr im Flachautal). Die Sammelkristallisation hat Makro- bis Mikrosparite (nach MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969) geschaffen.

Die Mikrofaziesdaten einiger wichtiger und geeigneter Gesteinstypen aus dem Anisprofil des Brandstattwaldmesozoikums, aufgenommen entlang des Güterweges beim Ebnerlehen (W-Hang des Taurachtales), sind in Abb. 4 (Fig. 1) zusammengefaßt. Vorherrschend sind Mudstones und Wackestones (nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972) mit detritischem Quarz, mit dünnchaligen Muscheln und vor allem mit Echinodermenresten in z. T. sehr guter Erhaltung.

Die tektonische Überprägung insbesondere der Kalke ist z. T. beträchtlich. Das äußert sich im Dünnschliffbereich in den Bänderkalken häufig in einem linear geregelten Calzitgefüge, das makroskopisch in einer scharfen Strömung auf den Schichtflächen in Erscheinung tritt.

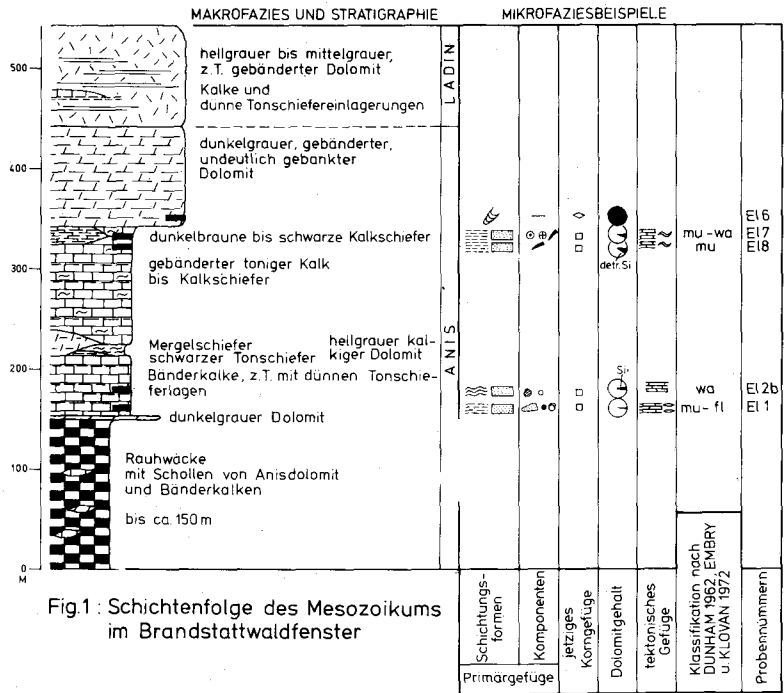


Fig.1: Schichtenfolge des Mesozoikums im Brandstattwaldfenster

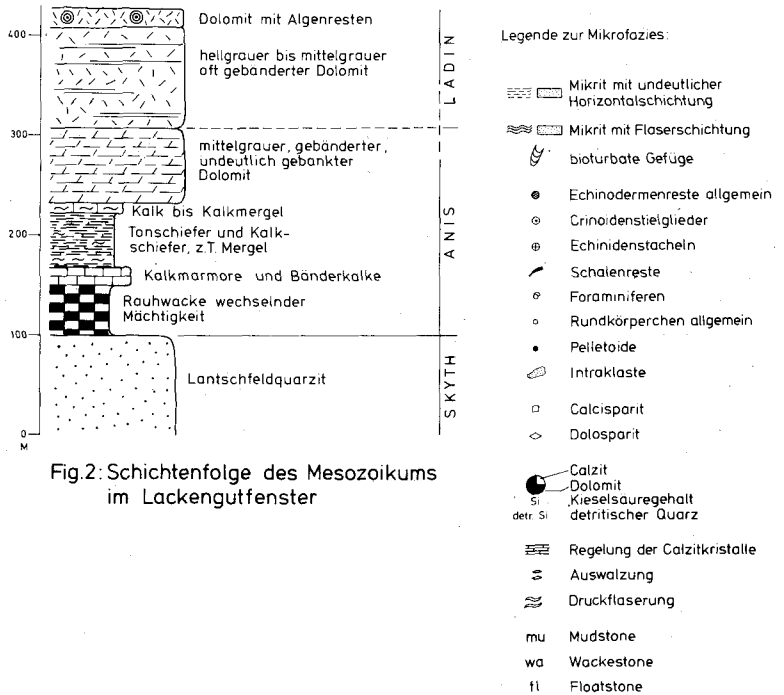


Fig.2: Schichtenfolge des Mesozoikums im Lackengutfenster

Abb. 4.

Durch Auswalzung der Gesteine (besonders in den Proben des Brandstattwaldprofils, Abb. 4, Fig. 1, zu erkennen) wurde den Kalken eine Paralleltextur aufgeprägt, in die einerseits deformierte Rundkörperchen mit ihren längsten Achsen eingeregelt sind, und die andererseits die widerstandsfähigen Echinodermeneinkristalle umfließt. Mit dieser Plättung ist teilweise eine durch feine Tonlagen nachgezeichnete Druckflaserung verbunden (s. Abb. 4, Fig. 1, Proben El 7, 8; Abb. 6), die auch ältere Kluftefüllungen einbezogen hat. Diese wurden bruchlos verbogen und ausgedünnt. Gelegentlich erkennbare Schieferung (besonders in den tonreichen Kalkvarietäten) und Drucksuturen ergänzen das Bild der tektonischen Deformation.

Körperlich isolierte Holothurienskerlite (s. ROSSNER 1976 b) zeigen, daß die mergelig-schiefrig-kalkigen Anteile des Langangprofils mindestens bis ins Oberillyr reichen.

3.2. Anisfolgen am S-Rand der Quarzphyllitzone zwischen oberem Enns- und Taurachtal

Im Gegensatz zu den bisher behandelten Anisvorkommen fehlt bei den Profilen am S-Rand der Quarzphyllitmasse i. allg. die stratigraphische Basis. Wegen der unvollständigen Aufschlußverhältnisse wird im folgenden auf mikrofazielle Details verzichtet.

3.2.1. Das Anis des Walchaumesozoikums

Die Mesozoikumshalbinsel im oberen Flachautal E' des Walchauhofes (s. geologische Karte Tafel 1) besteht neben den obligatorischen Rauhwacken fast ausschließlich aus dunkelgrauen Kalkschiefern, schiefrigen Kalken und (z. T. auch hellgrauen) Bänderkalken.

Damit verbunden sind in geringem Umfang hellgraue bis weiße, sehr grobspätige, dolomitische Kalke (mit Stylolithen und graphitischen Tonschieferhäutchen) (besonders W' Dachebenalm) sowie hellgraue, gelblich und rötlich getönte Bänderkalke (S' Dachebenalm), hellgraue, gelblich anwitternde, ungebankte und ungebänderte Dolomite (mit Kalk- und Dolomitschiefern; SW' Urbasalm) und mittelgraue zuckerkörnige Dolomite (W' Hochschlägaln), ohne daß sich die lithostratigraphische Position dieser Einlagerungen profilmäßig fixieren ließe.

Die eben erwähnten hellen, grobkristallinen Kalke treten zusammen mit Kalkschiefern und Bänderkalken auch W' des Walchaumesozoikums in einem nur sporadisch bis zur Kesselhütte verfolgbaren Aniskalkzug auf, der dem Quarzphyllit aufliegt und in diesen eingeschuppt ist.

3.2.2. Die tiefere Mitteltrias in der Umrandung des Benzecks

Am Benzeck im Anis dominieren mittel- bis dunkelgraue, hellgrau anwitternde Dolomite mit meist undeutlicher Bankung oder massigem Habitus. Der Zusammenhang mit verschiedenen Schiefer- und Kalkeinlagerungen am E-Hang des Benzecks ist auf Abb. 5 skizziert. Am NW-Fuß des Benzecks ist der primäre Verband durch Schuppung vollständig verwischt.

Einzelheiten können hier mit hinreichender Genauigkeit der geologischen Karte (Tafel 1) in Verbindung mit der Lagerungskarte (Tafel 5) entnommen werden.

Die differenzierte Anisfolge in den beiden Erosionsrinnen W' des Benzeckgipfels (s. Tafel 1) ist stark tektonisch durchgearbeitet.

Wegen der unsicheren Mächtigkeitsverhältnisse lassen sich nur grob folgende Profile (jeweils vom Hangenden zum Liegenden) aufführen:

(1) S' Rinne W' des Benzeckgipfels

- Rauhwacke an der Basis des Benzeckgipfel-Dolomitkomplexes
- mittel- bis hellgraue, z. T. massige, z. T. deutlich gebankte Dolomite
- etwas Bänderkalk
- schwarze, kalkfreie Pyritschiefer

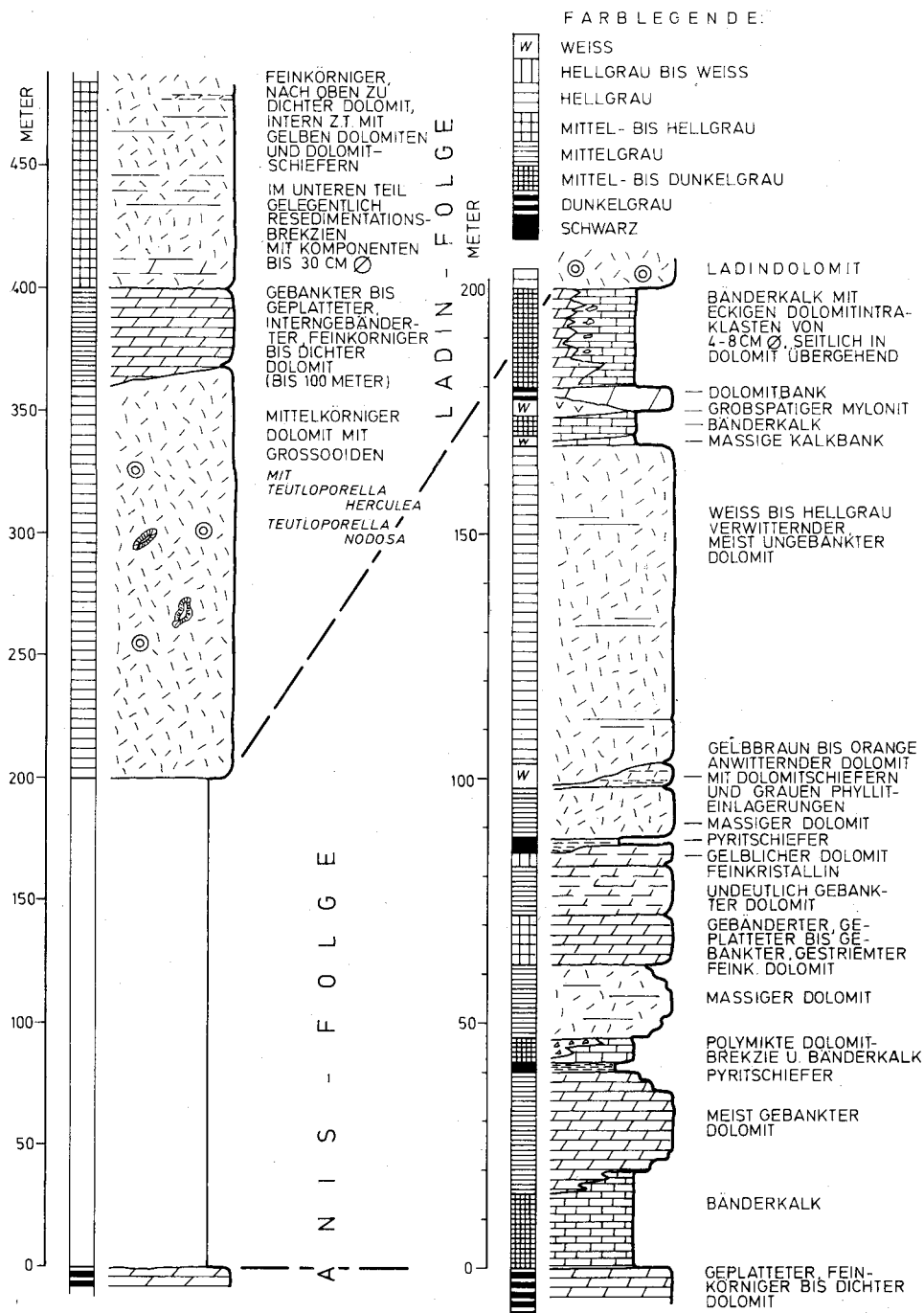


Abb. 5: Anis-Ladin-Schichtenfolge am Benzeck-Nordosthang.

×– hellgrauer bis weißer, weiß anwitternder, feinkörniger bis dichter Dolomit, in den oberen Teilen undeutlich gebankt. In diesem Dolomit liegen im tieferen Teil einige Kalkmarmor- und schwarze Schiefereinlagerungen.

- Schubbahn
- schwarzer und grünlicher, quarzhaltiger Kalkschiefer, im Hangenden auch rotviolett und glimmerstaubig
- geringmächtiger, mittelgrauer Bänderkalk
- massiger, mittel- bis hellgrauer Dolomit
- mittelgrauer, z. T. schwach rötlicher Bänderkalk
- + – grüngrauer und dunkelgrauer, weiß gebänderter Kalkschiefer, z. T. quarzhaltig
- mittelgrauer Bänderkalk mit ausgewalzten Dolomitbrekzienkomponenten, weiter N' mit dunkelgrauem Kalkschiefer an der Basis
- Schubbahn
- Quarzphyllit

In verschiedenen Niveaus sind insbesondere auf der S-Seite der Rinne immer wieder Rauhackenpakete eingelagert, wodurch starke tektonische Komplikationen innerhalb des Profils zu erkennen sind.

(2) N' Rinne NW' des Benzeckgipfels

×– Dolomit wie Schicht ×– in Profil (1) oben

- z. T. etwas Rauhacke
- Schubbahn
- Bänderkalk
- + – schwarze Pyritschiefer, daneben grünliche Kalkschiefer mit rötlichgrauen und dunkelgrauen Bänderkalklagen (entspricht der Schicht + – des Profils (1) oben
- Wechsellagerung von rötlichgrauem Bänderkalk und Dolomit
- rötlichgrauer Bänderkalk
- mittelgrauer, gebänderter und undeutlich gebankter Dolomit
- (auf der N-Seite der Rinne, wahrscheinlich eingeschuppt) etwas Bänderkalk
- Störung
- Rauhacke (tektonisch, mit Quarzphyllit und Dolomitkomponenten)
- Störung
- mittelgrauer Dolomit
- grauer bis gelblicher Bänderkalk, z. T. mit Dolomitlinsen
- schwarzer, kalkfreier Pyritschiefer
- hellgrauer, ungebankter Dolomit (geringmächtig)
- Störung
- Rauhacke
- Schubbahn
- Quarzphyllit

3.2.3. Anisische Gesteinszüge E' des Enns-Pleißing-Tales

Im mittleren und E' Bereich der bearbeitenden Quarzphyllit-S-Randzone beschränkt sich die Lithologie der anisischen Anteile im wesentlichen auf Rauhacken (zum großen Teil auch tektonischen Ursprungs), Bänderkalke, kalkfreie Pyritschiefer und dunkle Kalkschiefer sowie mittel- bis dunkelgraue, z. T. massige, z. T. deutlich gebänderte und gebankte Dolomite (letztere sind z. B. am Hirschkopf vorhanden).

Als Besonderheiten treten hinzu:

(1) hellgraue, dichte, gebankte, gelbbraun anwitternde Dolomite bis Mergeldolomite, die mit Dolomitbrekzien vergesellschaftet sind. Man trifft sie nur am E-Ausläufer des Hirschkopfes, ca. 150 m ENE' des Gipfels dieses Berges an (s. geologische Karte Tafel 1). Ein Vergleich mit dem von Brekzien begleiteten gelben Mergeldolomit DEMMERS (1962, S. 66–68; tieferer Teil der Anisfolge) liegt nahe.

(2) hellgraue bis weiße, weiß bis gelblich anwitternde Dolomite, in der Schuppenzone an der Basis der Leckriedelscholle WSW' der Oberen Zauchalm. Hierbei handelt es sich höchstwahrscheinlich um einen der hellen Dolomite im oberen Teil des Anisnormalprofils von TOLLMANN (1958 a, S. 82) und damit bereits um Übergangsbildungen zum Ladin.

Während alle Anisfolgen N' des Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Kammes (S' des Quarzphyllit-S-Randes) tektonisch völlig aufgelöst sind, tritt am S-Hang des erwähnten Bergzuges wieder eine zusammenhängende, allerdings eintönige anisische Serie aus mächtigen Bänderkalken auf (Verbreitung s. SCHMIDT 1924, Tafel 1). Lediglich im höheren Teil der Bänderkalke ist eine gewisse Differenzierung durch dolomitische Einlagerungen festzustellen. Wie in Kapitel 4. gezeigt werden wird, bewegt man sich dort aber stratigraphisch bereits im Unterladin.

Wie weiter unten noch dargelegt wird, gehört die Anisfolge am E-Hang des Benzecks (Abb. 5) und die Bänderkalkfolge gleichen Alters S' des Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Kammes zu ein und derselben tektonischen Einheit. Der Übergang zwischen diesen faziell so unterschiedlichen Zonen ist leider nicht erschlossen, sondern liegt unter dem Schutt und den Talauffüllungen des oberen Flachautals verborgen.

3.3. Fazieszonierung

Für die über der einheitlichen Rauhwackenunterlage (Äquivalente der Saalfeldener Rauhwacke) folgenden Schiefer-Kalk-Dolomit-Suiten des Anis (und des Unterladin) hat TOLLMANN (1957, 1958 a und b) zwei unterschiedliche Faziesbezirke herausgefunden, was später durch DEMMER (1962) bestätigt wurde.

Die ihrem ursprünglichen Sedimentationsbereich nach N', dunkle Fazies zeigt als Charakteristika erstens mächtige, gebankte, dunkelgraue Dolomite im Oberanis mit allmählichem Übergang in an der Basis ebenfalls dunkle Ladindolomite, zweitens darunter lagernde dunkle Schiefer bedeutender Mächtigkeit und drittens einen hohen Anteil an Bänderkalken über den basalen Rauhwacken (TOLLMANN 1958 a, S. 82 und 94, DEMMER 1962, S. 75). Die dunkle Fazies ist im größten Teil der Lantschfelddecke und in N' Teilen der Pleißingdecke verbreitet, während die S' Fazies vor allem in den S' Teilen der Pleißingdecke zu finden ist.

Die helle, S' Faziesentwicklung des Anis ist in einem sehr differenzierten Normalprofil bei TOLLMANN 1958 a (S. 82) zusammengefaßt, das von DEMMER (1962) noch etwas modifiziert wurde.

Durch Vergleich mit Spezialprofilen aus den zentralen (Pleißinggruppe) und W' Radstädter Tauern konnte gezeigt werden (ROSSNER 1976 a, S. 291–292), daß die Fazies der Anisprofile des Lackenkogel-, Brandstattwald- und Lackengutmesozoikums der dunklen Entwicklung bzw. einer der dunklen Fazies stark angenäherten hellen Entwicklung (Reichentalprofil, Abb. 3, Teilprofil 3) zuzuordnen ist.

Das Vorherrschen von dunklen Kalkschiefern und Kalken im Walchaumesozoikum legt ebenfalls eine fazielle Verbindung zu den dunklen Anisfolgen nahe.

In den Anisprofilen am Benzeck, insbesondere im Profil des NE-Hangs (s. Abb. 5), ist der Umfang der Schiefer- und Kalkschieferanteile geringer als bei den Profilen im engeren Rahmen der Quarzphyllitdecke. Es herrschen vor allem im höheren Teil helle Dolomite vor, von denen z. B. der gelbbraun anwitternde Dolomit bei Profilmeter 100 (Abb. 5) mit dem höheranisischen Mergdolomit DEMMERs (1962, S. 66–67) aus seiner zum hellen Faziesbereich gehörigen Serie parallelisiert werden kann. Über einem zwischengeschalteten, brekzienhaltigen Kalkmarmorband setzt dann mit scharfer Grenze der „Diploporendolomit“ des Ladin (s. unten) ein. Diese Merkmale und die Ähnlichkeit mit dem ebenfalls zur hellen Fazieszone gerechneten, dolomitreichen, mächtigen Anisprofil der Lantschfelddecke im Twenger Wandzug (TOLLMANN 1960) sind deutliche Hinweise auf eine Zugehörigkeit zur hellen Faziesentwicklung.

Für die oben skizzenhaft wiedergegebenen Anisprofile W' des Benzeckgipfels weisen geringer Umfang der Schiefermächtigkeiten (s. geologische Karte Tafel 1) und hohe Anteile an mittel- bis hellgrauen Dolomiten ebenfalls auf die helle Fazies hin.

E' des Enns-Pleißing-Tales (S' des Quarzphyllitrandes) sind kritische Merkmale für den Faziescharakter kaum zu erkennen, sieht man von den Mergeldolomiten und Dolomitbrekzien am E-Kamm des Hirschkopfes ab (s. oben), die als Anklänge an die helle S' Fazies gewertet werden könnten.

Die Folge S' des Steinfeldspitz-Bärenstafel-Kammes mit mächtigen Bänderkalken und darin im Hangenden eingelagerten Dolomitschlierenkalken läßt sich gut mit dem Normalprofil TOLLMANN'S (1958 a) für die helle Entwicklung korrelieren.

3.4. Sedimentationsmilieu (Versuch einer Faziesinterpretation) und Faziesvergleiche

Zur Beurteilung des Sedimentationsmilieus der dunklen Anisfazies sind folgende Einzelheiten anzuführen.

Die vom Langanprofil im Lackenkoglmesoöikum zur Verfügung stehenden sedimentologischen Details (s. oben Kapitel 3.1 sowie Abb. 3, Teilprofil 4 und ROSSNER 1976 b, S. 544) ließen das Vorwalten von fossilarmen, sterilen, tonhaltigen Kalkschlammsegmenten aus schlecht durchlüfteten Becken mit praktisch fehlender Bodenströmung erkennen. Verstärkt wird dieser Eindruck durch die Zwischenschaltung pyritreicher und bituminöser schwarzer Schiefer und Kalkschiefer. Auffällig sind gelegentlich vorhandene embryonale Hornsteinbildungen.

Das Anisprofil des Brandstattwaldmesoöikums zeigt in den tieferen Abschnitten ähnliche Einzelheiten (s. Kapitel 3.1. und Abb. 4, Fig. 1, Proben El 1 bis 6).

Als Environment der Entstehung der Kalk-Kalkschiefer-Mergel-Schiefer-Fazies ist wegen des Auftretens von Echinodermen sicher ein voll marines Milieu anzunehmen. Die durch meist laminierte und relativ dünn-schichtige, z. T. biogenhaltige Calcilutite (Aphanite) repräsentierten Bänderkalke der Profile von ROSSNER 1976 b, Abb. 2, sowie von Abb. 4, Fig. 1, aber auch von Abb. 3, Teilprofile 2 und 3, und Abb. 4, Fig. 2, vorliegender Abhandlung weisen weiterhin zusammen mit den in den Abfolgen enthaltenen pyritischen dunklen Schiefern und Kalkschiefern auf den unterhalb der Wellenbasis liegenden Ablagerungsbereich des tieferen Schelfhanges im Sinne der Zone x des IRWIN-Modells (s. SELLEY 1976, S. 134–135) hin.

Allerdings fehlt ein zu erwartender Anteil an gut erhaltenen pelagischen Faunen (s. SELLEY 1976, S. 222), wenn man nicht gelegentlich vorhandene dünne Schalenreste in Betracht zieht, oder aber die Kieselkonkretionen in zwei Abschnitten des Langanprofils als umkristallisierte Radiolarien deutet und diese Biogene als Anzeichen der dem erwähnten Sedimentationsbereich zugehörigen Fauna wertet. Der z. T. gut gerundete Echinodermendetritus ist als Einschaltung allodapischen Materials, geschüttet von höheren Zonen des Schelfes mit geringerer Tiefe, zu betrachten. Die Armut an autochthonen Fossilien geht möglicherweise auf ein schwach reduzierendes Milieu zurück, wofür auch die immer wieder feststellbaren Pyritgehalte Anzeichen liefern.

Die innerhalb der erwähnten Profile festgestellten Dünnschliffmerkmale der Kalkeinlagerungen entsprechen andererseits im wesentlichen dem Standardmikrofaziestyp 3 nach WILSON 1975 (S. 64, pelagische Kalk-Mudstones; s. auch Mikrofazies bei Abb. 4, Fig. 1), wobei sich wiederum die Problematik einer sehr stark unterrepräsentierten „autochthonen“ Fauna ergibt (s. oben).

Zusammen mit Mergeln und Schiefern weist dieser Mikrofaziestyp in Richtung auf die Standardfazieszone 1 B (Beckenfazies mit euxinischem Charakter in miogeosynklinalen Räumen, s. WILSON 1975, S. 354), wenn vielleicht auch nicht vollständig pelagische Verhältnisse verwirklicht waren.

Die meist gut und ebenflächig geschichteten und oft laminierten, z. T. mit Tonschieferhäutchen versehenen dunklen Kalke unserer Profile mit Mudstone- bis Wackestonecha-

rakter (im Sinne DUNHAMs 1962, EMBRY & KLOVANS 1972) und eingeschütteten Echinodermenbioklasten entsprechen dagegen mehr der Standardfazieszone 3 (Rand des Tiefseelfes, WILSON 1975, S. 356). Die an verschiedenen Stellen erkennbaren Einlagerungen von z. T. sehr großen Dolomitmikritkomponenten sind mit den exotischen Blöcken dieser Fazieszone zu vergleichen (s. WILSON 1975, S. 26 und S. 75).

Was die schiefrig-mergelig-kalkigen Anteile der dunklen Anisfazies im Bereich der Quarzphyllitdecke betrifft, so muß also eine Sedimentation im Übergangsbereich Schelfhang-Becken bzw. auf tiefern Teilen des Schelfhangs nach WILSONs Standardfazieszonen mit Tiefen zwischen 30 und 300 m (WILSON 1975, S. 354 und 356) angenommen werden.

Diese Deutung erhält z. B. durch die aus der Quarzphyllitdecke des Twenger Wandzuges erwähnten anisischen Hornsteinkalke (s. TOLLMANN 1960, S. 122) weitere Unterstützung. Bei SARNTHEIN (1967) klingen schließlich für seiner Meinung nach allerdings noch ladinische Profilanteile unter der Wettersteindolomitentwicklung der Tarntaler Berge ganz ähnliche paläogeographische Vorstellungen an.

In der hellen Fazies TOLLMANNs (1958 a) ist mit Sicherheit ebenfalls ein Teil der Sedimente in einem vollmarinen Milieu größerer Tiefe entstanden, wie etwa das Vorkommen von Hornsteinknollen im Dolomitschlierenkalk zeigt. Dies wollte TOLLMANN (1958 a, S. 82) auch durch die Vergleiche der Kalkanteile seines Normalprofils heller Fazies mit der Gutensteiner und Reiflinger Fazies andeuten (s. weiterhin TOLLMANN 1974, S. 186). Doch dürfte sich insbesondere im höheren Teil der Normalabfolge in Form des Trochitendolomits ein verstärkter Flachwassercharakter bemerkbar machen. Ein solches Milieu ist schließlich auch für korallen- und crinoidenführendes Anis der Pleißingdecke E' Tweng anzunehmen (TOLLMANN 1960, S. 122).

Der Gegensatz dunkle – helle Fazies ist also vor allem auf Unterschiede in der Bathymetrie des Ablagerungsraumes durchzuführen.

Als Vergleichsobjekte mit der tieferen Mitteltrias der Nordkalkalpen kommen für die Tiefwasserfazies der oben beschriebenen Profile nur die anisisch-ladinischen Beckenfaziesentwicklungen der Gutensteiner Schichten und der Reiflinger Schichten in Frage. Doch muß gleich betont werden: die Korrelationsmöglichkeiten sind gering. Für die Bänderkalke über den Rauhwacken könnte man noch eine Verbindung zu den ebenflächig gebankten Gutensteiner Kalken ziehen, doch ist die Mikrofazies nur relativ schlecht vergleichbar (Fehlen von pelagischer Fauna; vgl. FLÜGEL & KIRCHMAYER 1963, SUMMESBERGER & WAGNER 1971). Die z. T. bedeutenden Schiefereinlagerungen in höheren Teilen der meisten Profile von Abb. 3 und 4 lassen dann allerdings kaum mehr Parallelisierungen mit den Gutensteiner oder Reiflinger Schichten zu.

In den Druckflaserungserscheinungen der Proben El 7 und 8 (Abb. 4, Fig. 1) kann man Anzeichen einer Knollenkalkbildung sehen, wie sie in der Reiflinger Fazies bzw. der Knollenkalkserie des oberen Alpinen Muschelkalks (s. BECHSTÄDT & MÖSTLER 1974; KUBANEK 1969). Einige Merkmale, wie die Einbeziehung von frühdiaogenetisch entstandenen Kalzitkluftfüllungen in die Flaserung (s. KUBANEK 1969, S. 148 u. f.) oder gewisse mikrofazielle Ähnlichkeiten der Kalkknollen des oberen Alpinen Muschelkalks mit dem Mikrobild unserer Gesteine, zeigen durchaus Parallelen auf.

Bestehen schon bei den kalkig-schiefrigen Abfolgen nur beschränkte Vergleichsmöglichkeiten zu den nordkalkalpinen Anisfaziesausbildungen so sind solche für die dolomitreichen Profile sowohl der dunklen als auch der hellen Faziesentwicklung unseres Raumes kaum mehr möglich.

Auf Grund der insgesamt gegenüber den Nordkalkalpen deutlich abweichenden Entwicklung der Anisprofile der N° Radstädter Tauern erhält die Fazies der unteren Mitteltrias im weiteren Bereich des bearbeiteten Raumes eine gewisse eigenständige Stellung, die für das Unterostalpin zumindest der Radstädter Berge kennzeichnend ist.

3.5. Gesteinstypen der Kartierung

Die geologischen Karten (s. Tafeln 1, 11, 12; Abb. 52) wurden nach lithologischen Merkmalen angefertigt.

Zu den Gesteinstypen der Karten sind folgende Erläuterungen notwendig:

a) Bei den Gesteinen, die früher als „Pyritschiefer“ zusammengefaßt wurden, erfolgte außer der Unterscheidung von verschiedenen alten Schiefern (karnischen und anisischen) eine Auftrennung in kalkfreie bis kalkarme und kalkhaltige Varietäten (Kalkphyllite und -schiefer). In der Gruppe kalkhaltiger Gesteine sind auch (bräunlich gefärbte) mergelige Typen eingeschlossen.

b) Unter den Begriffen Kalkmarmor und Bänderkalk sind verschiedenfarbige (graue, rosa, gelbe, grünliche), + sammelkristallisierte und meist gut geschichtete Kalkgesteine, die gelegentlich auch höhere Tonanteile besitzen können, und die Dolomitschlierenkalke zusammengefaßt.

4. Ladin

Die oben erläuterte Faziesdifferenzierung des Anis in einen hellen und einen dunklen Faziesbereich nach TOLLMANN (1958 a) setzt sich in den zentralen Radstädter Tauern im unteren Ladin noch fort. Es sei hier gleich vorweggenommen, daß dies im Unterladin des Lackenkogel-, Brandstattwald- und Lackengutmesozoikums nicht der Fall ist.

In vertikaler Richtung lassen sich außerdem im Ladin der zentralen Radstädter Tauern zwei auch lithologisch unterschiedliche Abteilungen unterscheiden, die von TOLLMANN 1958 a mit Wettersteindolomit (Unterladin) und „Partnachschiechten“ (Oberladin) bezeichnet wurden.

Obwohl TOLLMANN seine Nomenklatur auch 1963 b verteidigt, sind gegen die Bezeichnung „Partnachschiechten“ für die oberladinischen Gesteine zwei prinzipielle Einwände geltend zu machen. Erstens bilden Partnachschiechten als Beckensedimente in ihrem Hauptverbreitungsgebiet, den W Nordkalkalpen, ausschließlich das *Liegende* des Wettersteinkalkes (bzw. -dolomites) (s. zusammenfassende Darstellung bei BECHSTÄDT & MOSTLER 1974, 1976, und TOLLMANN 1976). Zweitens ist noch ungeklärt, ob es sich bei diesen dunklen, kalkig-dolomitisch-schiefrigen Serien TOLLMANNs wirklich um Oberladin handelt. *Diplopore annulata* tritt nämlich nicht nur im Unterladin (TOLLMANN 1958 a, S. 89), sondern nach OTT 1972 b auch im Oberladin auf, und somit impliziert das Vorhandensein dieser *Dasycladaceae* im obersten Wettersteindolomit nicht notwendigerweise die Existenz von Oberladin.

Statt der Gliederung TOLLMANNs wurde hier eine neutrale Unterteilung in verschiedene Faziestypen erarbeitet und verwendet.

Lithostratigraphisch weitestgehend gesicherte Abfolgen sind in den Profilen auf Abb. 3, 4 und 5 sowie bei ROSSNER 1976 b, Abb. 2, graphisch dargestellt.

4.1. Das Ladin des Lackenkogelgebietes

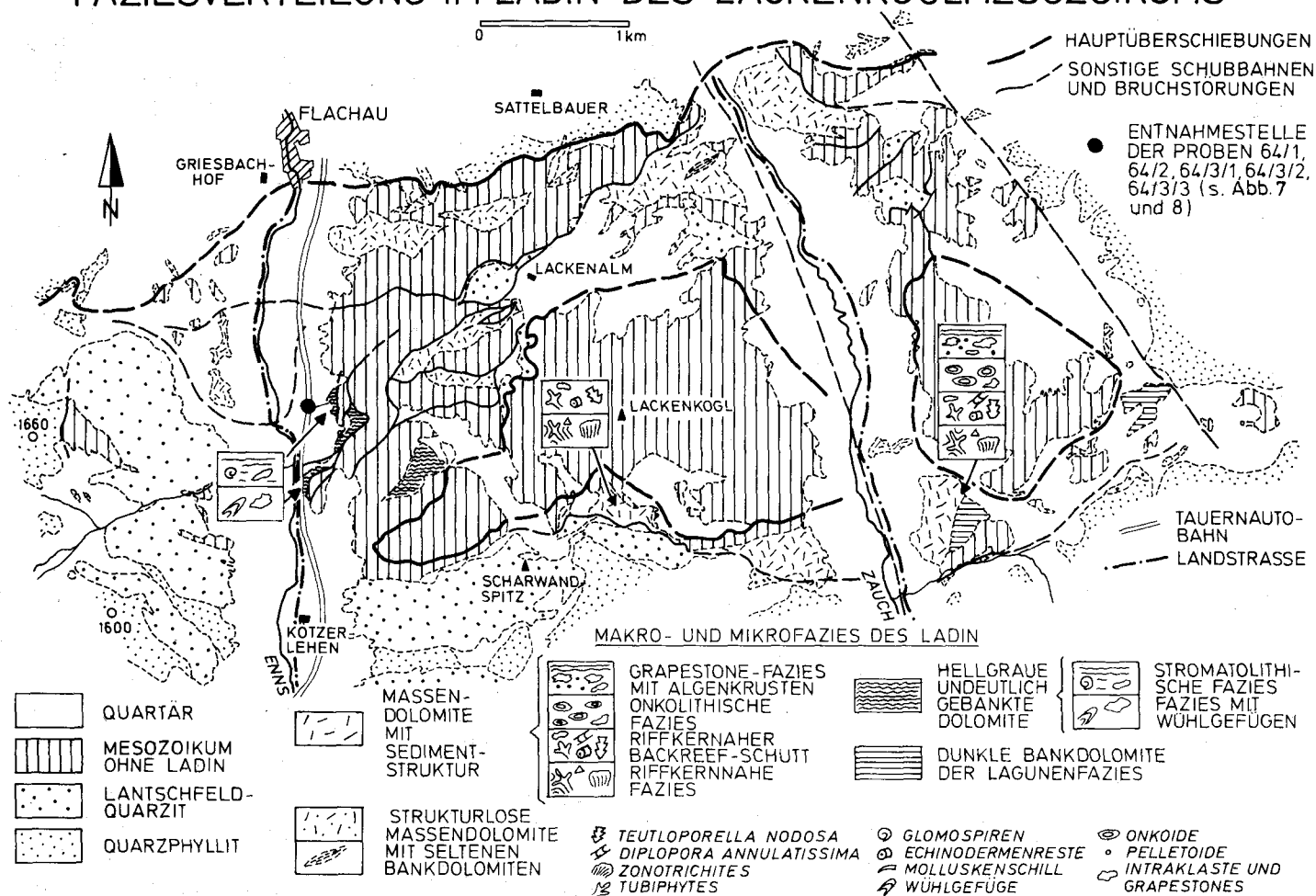
Wie 1976 (ROSSNER 1976 b) ausgeführt, lassen sich im Lackenkogelmesozoikum grob drei Makrofaziestypen unterscheiden.

Die Verbreitung dieser im folgenden näher beschriebenen Typen ist der Abb. 6 zu entnehmen.

4.1.1. Massige Fazies ohne sedimentäre Internstruktur

Diese mittel- bis hellgrauen, „zuckerkörnigen“, intern ungeschichteten Massendolomite, die nur selten + deutliche Bankung erkennen lassen (z. B. im unteren Reichtal, SE Sattlbauer) liegen als Dolosparite (im Sinne von MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969) vor.

FAZIESVERTEILUNG IM LADIN DES LACKENKOGLMESOZOIKUMS



Sie repräsentieren möglicherweise eine bis zur völligen Unkenntlichkeit veränderte Riffkernfazies, die makroskopisch mit dem Ramsaudolomit BÖSES (1895, s. auch TOLLMANN 1976) vergleichbar ist.

4.1.2. Massige und geschichtete, hellgraue Dolomitfazies

Diese Entwicklung ist am besten im engeren und weiteren Rahmen des oben erwähnten (s. Abb. 3, Teilprofil 4) und vor allem bei ROSSNER 1976 b (S. 543 u. f. sowie Abb. 2) genauer beschriebenen Langanprofil E' der Rohrhöfe im Flachautal zu studieren. Über der in höheren Teilen vorwiegend kalkig-dolomitischen Anisfolge lagern mittel- bis hellgraue, z. T. undeutlich gebankte Dolomite. In deren basalen Teilen lassen sich nur diagenetisch entstandenen Brekzienstrukturen erkennen. Erst das Auftreten von Bioklasten (Schill, Echinodermenreste) und Intraklasten in höheren Abschnitten der Ladindolomite (s. ROSSNER 1976 a, Abb. 2) kann als Hinweis auf jene Schuttfazies gewertet werden, die der Riffazies der Wettersteinentwicklung zeitlich und räumlich vorausgeht, auch wenn keine typischen Riffossilien auftreten. Bioturbate Gefüge lassen noch das Grundmilieu der anisichen Beckensedimentation, im Gegensatz dazu aber mit deutlich besserer Durchlüftung des Bodenwassers erkennen.

Unterschiede zu den eben beschriebenen Gesteinen zeigen sich dann in der Fazies von feinkörnigen Dolomiten, die in einer kleinen Wand zwischen der Langanrinne und der nächsten, N' folgenden Bachrunse aus dem Schutt des E' Talhanges auftauchen. Sie sind äußerlich undeutlich, intern deutlich geschichtet und wittern gelblich bis hellrötlichbraun an.

Einen wesentlichen Mikrofaziestyp repräsentieren (primär) aphanitreiche Intrapelarenite mit wenigen Biogenen (Schalenreste und einzelne umgelagerte Glomospiren, s. unten), die als Hauptmerkmale in ss liegende laminare Fenstergefüge vom Typ LF-A (s. MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969) erkennen lassen.

Interne Sedimentanlagerungen in diesen Kleinhöhlen und in Biogenresten liefern Geopedalgefüge, die eine aufrechte Lagerung des Gesteins in dem beschriebenen Aufschluß beweisen.

Die Beschreibung der Mikrofazies folgte hier wie auch im folgenden, soweit nicht anders angegeben, den Vorschlägen von MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969.

Es handelt sich bei den zuletzt charakterisierten Sedimenten offensichtlich um ehemalige Stromatolithe, wobei durch sedimentbindende Algenmatten das Pelletoid-Intraklast-Material festgehalten wurde (Bindstone nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972).

Bei den Intraklasten und Pelletoiden liegt möglicherweise aufgearbeitetes Algenmaterial vor. Die LF-A-Gefüge können auf periodisches Trockenfallen und Schrumpfen des Sediments bei Austrocknung zurückgeführt werden (BAUER 1970, S. 204 u. f.), so daß man den Entstehungsbereich im Intertidal einer flachen Lagune suchen kann (s. auch TOSCHEK 1968, S. 221 u. f., Faziestyp 3).

Eingelagert sind in diese Stromatolithe bis (im Durchmesser) 1 cm große, dunkle, eckige scharf begrenzte Intraklaste (bei der Ablagerung schon weitgehend verfestigt!) von aphanitreichem spatithaltigem Formaniferen-Pelletoid-Arenit mit seltenen Schalenresten (Packstone nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972, s. auch Mikrofoto Abb. 7).

Die Foraminiferenfauna enthält:

Glomospira aff. gemerica (SALA) (s. Abb. 8 a bis d)

Glomospira sinensis HO (s. Abb. 8 e)

Glomospirella cf. shengi HO (s. Abb. 8 f)

und bestätigt das ladinische Alter der Gesteine.

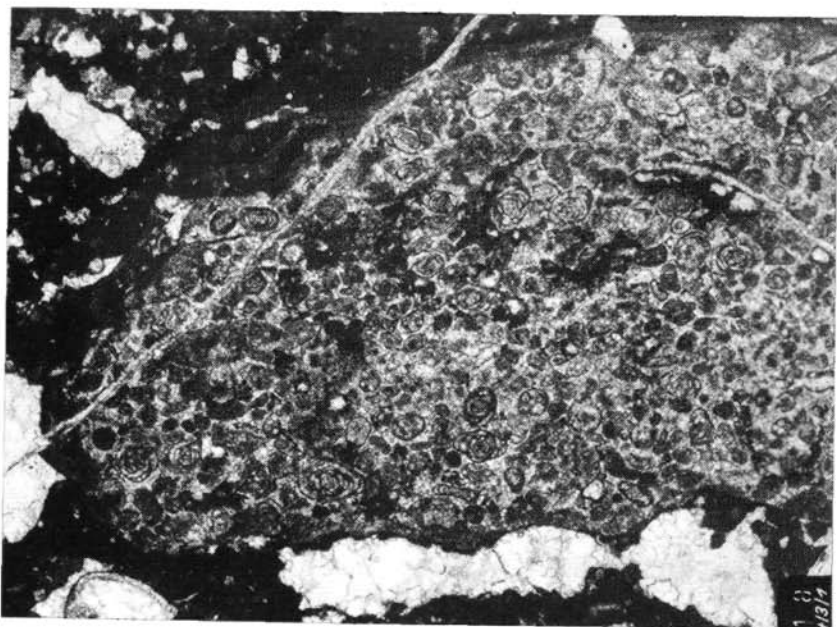


Abb. 7: Intraklast aus Foraminiferen-Pelletoid-Arenit in Ladindolomit. – Probe 64/3/1, Entnahmestelle s. Abb. 6; Schnitt – ss; Vergrößerung 20x.

Herr Dr. W. RESCH (Innsbruck), der die Bestimmung der Foraminiferen freundlicherweise übernahm, fügte folgende Bemerkung bei: „*Glomospira* aff. *gomerica* ist für typische Vertreter dieser Art im vorliegenden Material zu klein (durchschnittliche Größe ca. 0,3–0,4 mm, also nur etwa halbe sonst übliche Größe), obwohl die Windungszahlen auch im oszillierend gebauten Gehäuse mit *gomerica* übereinstimmen. Ähnliche kleinwüchsige Formen liegen mir aus der Mitteltrias des Drauzuges vor.“

Nach dem Lebensraum der *Glomospiren* im etwas tieferen Subtidal (nach BECHSTÄDT & BRANDNER 1970 unterhalb von 30 m) müssen die foraminiferenhaltigen Resedimente durch Aufarbeitung aus einer tieferen Zone hergeleitet werden, als die umgebenden Stromatolithenbildungen anzeigen. Es kommen nur kleinere Becken in einer Lagune (z. B. im riffnahen Backreefbereich einer Wettersteinkalkentwicklung) in Frage. Allerdings konnten die zugehörigen Ablagerungen nicht gefunden werden, obwohl sie wegen des schlechten Rundungsgrades der Intraklaste in nicht allzu großer Entfernung gesucht werden mußten.

Obwohl die Übergangsbildungen zwischen den älteren Ladinsedimenten des benachbarten Langangprofils und der zuletzt geschilderten Flachwasserfazies (wohl höher ladinisch, vgl. auch das bevorzugte Auftreten der äquivalenten Fazies des Faziestyps 3 bei TOSCHEK 1968 im höheren Ladin) tektonisch beseitigt sind, weist der allgemeine Trend der Faziesentwicklung auf eine zunehmende Verflachung des Sedimentationsbeckens in dem hier behandelten Raum vom Liegenden zum Hangenden hin. In anderen Bereichen (s. unten) war diese Entwicklung mit der Ausbildung eines Wettersteinsriffkalkes oder damit eng verknüpften Fazies verbunden.

Alle beschriebenen Sedimente sind zu Dolomakrospariten (die foraminiferenhaltigen Intraklaste infolge eines erhöhten Ton- und Bitumengehaltes zu feiner körnigen Mikrospariten; vgl. BAUSCH 1968) umkristallisiert.

Vergleichbar mit der in diesem Kapitel beschriebenen Ausbildung ist die des Ladindolomits am E-Hang des Flachauer Ennstales E' Hinterrohr bei der Jagdhütte (Tafel 1 und Abb. 6), nur daß dort die Bankung relativ deutlich in Erscheinung tritt.

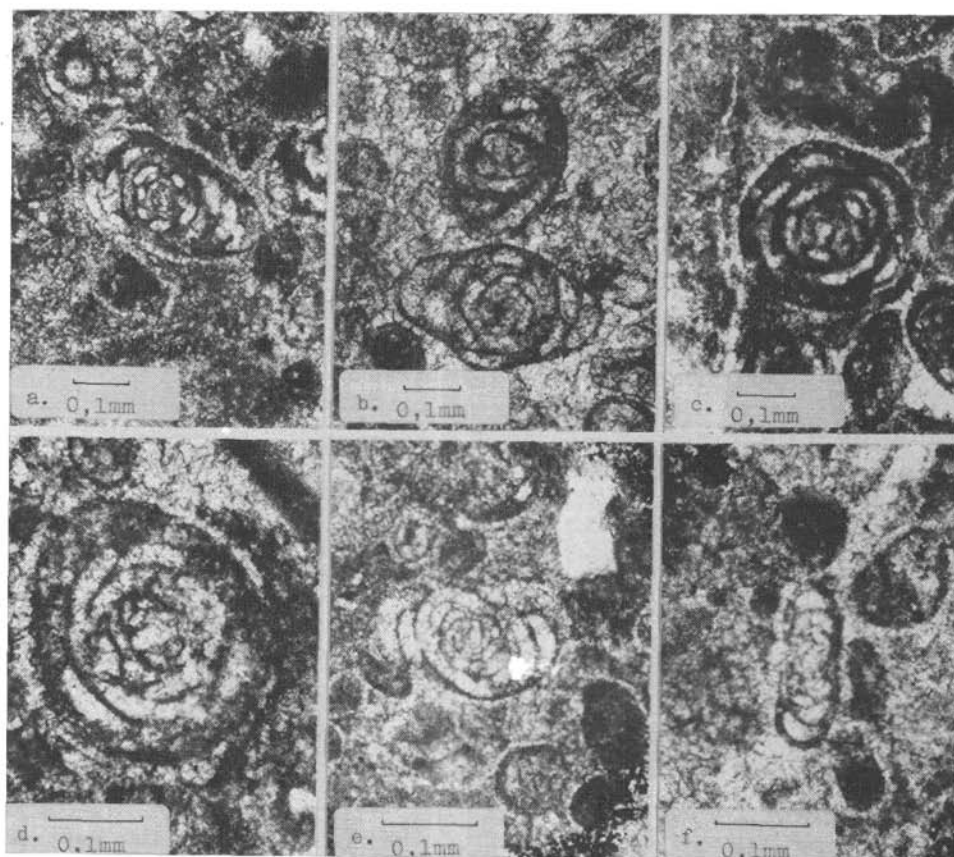


Abb. 8: Mikrofotos von Foraminiferenschnitten aus Intraklasten der in Abb. 7 gezeigten Art. – Ladindolomite vom E-Hang des Flachautales E' Vorderrohr, Entnahmestelle der Proben 64/1/1, 64/1/2, 64/1/3 s. Abb. 6.

a, b: Achsialschnitte von *Glomospira* aff. *gemerica* (SALAJ)
c, d: Äquatorialschnitte von *Glomospira* aff. *gemerica* (SALAJ)

e: *Glomospira sinensis* HO

f: *Glomospirella* cf. *shengi* HO

Fotos: Dr. RESCH, Innsbruck

4.1.3. Wettersteindolomitfazies

Hierunter sind mittel- bis hellgraue, massige, in stratigraphisch höheren Anteilen auch gebankte (z. B. bei der Eisenhofalm) Dolomite z. T. mit Großooiden zusammengefaßt (Verbreitung s. Abb. 6).

1976, (1976 b, S. 547 u. f.) zeigte der Verfasser das Vorhandensein von drei Mikrofaziestypen innerhalb dieser Gesteinsserien. Es sind dies:

(a) ruditisches biogen-(Tubiphyten, Schalenreste, Algenreste, Echinodermenbruchstücke)haltige bis -reiche und ruditisches bis arenitisches intraklastführende oder -haltige Spatite mit wenig Pelletoiden und meist wenig Aphanit (in Zwickelräumen zwischen den Biogenen), die heute als einheitlich umkristallisierte Dolomakrospatite vorliegen. Einzelne Intraklaste können als Lumps angesprochen werden.

Unter diesem Oberbegriff lassen sich wiederum zwei Typen unterscheiden:

(alpha) Packstones oder auch Rudstones (nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972), also Karbonate mit allochthonen Komponenten.

(beta) Framestones (nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972), aus kolonienbildenden Organismen mit dazwischen lagernden Schutt (autochthone Karbonate; s. Abb. 4 a, b bei ROSSNER 1976 b).

In beiden Untertypen tritt *Tubiphytes obscurus* MASLOV als charakteristische Komponente auf. Unter den in Typ (alpha) enthaltenen Dasycladaceen wurden bestimmt (det. E. FLÜGEL):

Diplopora cf. annulatissima PIA

und *Teutloporella cf. nodosa* (SCHAFHÄUTL) PIA.

Letztere deutet auf den Übergangsbereich Riffkern – riffnahe Lagune hin (Zone D bis E nach OTT 1972 a). Schließlich sind in dieser Vergesellschaftung auch seltene Schwammreste vertreten (s. ROSSNER 1976 b, Abb. 4 c). Das Gefüge ist häufig durch laminare Fenstergefüge vom Typ LF-B-II (s. MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969) gekennzeichnet.

Vergleichbar ist diese Entwicklung insgesamt mit der Riffschuttfazies des Salvatoreadolomits der W³ Südalpen (ZORN 1972; dort z. T. andere Dasycladaceenarten).

Im Zusammenhang mit dem Typ (beta) kommen schließlich kleine Algenkolonien vor (? *Zonotrichites* sp.). Die Ökologie entspricht hier bereits einer Riffkernentwicklung (Zone D nach OTT 1972 a). Der Zwischenraum zwischen den Gerüstbildnern enthält etwas Intraklast- und Pelletoidmaterial, die verbleibenden großen Hohlräume sind durch Großoide erfüllt.

Nach dem Auftreten der genannten Dasycladaceen ist diese Entwicklung (a) (zusammen mit der unter Typ (b) charakterisierten) ins Oberillyr bis Fassan einzuordnen (s. OTT 1972 b) und als tieferer Wettersteinriffdolomit zu bezeichnen (nach OTT 1972 b, TOLLMANN 1976, S. 119–120).

(b) Der Typ (b) ist in den Aufschlüssen am S-Rand des Lackenkogelgebietes besonders im Hangenden der Dolomitmassen zunehmend mit der Entwicklung (a) verbunden. 1976 (ROSSNER 1976 b) wurde hier von Onko-Rudo- bzw. Onko-Intraklast-Rudo-(z. T. auch Arenospariten) gesprochen.

Genau betrachtet lassen sich auch hier zwei Untertypen unterscheiden:

(alpha) Dieser Untertyp umfaßt Faziesbilder mit vorherrschendem Onkoidgehalt (Näheres zu den Onkoiden s. ROSSNER 1976 b, S. 548). Wie in der onkolithischen Fazies des Salvatoreadolomits (ZORN 1972, S. 130) ist auch bei Untertyp (alpha) eine Ablagerung in flachen Untiefen mit bewegtem Wasser innerhalb einer Lagnue anzunehmen, wobei die Turbulenz hier aber, wie ein geringer Mikritgehalt in Zwickelräumen anzeigt, nicht allzu groß war (dies trifft auch für die folgende Ausbildung zu).

(beta) Ein Überwiegen des Intraklastanteils kennzeichnet diese Unterfazies (s. Abb. 9). Einzelne Lumps zeigen Übergänge zur Grapestonefazies ZORNS (1972, S. 131) an.

Kennzeichnend für beide Subfazies sind ein geringer Gehalt an Gastropodenbruchstücken (s. Abb. 9) sowie Hohlraumgefüge vom Typ LF-B-II (nach MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969).

(c) Im Hangenden von (b) treten dann E' des Zauchtales zunehmend gebankte, spatitisch gebundene, vorwiegend arenitische Dolomite mit Cyanophyceenkrusten und laminaren Fenstergefügen vom Typ LF-A (nach MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969) (ss nachzeichnend) und dem Typ LF-B-II in Erscheinung (s. z. B. Abb. 10).

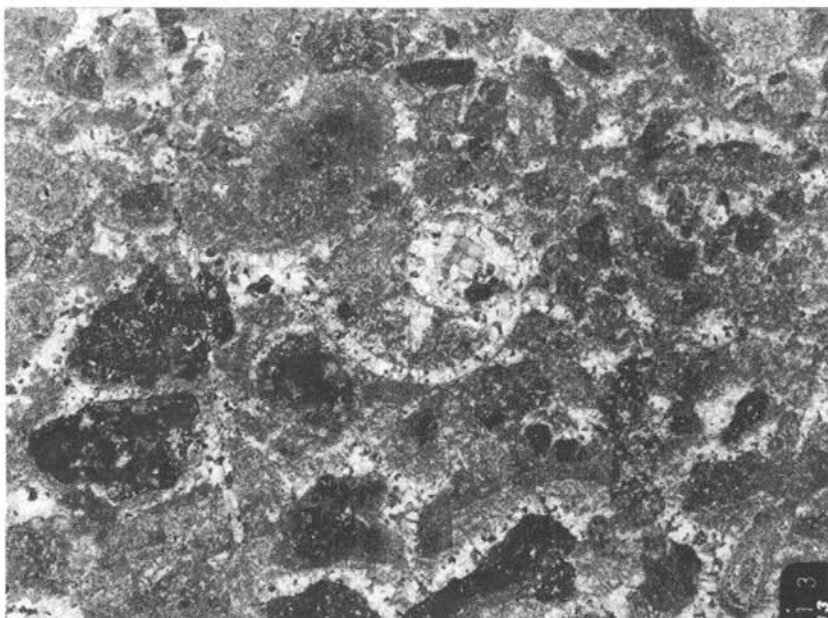


Abb. 9: Dolo-Onko-Intraklast-Rudo-Sparit mit Gastropodenquerschnitt. – Wettersteindolomitfazies des Ladin, Mikrofaziestyp (b) (beta) (Intraklast-Onkolith-Fazies); Probe Li/3, Entnahmestelle: Forststraße am E-Hang des Zauchtales, 1,2 km SW Eisenhofalm (s. Tafel 1); Vergrößerung 8.1x.

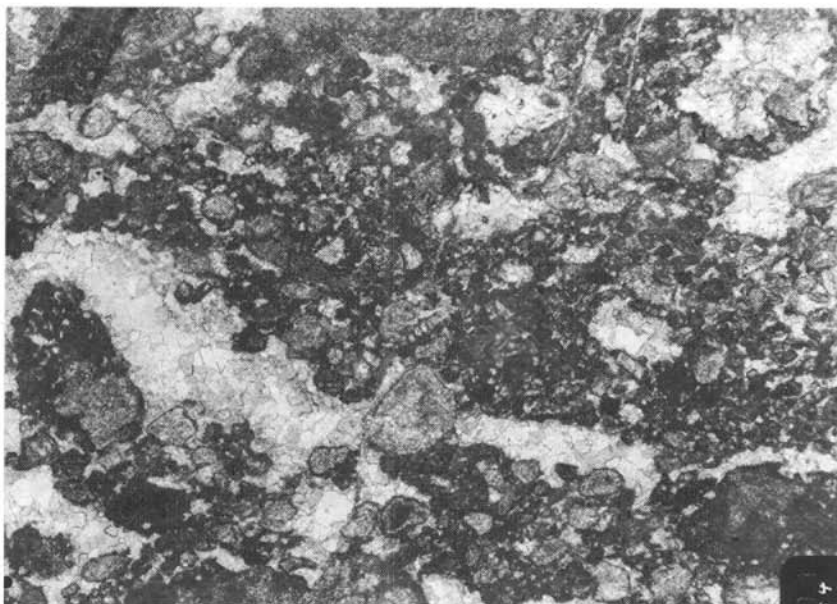


Abb. 10: Dolo-Intra-Bio-Areno- bis -Rudo-Sparit. – Wettersteindolomitfazies des Ladin, Mikrofaziestyp (c); Probe Li/4, Entnahmestelle wie Abb. 9.

Die groben Komponenten werden durch Intraklaste und Lumps (z. T. aufgearbeitete Algenkrusten), die feineren durch nicht näher bestimmbare Pelletioide vertreten. Die Sortierung ist schlecht. Organische Reste finden sich außer Foraminiferen kaum. All diese Erscheinungen passen recht gut in das Gesamtbild der Grapestonefazies ZORNs (1972), die bereits eine echte, seichte Lagunenentwicklung mit geringer Turbulenz des Ablagerungsmediums repräsentiert. Große Bedeutung für den Sedimentationsmechanismus haben die Algen (BAUER 1970, S. 205–206; ZORN 1972, S. 132).

Zusammenfassend lassen also Art und Anordnung der Mikrofazies folgenden Trend erkennen: Reste einer Riffkernfazies (Mikrofaziestyp (a) (beta); Bereich D nach OTT 1972 a) gehen in eine lagunenseitige Backreefschuttfazies (Mikrofaziestyp (a) (alpha)) über (vgl. Riffschuttfazies bei ZORN 1972, Abb. 2 und Zone E nach OTT 1972 a) und vergesellschaften sich zum Hangenden der Dolomite in zunehmendem Maße mit einer riffnahen Lagunenfazies (Onkolithfazies, Mikrofaziestyp (b), vgl. ZORN 1972, Abb. 2, TOLLMANN 1976, S. 111, Faziestyp D 1), bis schließlich die charakteristischen gebankten Sedimente einer seichten Lagune (Typ Grapestonefazies des Salvatoredolomits nach ZORN 1972) das Faziesbild vollständig ändern. Stellenweise, wie etwa E' der Eisenhofalm treten innerhalb der letztgenannten Fazies sogar gebänderte Sedimenttypen in Erscheinung, wie sie für die rifferne Lagune kennzeichnend sind.

Man kann diese Abfolge auch in der Wettersteinkalkfazies besonders der W' Nordkalkalpen immer wieder beobachten (s. TOLLMANN 1976, S. 98 und 106).

So zeichnet sich, besonders für die Wettersteinfazies, eine fast vollständige Übereinstimmung mit der höheren Mitteltrias der Nordkalkalpen ab. Die Differenzen zwischen den kalkalpinen und zentralalpinen Ablagerungen sind verschwunden (s. auch unten).

4.2. Die Faziestypen im Lackengut- und Brandstattwaldmesozoikum

Die Fazies der vorwiegend massigen Ladindolomite, die ohne scharfe Grenze aus anisichen Flachwasserdolomiten hervorgehen, ist Abb. 4 zu entnehmen.

Als höchstes Schichtglied der Taurachtalmesozoika N' Untertauern tritt nur in der Lackengutzone in einem kleinen Vorkommen NW' des Loitzlehens (s. geologische Karte Abb. 52) der Wettersteindolomit in Form ungebankter Backreefschuttdolomite in Erscheinung (s. auch Abb. 4, Fig. 2). Die Obergrenze des Ladin ist in diesem Raum nicht erschlossen.

4.3. Die Ladin-(Unterkarn-)Folgen am S-Rand des Quarzphyllitkomplexes

In den Kalk-Dolomit-Bergen, die S' an den Quarzphyllitkomplex angrenzen, bildet das Ladin in vorwiegend dolomitischer Fazies die verbreitetste Schichtenfolge vom Benzeck bis zum Taurachtal S' Untertauern.

Vier Makrofaziestypen können in diesem Raum unterschieden werden:

(1) eine Bänderkalk-Dolomitschlierenkalk-Fazies des Unterladin, die nur am Steinfeldspitz-Bärenstafl-Kamm auftritt;

(2) eine massige Dolomitfazies, die mit der Fazies (3) des Lackenkoglbereiches vergleichbar ist und die zum Hangenden in

FAZIESVERTEILUNG IM LADIN U. CORDEVOL AM SÜDRAND DER QUARZPHYLLITMASSE ZWISCHEN BENZECK UND GNADENALM

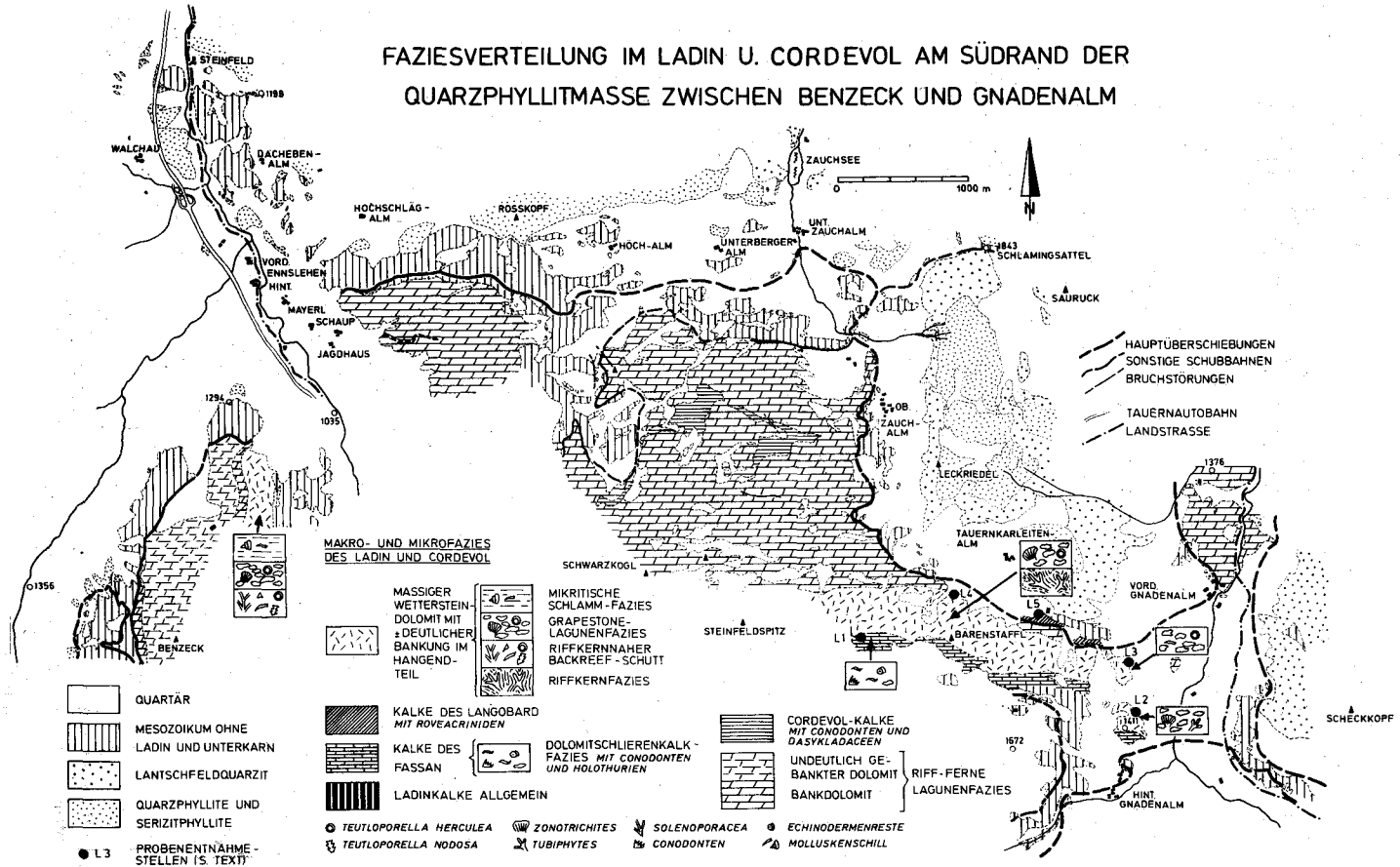


Abb. 11.

(3) eine dunkle, häufig intergebänderte Bankfazies übergeht. Diese reicht bis ins Unterkarn hinein.

(4) Darin eingelagert tritt bei der Gamskoglhütte eine unterkarnische Bänderkalk-Suite auf.

Einen Überblick über die Vorkommen der verschiedenen Fazies und Subfazies gibt Abb. 11.

4.3.1. Die Faziestypen des Benzecks

Über anisichen Bänderkalken setzen am Benzeck-Nordosthang (s. Abb. 5) mit scharfer Grenze Ladindolomite des oben genannten Faziestyps (2) ein.

Die primäre Mikrofazies (vor der Umkristallisation zu Dolosparit) läßt nach den Prinzipien von MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969 folgende Ausbildungen erkennen:

(a 1) biomorphareicher Spatit mit an arenitischen Pelletoiden reichem Spatit in den Zwischenräumen der in weißen Spatit umkristallisierten, baumartig verzweigten (?) Solenoporaceenästen. Es liegt hier im Sinne von FOLK (1959, 1962) ein echter Biolithit vor, der aus dem Randbereich eines Riffkerns stammt.

(a 2) aphanithaltiger, spatitführender Biogen-(Tubiphyten, Zonotrichites, Gastropoden, Zweischalerreste, Diploporen, Foraminiferen, Echinodermen, Schwämme)-Pelletoid-Rudit bis -Arenit. Hinzu treten in geringen Mengen z. T. ruditische Intraklaste aus Pelletoidmaterial, z. T. schwach umkrustete Intraklaste und z. T. Lumps. Nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972 liegen Floatstones bis Rudstones vor, so daß also die Wasserströmung insgesamt nur mäßig war. Großoide, LF-B-II (s. MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969) und Umbrella-Hohlraumstrukturen ergänzen das Bild einer Backreefschuttfazies (Riffschuttfazies bei ZORN 1972). Auf die Nähe der Lagune weisen Diploporen wie

Teutloporella nodosa (SCHAFFHÄUTL) PIA (det. E. OTT)

Teutloporella berculea (STOPPANI) (det. E. FLÜGEL)

hin.

Beide Unterfazies (a 1) und (a 2) können zu einem Faziestyp (a) zusammengefaßt werden, der in den Übergangsbereich Riffkern – Lagune, also Zone D bis Zone E nach OTT 1972 a, einzuordnen ist.

(b 1) Einen sehr riffnahen Lagunenbereich zeigt das Vorkommen der unter (a 2) genannten Dasycladaceen auch für den Mikrofaziestyp (b 1). Er ist nun aber bestimmt von an ruditischen (oder arenitischen) Intraklasten (und Lumps) reichen, arenitische Pelloide enthaltenden Spatiten mit (z. T. wenigen, z. T. vielen) Biogenen (Echinodermenbruchstücken, Gastropoden- und Zweischalerresten, vor allem auch Zonotrichites und Dasycladaceen) (s. Abb. 12).

Das Gefüge dieses Packstones bis Grainstones oder Rudstones (nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972) läßt umbrellaa-, LF-B-II- (nach MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969) und großooidähnliche Hohlraumstrukturen und -füllungen erkennen.

All diese Kennzeichen können mit den Merkmalen der in einem sehr flachen, gut durchlichteten Lagunenbereich entstandenen Grapestonefazies des Salvatoredolomits der W' Südalpen parallelisiert werden.

(b 2) Etwas modifiziert wird dieser Mikrofaziestyp durch das verstärkte Auftreten von onkoidisch umkrusteten Partikeln in der Mikrofazies (b 2). Zu erkennen sind vor allem ruditische Biogene (Schalenreste, Algen [Zonotrichites], Echinodermenbruchstücke) und Pelletoid führende, aphanithaltige Spatite mit Intraklasten, Lumps und den erwähnten onkoidisch umkrusteten Körperchen. Gegenüber dem Faziestyp (b 1) besaß das Wasser des flachen Ablagerungsbereiches vermutlich eine größere Turbulenz.

(b 1) und (b 2) lassen sich zusammenfassen zum Faziestyp (b), der bereits eine kaum mehr vom Riffkern her beeinflusste, $\pm$ gut durchströmte Lagunenzone repräsentiert. Sie tritt bevorzugt zum Hangenden der Benzwände (NE' der Latschenhütte am Benzeck) auf und ist dann oft vergesellschaftet mit dem dritten Hauptmikrofaziestyp (c).

(c 1) besteht aus bioklast-(Diploporen, Gastropoden, Zweischalerresten), lumps- und pelletoidhaltigen Aphaniten.

(c 2) Eingeschaltet sind ruditische bioklast-(Gastropoden, Echinodermen, Diploporen, Foraminiferen)reiche, spatithaltige Aphanite z. T. mit wenig Pelletoiden, die als Gastropodenschillagen bezeichnet werden können.



Abb. 12: Stark umkristallisierte, intraklast- und lumpreiche, pelletoidhaltige Spatite mit Dasycladaceen. – Wettersteindolomitfazies des Ladin, Faziestyp (2), Unterfazies (b 1) des Benzecks (Grapestone-Lump-Fazies); Probe 154/3, Vergrößerung 115x; Entnahmestelle der Probe: Benzwände, ca. 700 m NE' der Latschenhütte am Benzeck.

In diesen Floatstones (nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972) zeigen sich erstmals auch niedrig detritische LF-B-I-Hohlraumgefüge (nach MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969).

Eine Interpretation der Fazies (c) als eine zeitweise von Fossilmaterialeinschüttungen beeinflusste Schlammfazies einer Lagune bietet sich in Hinblick auf die damit vergesellschafteten Mikrofaziestypen (a) und (b) an (vgl. auch Großgastropodenfazies bei WOLFF 1973, S. 262).

Zusammenfassend läßt sich also auch im Dolomitkomplex der Benzwände wieder eine der Wettersteindolomitentwicklung der W' Nordkalkalpen vergleichbare Assoziation verschiedener Mikrofaziestypen des riffnahen Achterriffbereiches im Sinne von WOLFF 1973 erkennen, die vom Liegenden zum Hangenden eine Zunahme des lagunären Sedimentationscharakters anzeigt.

Das Alter zumindest der riffkernnahen Entwicklung (Typ (a) und (b)) ist nach dem Auftreten der oben genannten Dasycladaceen mit Fassin bis Langobard anzugeben (s. OTT 1972 b).

Überlagert wird die Dolomitfazies der Benzwände durch Dolomite des Typs (3) (s. oben und Abb. 5), der Lagunenschlammfazies der Wettersteindolomitentwicklung.

4.3.2. Die Faziestypen des Steinfeldspitz-Bärenstafl-Komplexes

Dieser Komplex umfaßt die Ladinvorkommen zwischen dem Flachautal im W und dem Taurachtal im E sowie zwischen dem S-Rand des Quarzphyllits im N und dem Bärenstafl-Steinfeldspitz-Kamm im S (s. Tafel 1).

Nach dem Vorherrschen einzelner der im Kapitel 4.3. typisierten Makrofaziesausbildungen lassen sich nun innerhalb des zuletzt umgrenzten Areals unterschiedlich aufgebaute Zonen abgrenzen. Es sind dies:

1. der aus Kalken bestehende Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Kamm selbst (s. Faziestyp (1)),
2. die N-Hänge des Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Zuges mit ihren Massendolomiten (Faziestyp (2)),

3 a. die Zone um Gamskogel, Schwarzkogl, Tagweideck und Arche sowie deren Abdachung zum Flachautal und Zauchtal hin (natürlich mit Ausnahme von Bereichen mit oberkarnischer Schichtenfolge) sowie das Innere des Halbfensters von Untertauern. Der vorherrschende Faziestyp ist (3).

3 b. der von der Oberen Zauchalm über die Gamskogelhütte zum Kamm zwischen Tagweideck und Schwarzkogl hinziehende Bänderkalkstreifen, der sich auch am E-Hang des Flachautales noch weit hangabwärts verfolgen läßt. Er ist eingebettet in die Zone 3 a.

4.3.2.1. Die Kalkfazies des Unterladin am Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Kamm

Hier liegen vor allem Bänder- und Flaserkalken bzw. dünnbankige helle Kalkmarmore vor (s. auch MEDWENITSCH 1956, S. 67).

Hinzu kommt im E' Fortstreichen dieses Kalkzuges beim Matthiaskoppen an der Hinteren Gnadenalm (kleinerer Aufschluß am Güterweg zu den Almhöfen) als Besonderheit ein grobkörniger, kleinstückig zerfallender, dunkelgrauer, intern strukturloser Bänderkalk.

Aus einigen Proben von mittelgrauen, dichten Bänderkalken und hellgrauen bis weißen, z. T. schwach rötlichen, gebankten Dolomitschlierenkalken (mit gelben Dolomitschlieren), die wenige Meter von der scharfen Grenze zu den Massendolomiten am N-Hang des Bärenstaffl entfernt entnommen wurden (Entnahmestelle L 1, s. Abb. 11), erbrachte die Lösung in Essigsäure eine kleine Holothurien-Conodonten-Fauna mit (det. MOSTLER):

Theelia anisica MOSTLER

Priscopodatus triassicus MOSTLER

Priscopodatus heisseli MOSTLER

Gondolella mombergensis TATGE

Gladigondolella tethydis Multielement (Abb. 13).

Damit ist eine Einstufung ins basale bis mittlere Fassin gesichert.

Die Mikrofazies zeigt an der Basis von Bänken dunkelgrauer Bänderkalken Mikritlagen, die zum (stratigraphisch!) Hangenden zu aufgearbeitet werden und in aphanitische Intraklastarenite bis -rudite bzw. durch Auswaschung in spatitische Intraklastrudite übergehen.

Die Aufarbeitungshorizonte zeigen als Geopetalgefüge, daß man sich beim Übergang zu den N' folgenden Massendolomiten ins stratigraphisch Hangende begibt.

Die mit den Bänderkalken vergesellschafteten hellen Dolomitschlierenkalken liegen als intraklast-(plastiklast-)reiche aphanit- und spatitische Intraklastrudite mit seltenen Echinodermenresten vor.

Bei allen diesen Erscheinungen handelt es sich um primäre Sedimentgefüge, die durch die Umwandlung in Makrospatrite beträchtlich verwischt sind. Anhand der Mikrofazies ist zu erkennen, daß die meist ruhigen Sedimentationsverhältnisse, wie sie aus mikritischen Anisbänderkalken bekannt sind, kurz vor Einsetzen der Ladinmassendolomitfazies durch den Übergang von einer größeren zu einer geringeren Tiefe des Sedimentationsbeckens unruhiger werden. Für eine größere Wassertiefe sprechen die noch vorhandenen Mikrite und das Auftreten von Conodonten (s. KOZUR 1974), für die Verflachung zum Hangenden die

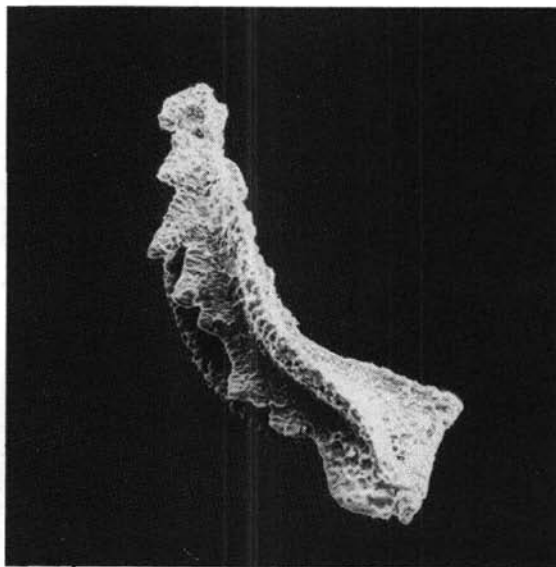


Abb. 13: *Gladigondolella tethydis*. – Bänderkalkfazies des Fassan (Faziestyp (1) von Kapitel 4.3); Probe 627/3 + 4, Entnahmestelle: Punkt L 1 auf Abb. 11 (Bärenstaffl-Steinfeldspitz-Kamm), Vergrößerung 220x.

Intraklaste. Auch die Deutung der Dolomitschlierenkalkfazies als Tiefwasserbildung durch TOLLMANN (1974, S. 86) spricht für eine solche Interpretation.

Deutlich wird weiterhin durch die nunmehr mögliche stratigraphische Datierung, daß die Bänderkalk-Dolomitschlierenkalk-Sedimentation des Anis bis ins Unterladin hineinreicht und die Ladindolomit (= Wettersteindolomit)-entwicklung frühestens im mittleren Fassan einsetzt.

4.3.2.2. Übergang Massendolomit-Bankdolomit am Bärenstaffl-N-Hang

Die Massendolomite am N-Hang von Steinfeldspitz und Bärenstaffl zerfallen meist kleinstückig, haben überwiegend hellgraues, z. T. etwas fleckiges Aussehen und sanden infolge ihrer zuckerkörnigen Beschaffenheit an angewitterten Oberflächen stark ab. (Faziestyp (2), s. Kapitel 4.3).

Nach einer an angewitterten Flächen gelegentlich zu erkennenden Pigmentierung dieses völlig umkristallisierten Gesteine handelt es sich um eine der riffnahen Wettersteindolomitentwicklung vergleichbar entsprechenden Bildungen am S-Rand der Lackenkogelzone oder am Benzeck (Benzwände).

In Massendolomiten vom Matthiaskoppen bei der Hinteren Gnadenalm wurden an ruditischen Intraklasten reiche und biogen-(Tubiphyten, Algenreste [Zonotrichites])-führende Spatite bestimmt, wie sie am Benzeck in der Mikrofazies (b 1) auftreten (Entnahmestelle dieser Proben s. Punkt L 2 auf Abb. 11). Ein Exemplar der für den Wettersteindolomit charakteristischen Alge *Baccinella ordinata* PANTIC (det. E. FLÜGEL) konnte mit Sicherheit nachgewiesen werden.

An der Gnadenalm (N^o des Matthiaskoppen, Entnahmestelle der Proben s. L 3 auf Abb. 11) sind schließlich Mikrofaziestypen mit an ruditischen Intraklasten (und Lumps) reichen, bioklast-(Dasycladaceen, Zweischaler, Gastropoden)-haltigen Spatiten mit LF-B-II-Hohlraumgefügen entwickelt, die mit der LF-B-Faziesgruppe des riffnahen Achterriffbereichs

ches im Sinne WOLFFs (1973, S. 262) oder mit der Grapestonefazies im Sinne ZORNs (1972, S. 131) vergleichbar sind. Das Vorkommen von *Teutloporella herculea* (STOPPANI) (det. E. OTT) bestätigt das Ablagerungsmilieu einer riffnahen Lagune (n. OTT 1972 a: Zone E). Ein Faziesbild gibt Abb. 14 wieder.

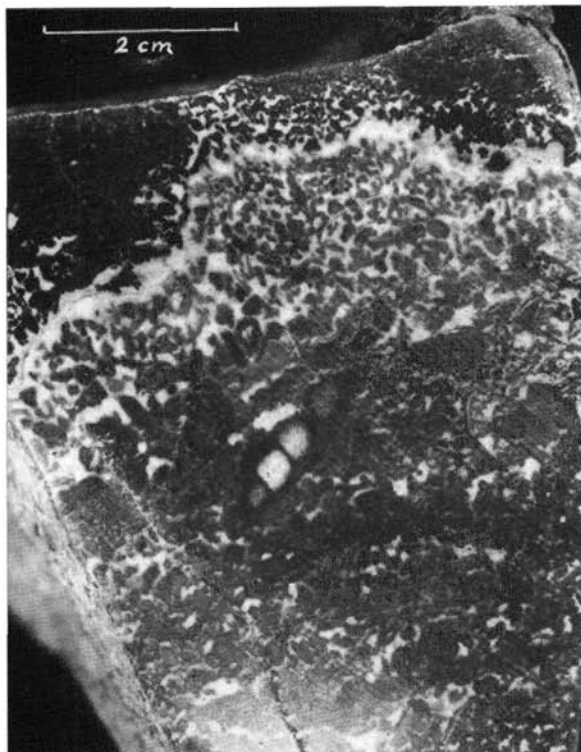


Abb. 14: Bioklasthaltiger Spatit, reich an ruditischen Intraklasten und Lumps. – Übergang ladinischer Wettersteinsmassendolomit zu -bankdolomit (Faziestyp (2) – (3) von Kapitel 4.3); Probe 603, Entnahmestelle s. Punkt L 4 auf Abb. 11.

Ganz ähnliche Beschaffenheit weisen schließlich auch beprobte Bankdolomite SW' der Tauernkarleitenalm auf (s. Entnahmestelle L 4 auf Abb. 11). Charakteristische Biogenanteile sind Cyanophyceenkolonien vom Typ Zonotrichites (s. ELLIOTT 1964) (det. E. OTT) Hydrozoen (*Spongiomorpha* sp., det. E. FLÜGEL; s. Abb. 15) und *Teutloporella herculea* (STOPPANI) (det. E. OTT; s. Abb. 16).

Auch im Bärenstafflzug erfolgt also in der Wettersteindolomit-Entwicklung über Massendolomiten mit Anzeichen einer Riffkernfazies und vor allem einer riffkernnahen Achterriffschuttfazies zum Hangenden ein Übergang in die riffnahe Lagunenfazies. Altersmäßig dürfte unsere Abfolge in den Zeitraum mittleres Fassin bis Langobard einzuordnen sein.

Man erwartet nun, daß man vom stratigraphischen Liegenden zum Hangenden, d. h. bei uns von S nach N fortschreitend, schließlich entsprechend den Modellen von SCHNEIDER 1964 und KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ 1967 für den Wettersteinkalk der Nordkalkalpen in die riffere Lagunenfazies gelangt (s. nächstes Kapitel).

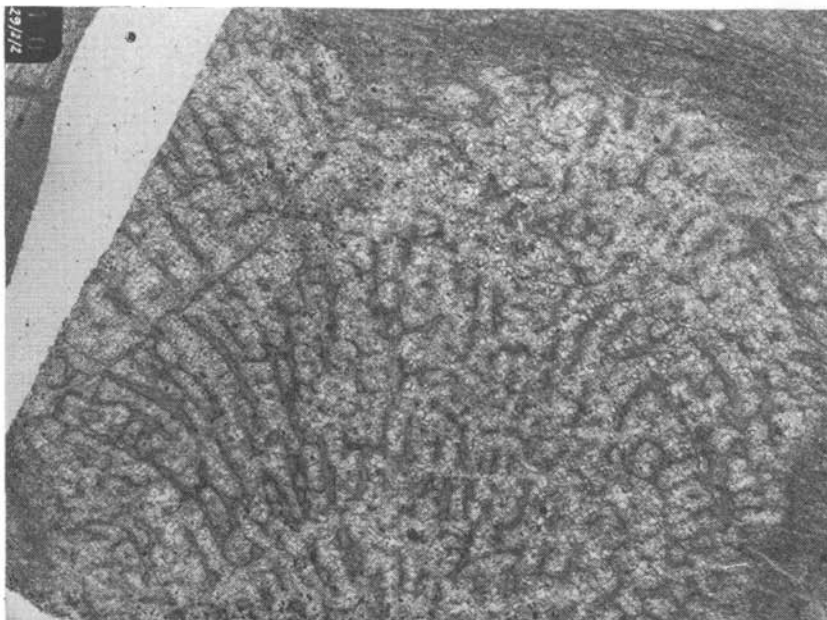


Abb. 15: *Spongiomorpha* sp. (Hydrozoe). – Probe 629/2; Vergrößerung 9,2x.



Abb. 16: *Teutloporella herculea*, Längsschnitt. – Probe 629/5, Vergrößerung 9,2x.

4.3.2.3. Gebankte Lagunenfazies

(1) Dolomite (Makrofaziestyp (3 a)).

Die mindestens 400 m mächtigen gebankten (Bankmächtigkeiten 5 cm bis 1,5 m) Ladin-Unterkarn-Dolomite (Verbreitung s. Abb. 11) N' des Bärenstafel-Steinfeldspitz-Zuges sind sehr eintönig ausgebildet.

Es herrschen mittel- bis dunkelgraue, selten hellgraue, mittel- bis feinkörnige Dolomite vor.

Im Anschliff sichtbare Detailstrukturen (s. Abb. 17 und 18) umfassen die ebene bis wellige, an Stromatolithen erinnernde Lamellierung, dünne, strukturlose oder mit LF-A-Ge-fügen parallel ss durchzogene Schichten und intraklastische Lagen (fein- bis mittelruditisch) mit spatitischem oder mikritischem Bindemittel.

Grobe Internbrekzien mit Resedimenten bis 10 cm Durchmesser (s. Abb. 17) sind auf eine möglicherweise durch Stürme verursachte Aufarbeitung von sehr schnell (z. T. ?subaerisch) verfestigten Ablagerungen des Suprati-

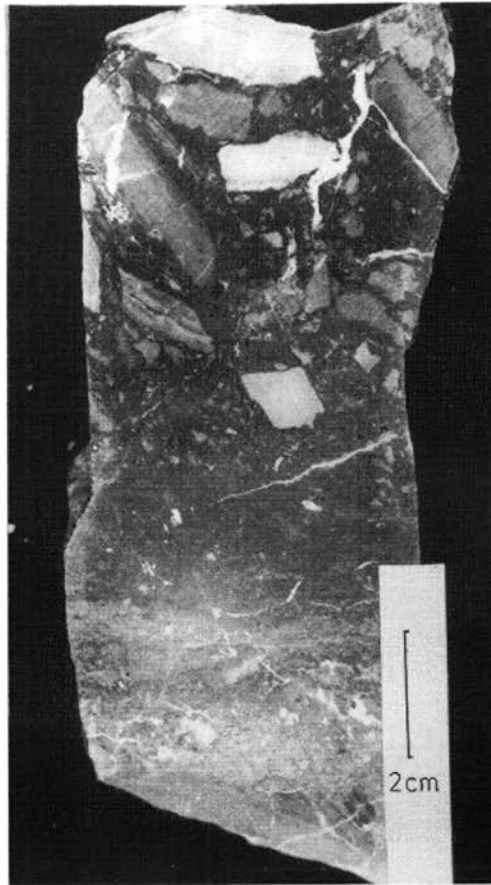


Abb. 17: Internbrekzien (Resedimentationserscheinungen) aus dem Wettersteinbankdolomit (Lagunenfazies). – Entnahmestelle: Straßenschnitt wenige Meter N' Gadenbrüchl im Taurachtal; Probe 538; der Maßstab entspricht 5 cm.

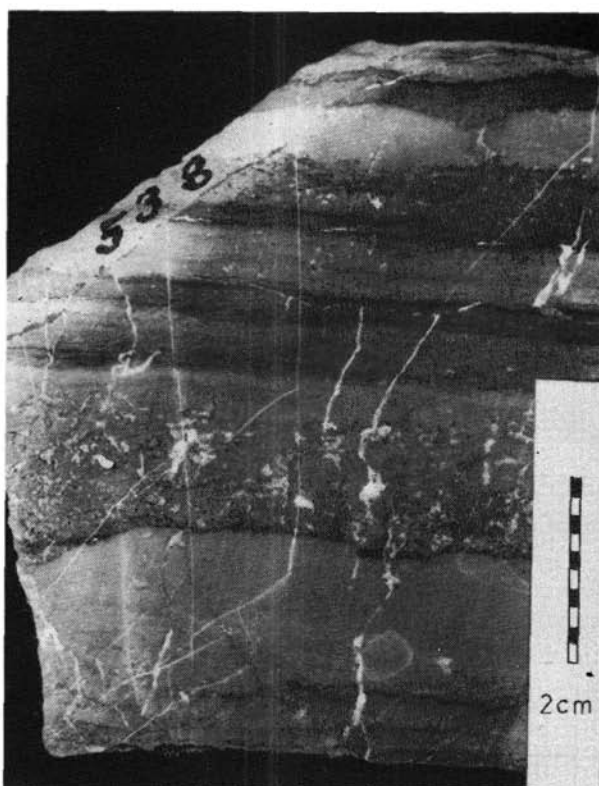


Abb. 18: Interngeschichtete und laminierte Dolomitbank mit mikritischen und gröber detritischen Lagen (letztere enthalten laminare Fenstergefüge); Wettersteinbankdolomit (Lagunenfazies). – Entnahmestelle, Vergrößerung Probennummer wie Abb. 17.

dalbereiches zurückzuführen (s. GERMANN 1969). Für den Gezeitenbereich sprechen noch die immer wieder auftretenden stromatolithischen Laminite (s. SARTNITHEIN 1967, S. 121). Parallelen bestehen zu den loferitischen Zwischenschichten der Wettersteinkalk-Lagunenfazies (s. TOLLMANN 1976, S. 111).

Organismenreste sind außer in einigen Schillagen und außer den Stromatolithen selten.

Auffällig ist, daß zwischen mächtigeren Partien durchgehender Bankdolomite immer wieder 0,5 bis 3 m mächtige, pyritische, schwarze bis schwarzbraune Schiefer bis Dolomitmergelschiefer eingeschaltet sind (s. auch MEDWENITSCH 1956, S. 67). Es sind darin Zeugen von Perioden mit verstärkter klastischer Zufuhr zu sehen.

(2) Kalke (Makrofaziestyp (3 b)).

In den gebankten Lagunendolomiten tritt ein Zug von Bänderkalken auf (s. Tafel 1), die sehr den dunklen, anisichen Bänderkalken ähneln. Sie sind intern meist undeutlich parallelgeschichtet, z. T. etwas geflasert, selten schlierig strukturiert (?Bioturbationen).

Ein provisorisch aufgenommenes N-S-Profil durch den Kalkzug SSW' der Gamskoglhütte (beim Tellerlift) zeigte eine recht eintönige Mikrofazies von drei Typen:

(a) Vorherrschend sind schwach dolomitische bis dolomitische, mittel- bis feinarenitische, Pelletioide führende oder haltige Calciaphanite z. T. mit wenig Bioklasten. Sie sind wie der folgende Typ zu Makrospartiten umkristallisiert.

Der Dolomitgehalt steckt in den Komponenten (braune Flecken im Gestein infolge eines geringen Fe-Gehaltes), die als härtere Partikel von den tektonisch ausgewalzten Calcit-schichten umflossen werden.

(b) Untergeordnet treten in diesen Mikriten dann gelegentlich dünne, grobkörnige Lagen auf, die neben den Pelletoiden vor allem ca. 10% Bioklaste (Gastropoden, Zweischallereste, Echinodermenreste) enthalten.

(c) Schließlich konnten am Schwarzkogl-Tagweideck-Kamm noch feinruditische bioklast-(Schalenreste)-reiche Aphanite mit seltenen Pelletoiden gefunden werden.

Insgesamt scheint die Ablagerung der Mudstones bis Wackestones (nach DUNHAM 1962) von Typ (a) bis (c) in einem kurzzeitig stärker eingetieften Bereich der Wettersteindolomitlagune stattgefunden zu haben, dessen Boden von Strömungen kaum beeinflusst wurde.

Durch Lösung in Essigsäure gelang es, ein Exemplar von *Tardogondolella mungoensis* (DIEBEL) (det. MOSTLER) und körperlich erhaltene Reste von *Chypeina besici* PANTIC (det. MOSTLER) zu isolieren. Letztgenannte Alge liefert ein Anzeichen für das Weiterbestehen des Lagunenmilieus (Zone E und F nach OTT 1972 a). Der Conodont ist als Hinweis für etwas größere Wassertiefe und vollmarines Milieu zu werten.

Gleichzeitig lassen diese Fossilreste erkennen, daß die Kalke Cordevolalter besitzen. Da sie normalstratigraphisch von weiteren Lagunendolomiten überlagert werden und sich W' der Gamskoglhütte auch mit diesen verzahnen, reicht die Wettersteindolomit-Lagunenfazies in unserem Raum mit Sicherheit ins Karn hinein (wenn man das Cordevol zum Karn rechnet).

4.3.3. Ladinkalke im Bereich der Leckriedelscholle

Bereits zu einer anderen tektonischen Einheit gehören Kalke, die an die Basis der Quarzitscholle des Leckriedels gebunden sind (s. Profil Nr. 14 auf Tafel 10 sowie Entnahmestelle L 5 auf Abb. 11, SE' der Tauernkarleitenalm).

Die gut gebankten, dunkelgrauen Kalke lassen im Dünnschliffbild arenitische und ruditische Bioklaste (Echinodermen) führende Aphanite und aphanitreiche Echinodermenrudite (Wackestones und Packstones nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972 erkennen, die zu Makrospatit umkristallisiert sind (s. Abb. 19).

Die Essigsäure-Lösungsrückstände enthielten u. a. Basalia von nicht näher bestimmbar Schwebcrinoiden (Roveacriniden), die vom Langobard bis ins Tuval reichen (s. DONOFRIO & MOSTLER 1975). Für unsere Kalke dürfte Langobardalter in Frage kommen, da an der Basis der Leckriedelscholle, im stratigraphisch Hangenden der Lantschfeldquarzite bisher nur Aniskalke und -dolomite bekannt sind, und in Fortsetzung dieser Folge als nächst jüngere Anteile ladinische Gesteine zu erwarten sind.

Die Roveacriniden liefern aber vor allem Indizien für das Ablagerungsmilieu, nämlich für Beckensedimente bzw. tieferes Wasser (s. DONOFRIO & MOSTLER 1975). Das bedeutet aber, daß in der tektonischen Einheit der Leckriedelscholle (der Quarzphyllitdecke, s. tektonischen Teil) im Langobard zumindest teilweise noch Tiefwasserbedingungen herrschten, was mit dem hohen Mikritanteil dieser Sedimente und dem Reichtum an Crinoiden (s. Beckenfazies der W' Kalkalpen nach SARNTHEIN 1967, S. 119–120) durchaus zu vereinbaren ist. Das Einsetzen der sonst in dem genannten stratigraphischen Niveau verbreiteten Wettersteindolomitfazies erfolgte somit in dem zum Leckriedelbereich gehörigen Sedimen-

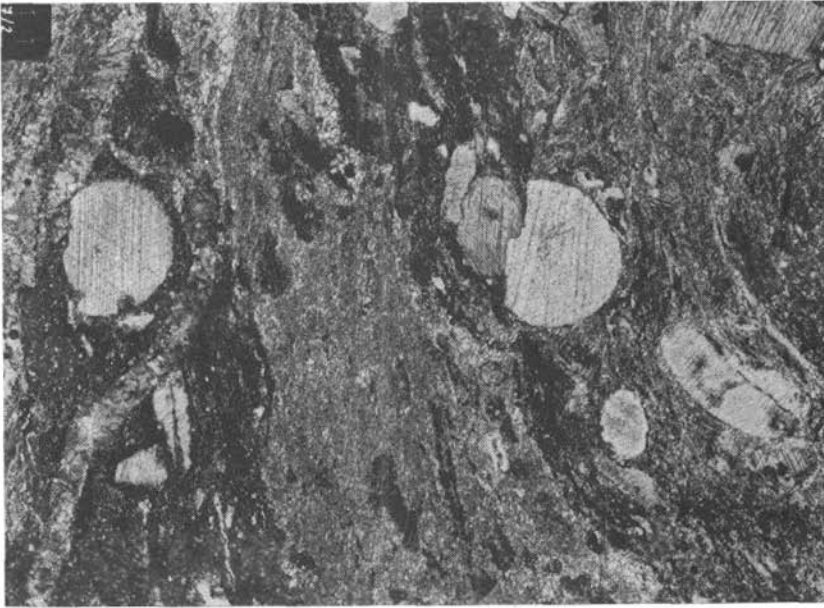


Abb. 19: Aphanitreiche Echinodermenrudite. – Langobardkalke in der karbonatischen Mitteltriasbasisfolge des Leckriedelquarzitkomplexes; hier: Drucklösungserscheinungen an Crinoidenstielgliedern. – Probe 607/2; Entnahmestelle s. Punkt L 5 auf Abb. 11, Vergrößerung 13,5x.

tationsraum erst relativ spät. Das gehäufte Auftreten von Crinoiden, das von MELLO (1975) allgemein als Anzeichen für die Übergangsfazies zwischen Becken- und Flachwasserentwicklungen gewertet wird, dürfte in unserem Fall ein Anzeichen für die Überleitung zur Wettersteindolomitfazies sein.

4.4. Überblick

Das vorherrschende Fazieselement des Ladin ist eine Wettersteindolomit-Entwicklung, die aus einer Reihe von sich vom Liegenden zum Hangenden ablösenden Teilfazies besteht: riffkernnahe Fazies, riffnahe Backreefschuttfazies, riffnahe und rifferne Lagunenfazies.

Am S-Rand der Quarzphylliteinheit setzt die riffbezogene Ausbildung im mittleren Fassin mit scharfer Grenze über noch stark von Beckensedimentation bestimmten Kalken ein.

Weniger gut festzulegen ist die Untergrenze des Wettersteindolomits im Bereich der Quarzphyllitdecke (mit Einschluß der Mitteltriasbasis der Leckriedelquarzitscholle). Im Langobard existiert hier z. T. noch eine Fazies tieferen Wassers (s. Kapitel 4.3.3), während am S-Rand der Lackenkogelzone im Fassin bereits Wettersteindriffdolomit nachzuweisen ist (s. Kapitel 4.1.3.). Im Langangprofil (Lackenkogelzone) wiederum macht sich in dieser Zeit in der Dolomitfazies nur langsam der Einfluß der beginnenden Wettersteindolomitentwicklung nach der in tieferen Schelfbereichen abgelagerten anisichen Schiefer-Kalk-Dolomit-Suite bemerkbar.

Innerhalb der Taurachtalmesozoika schließlich setzt bereits im Oberanis eine in einem flacheren Sedimentationsraum entstandene Abfolge ein (undeutlich gebankte Dolomite), die in eine echte Wettersteindolomitenentwicklung überleitet.

Im Hangenden reicht die Wettersteindolomitfazies sicher bis ins Cordevol.

Betrachtet man vergleichend zu der oben beschriebenen Wettersteindolomitentwicklung meines Arbeitsgebietes die altersmäßig äquivalente Wettersteindolomitfazies der zentralen Radstädter Tauern, so zeigt die in der Lantschfeld- und Pleißingdecke dominierende, $\pm$ deutlich gebankte gastropoden- und diploporenreiche Dolomitausbildung (mit *Diplopora annulata* SCHAFFHÄUTL; s. TOLLMANN 1956, 1958 a, 1960) einwandfrei einen riffernen Bereich der Wettersteinkalklagune (Zone F nach OTT 1972 a) an. Allerdings wird diese wahrscheinlich auch erst in stratigraphisch höheren Teilen des Wettersteindolomits voll ausgeprägt (s. TOLLMANN 1958 a, S. 86). In der Kesselspitzdecke des Twenger Wandzuges erkennt man dann mit *Tentloporella herculea* (STOPPANI) (s. TOLLMANN 1960, S. 123) bereits wieder Anzeichen für Riffnähe.

Weitere Anmerkungen zur Faziesverteilung sind der zusammenfassenden Rekonstruktion der paläogeographischen Verhältnisse im Kapitel V./5. zu entnehmen.

5. Die Mitteltriasfolge zwischen Johannesfall und Hinterer Gnadenalm (Pleißingdecke)

Nach TOLLMANN (1956, S. 152 unten, Taf. I, Fig. 9 und Taf. II; 1957, S. 86–87, 1970, S. A 69) gehört diese Serie zwischen Johannesfall und Hinterer Gnadenalm zu einer dunklen Anisdolomitfazies, die jedoch gegenüber der Entwicklung im übrigen Arbeitsgebiet (s. oben) einen besonderen Charakter besitzt (s. auch TOLLMANN 1970, S. A 69).

Innerhalb des begangenen Gebietes lassen sich vom Liegenden zum Hangenden drei wesentliche Dolomitkomplexe unterscheiden:

(a) ein mittelgrauer, undeutlich gebankter Dolomit, der nur am Fuße des Johannesfalls zum Vorschein kommt (s. Abb. 20).

Eine Serie von Pyritschiefern, schwarzen, dünnbankigen Dolomiten, Dolomit- und Kalkschiefern und Bänderkalken leitet über zum Dolomit (b) (s. auch Profil Abb. 20).

(b) ein mittel- bis hellgrauer Dolomit, dem am Johannesfall ein hellgrünlichgrauer Dolomitschiefer eingelagert ist (Abb. 20).

Überlagert wird der Komplex (b) durch miteinander nicht korrelierbare Abfolgen von rosagrauen und blaugrauen Bänderkalken, grüngrauen Kalk- und Dolomitschiefern und -mergeln, phyllitischen Pyritschiefern und mittelgrauen, hellgrauen, weißen und gelblichen Dolomiten.

Ein wichtiges Phänomen im Grenzbereich von Dolomittyp (b) zu -typ (c) ist das Auftreten von Brekzien, vor allem von Dolomitbrekzien, die auch noch die Basis des Typs (c) einnehmen können (s. S-Teil von Profil 16, Tafel 10). Es sind vorwiegend polygene Brekzien mit mittelgrauen Dolomitkomponenten in gelbbraun anwitterndem dolomitischem Bindemittel. Eingelagert sind z. T. auch dünne, dunkle, phyllitische Tonschieferhäutchen und -lagen.

(c) Der Dolomittyp (c) selbst ist i. allg. mittel- bis hellgrau, mittel- bis feinkörnig und zeigt etwa S' der Hinteren Gnadenalm auffällig gelbliche und weiße Anwitterungsflächen.

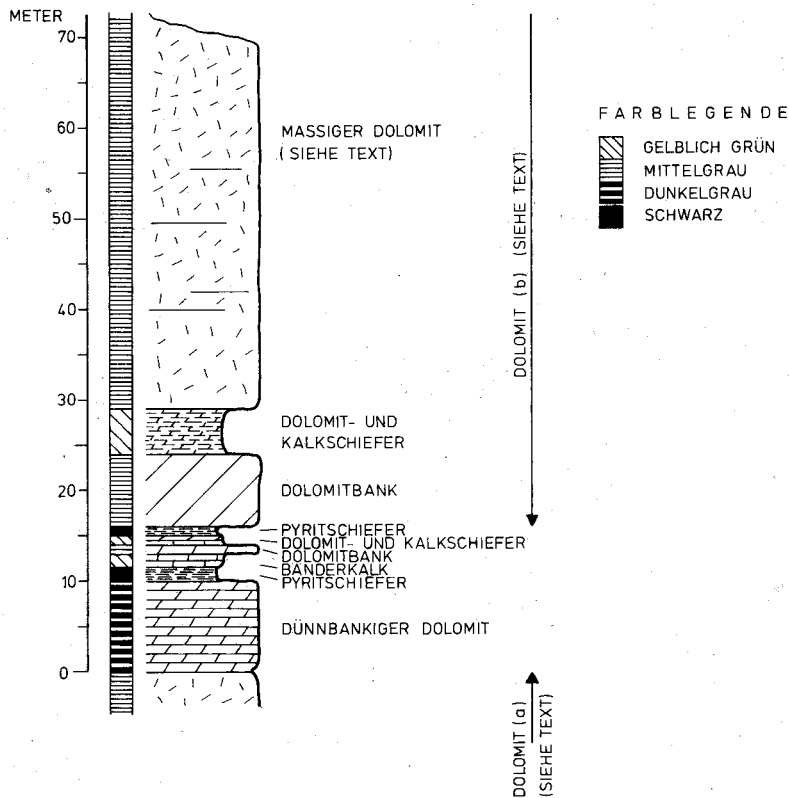
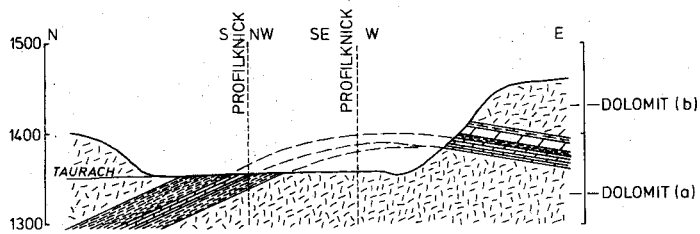


Abb. 20: Die Anis-Folge am Johannesfall; Lage des Profils s. Tafel 7.

Bankung fehlt meist oder ist nur sehr undeutlich zu erkennen. In den SW-Wänden des Scheckkopfes wird (c) zum Hangenden zusehends heller und nimmt hier bereits das Aussehen massigen Wettersteindolomits an, womit die höchsten Partien auch stratigraphisch zu parallelisieren sein dürften.

6. Karn

Wie im Kapitel 4 gezeigt werden konnte, ist zumindest am S-Rand der Quarzphylliteinheit der tiefere Teil des Karn (das Cordevol) durch die Lagunenfazies des Wettersteindolomits vertreten. Die durch klastische Einschaltungen gekennzeichnete Karnfolge setzt also offensichtlich erst mit dem Jul ein, wie dies häufig auch für Schichtfolgen der Nordkalkalpen zutrifft (s. TOLLMANN 1976, Tafel I).

6.1. Die klastischen Ablagerungen des Karn in der Lackenkogelzone

Die vorwiegend dunkelgrau bis schwarz gefärbten Gesteine umfassen in erster Linie harte, blättrig aufspaltende Tonschiefer, die als Kennzeichen zur Unterscheidung von ähnlichen „Pyritschiefern“ des Anis meist keinen Kalkgehalt besitzen und vor allem oft linsig-flaserige Einlagerungen von fein- bis mittelkörnigem, feldspatarmem, unreinem und stark tonig-glimmerig gebundenem, grünlichgrauem bis grauem Sandstein bis sandigem Tonstein enthalten, die z. T. zu dünnen Bänkchen anwachsen.

Möglicherweise stecken noch karnische Partien im unteren Teil des Komplexes des hangenden Hauptdolomits (s. Kapitel 7), doch sind keine eindeutigen biostratigraphischen Belege gegeben.

Ein großer Teil des wechselnd kompetenten und inkompetenten Materials der karnischen Gesteinssuite dürfte tektonisch beseitigt sein, wodurch geringe Mächtigkeiten vorge-täuscht werden.

6.2. Oberkarnische Schichten im Tagweideck-Arche-Höhenzug

Auf Grund meiner tektonischen Interpretation (s. tektonische Schnitte auf Tafel 9, besonders Profile 6 und 7) des Tagweideck-Arche-Gebietes ist es nun möglich, die Abfolge der einzelnen petrographischen Anteile des Karn, die normalstratigraphisch über dem Wettersteinbankdolomit der E-Wände des Tagweidecks einsetzt, in den Profilen der Abb. 21 darzustellen (Lage der Profile s. Tafeln 5 und 9). Hinsichtlich der Gesteinsbeschreibung bestehen weitgehende Parallelen zu den Angaben MEDWENITSCHS (1957, S. 40).

Der tektonische Bau ist im wesentlichen durch eine große liegende Mulde mit Pyritschiefer und Dolomit im Kern und einer aufgesetzten Mulde gleichen Stils aus Kalkmarmoren im Bereich des Tagweideckgipfels bestimmt. Der dazwischenliegende Sattel ist zu einer Pyritschieferlage unterdrückt. Ebenso ist der Hangendschenkel der obersten Mulde nur unvollständig entwickelt.

Durch die beiden Profile von Abb. 21 werden die aufrechten Liegendschenkel beider Mulden erfaßt. Sie sind über die Mergelpartie M miteinander zu korrelieren.

In diesen Mergeln und tonigen Kalken treten schwarze, radialstrahlig aus dunklen Calzitkristallen aufgebaute, kugelförmige Konkretionen von einigen mm Durchmesser in Erscheinung (gut zu erkennen in den gelben angewitterten Mergeln am Wanderweg von der Gamskogelhütte zur Arche). Es handelt sich um Algen-, Hydrozoen- oder Korallenreste.

Auffällig sind in den Profilen der Abb. 21 die in verschiedenen Niveaus auftretenden Brekzien. Sie enthalten meist Dolomitkomponenten (z. T. beträchtlicher Größe) in dolomitischem oder kalkigem Bindemittel, doch gibt es auch Fälle mit Schiefer- und Phyllitkomponenten oder auch mit tonigem Bindemittel (s. MEDWENITSCH 1957, S. 40). Die Brekzien sind i. allg. nicht als durchgehende Horizonte zu verfolgen. Sie sind als typische Merkmale für das Karn (allerdings nur zusammen mit Dolomit-Mergel-Schiefer-Assoziationen) auch

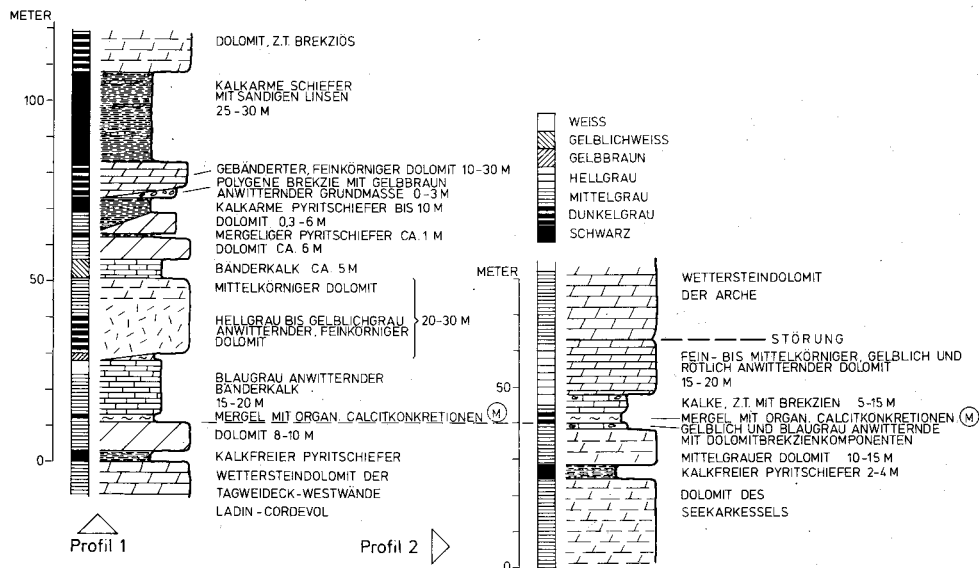


Abb. 21: Profile des höheren Karn aus dem Bereich Tagweideck-Arche; Lage s. Tafel 6.

in anderen Teilen (besonders der zentralen) Radstädter Tauern bekannt geworden (s. z. B. DEMMER 1962, TOLLMANN 1956, 1958 a), doch wechselt ihre Position innerhalb der Profile stark.

Die karnischen Gesteine des Tagweidecks, Höchkessels und Seekarkessels (s. geologische Karte Tafel 1) versinken nach E unter die Ladindolomite der Arche, tauchen aber in bedeutender Mächtigkeit SSW' der Unterberger Alm am E-Ausläufer der Arche wieder auf.

Die weitere Verbreitung des Oberkarn am Quarzphyllit-S-Rand ist der geologischen Karte Tafel 1 zu entnehmen.

Hervorgehoben werden muß noch die Bedeutung von hellgrauen, weißen oder gelblichen Kalkmarmoren und Bänderkalken im Oberkarn des bearbeiteten Gebietes, da dieses Merkmal in den zentralen Radstädter Tauern seltener ist. Eine Unterscheidung von Anis-Bänderkalken ist nur auf Grund der Vergesellschaftung mit karnischen Typusgesteinen möglich (s. auch TOLLMANN 1958 a, S. 93).

Trotzdem das Karn der Radstädter Tauern mit dem der N' Kalkalpen pauschal gut vergleichbar ist, bleibt eine Zuordnung zu einem karnischen Spezialfaziesgebiet, etwa zur Lunzer Fazies (s. TOLLMANN 1958 c) oder zur Fazies des Kalkalpen-S-Randes (s. SCHULER 1968) problematisch.

7. Hauptdolomit i. w. S. (?Oberkarn – Nor)

Das unmittelbar Hangende des klastisch beeinflussten Karn ist nur am Lackenkogl, und zwar in Form von mächtigen Bankdolomiten erschlossen (s. auch Abb. 3 bei ROSSNER 1976 a). Die geringe Mächtigkeit sicher karnischer Tonschiefer und Sandsteine im Liegenden sprechen dafür, daß in basalen Teilen der Bankdolomite noch karnische Anteile stecken.

Karnisches Alter wird speziell für schwarze bis dunkelgraue, oft gebänderte und meist gebankte Dolomite vermutet (s. Tafel 1).

Sie werden mit den überlagernden norischen Hauptdolomiten i. e. S. zum Hauptdolomit i. w. S. zusammengefaßt.

Der Hauptdolomit i. e. S. ist mittelgrau gefärbt, mittel- bis feinkörnig, wittert meist hell- bis mittelgrau an und zerfällt in stumpfkantige, quaderförmige Stücke, die z. T. große Schuttfächer bilden (z. B. an den Hängen zum Zauchtal).

Intern sind die Bänke meist deutlich gebändert, zeigen Laminierung oder an Stromatolithe erinnernde wellige Paralleltexuren. Endogene Brekzien und Resedimentationserscheinungen sowie synsedimentäre Störungen, die senkrecht zur Schichtung sehr schnell ausklingen, unterbrechen häufig das sedimentäre s.

Auf diese typischen Strukturen hat bereits MEDWENITSCH 1957 (S. 41) und TOLLMANN 1958 a (S. 93) verwiesen. Man kennt sie in der gleichen Form auch aus den Nordkalkalpen (s. zusammenfassend bei TOLLMANN 1976, S. 192 u. f.). Entsprechend vergleichbar dürfte auch das Bildungsmilieu sein, das sich pauschal als ein flacher Lagunenbereich mit supratidalen, intertidalen und subtidalen Zonen charakterisieren läßt (s. Literatur bei TOLLMANN 1976, S. 195).

Die Hauptdolomite i. w. S. sind lithologisch leicht mit den ladinisch-unterkarnischen Wettersteinlagunendolomiten zu verwechseln. Unterscheidungsmerkmale ergeben sich nur aus dem Gesamtverband und eventuell bei Diploporenfunden.

Als dünne Zwischenlagen von kalkhaltigen Dolomitbänken im Liegenden des Rät des Lackenkoglgipfels treten gelbliche bis hellgraue feinkörnige, kalkig-dolomitische Mergel auf, die von gelbbraunen dolomitischen Schiefern begleitet werden. Hieraus wurden die vom Verfasser 1976 b (S. 555) erwähnten Holothuriensklерite

Priscopedatus triassicus MOSTLER (det. H. MOSTLER)

Priscopedatus cf. triassicus MOSTLER (det. H. MOSTLER)

herausgelöst. Da die cf-Formen Ähnlichkeit mit *Priscopedatus*-Exemplaren aus norischen Plattenkalken des Rätikon zeigen (freundliche mündliche Mitteilung von Professor MOSTLER), ist zu vermuten, daß in genannten Bankdolomiten unter den Kössener Schichten am Lackenkogl ebenfalls Äquivalente des Plattenkalkniveaus vorliegen.

8. Das Rät des Lackenkoglgipfels

Als jüngste, von der tektonischen Beanspruchung der Radstädter Tauern noch erfaßte Schichten sind im Lackenkoglgebiet die des Rät zu nennen. Sie bilden den Gipfel des Lackenkogls und die Füllung einer mit ihrer Achse nach E zum Zauchtal hin einfallende Mulde.

Es lassen sich zwei lithologisch unterschiedliche Abschnitte voneinander trennen: Kössener Entwicklung und Rätoliasriffkalk-Entwicklung (s. Abb. 22; s. auch ROSSNER 1976 b).

8.1. Kössener Entwicklung

Die untere Folge mit Tonschiefern, Kalkmergeln und gut gebankten sowie flaserigen Kalken entspricht der Fazies der Kössener Schichten der Nordkalkalpen. Die Mergel und Tonschiefer sind zu vergleichen mit der meist lebensfeindlichen Stillwasserfazies der Kössener Mergel (s. FABRICIUS 1966), während die Kalkbänke in erster Linie Ähnlichkeit mit den in bewegterem Wasser abgelagerten Lamellibranchiaten-Schillkalken in den Dichten Mergelkalken bei FABRICIUS (1966, S. 13–14) zeigen.

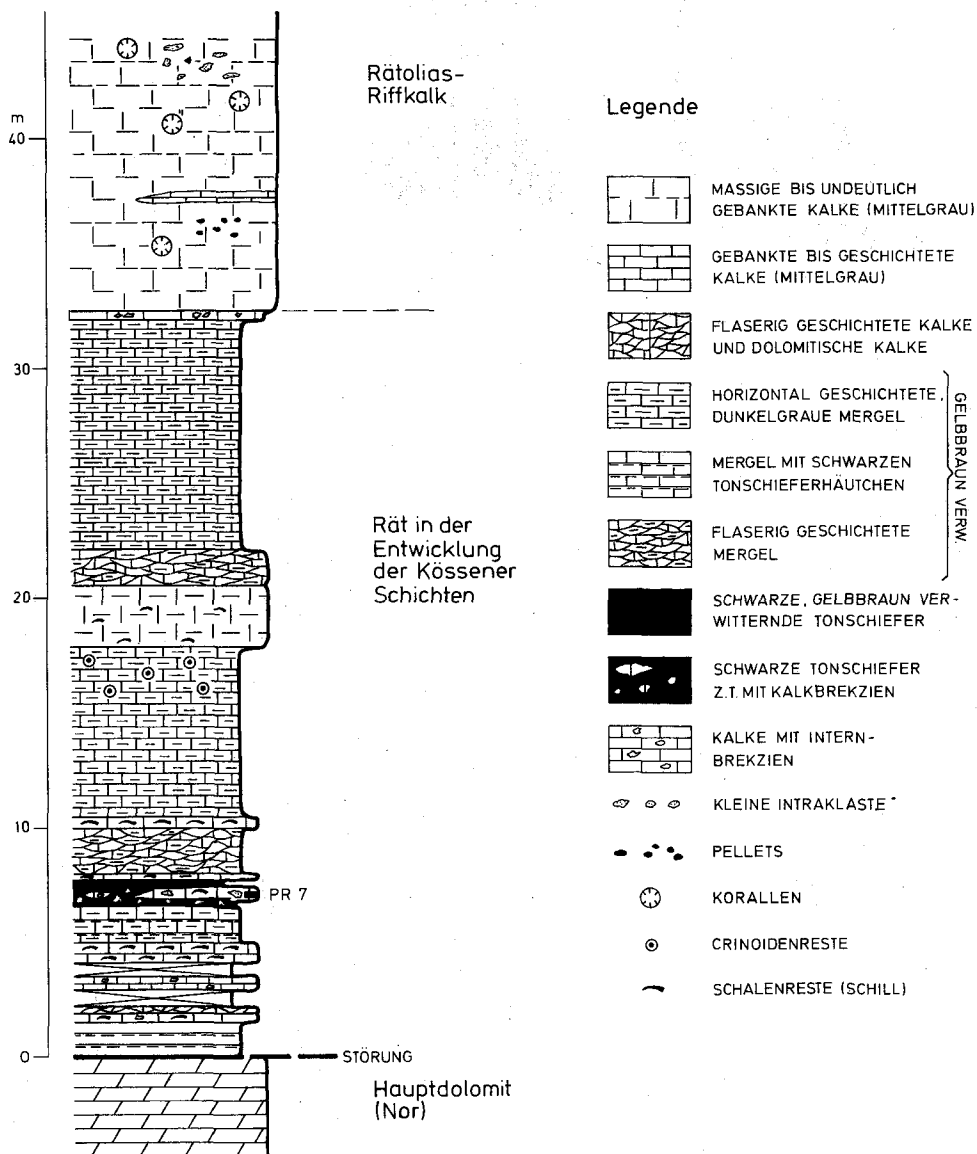


Abb. 22: Makrofazies des Rät am Lackenkogl-Gipfel; Lage des Profils s. Tafel 2.

Die letztgenannten Kalkbänke bestehen vor allem aus spatitreichen, aphanitführenden Bioklastruditen (Lumachellen mit Lamellibranchiaten-, Gastropoden- und Crinoidendetritus) (im Sinn MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEKS 1969) (s. Abb. 23). Das mikritische Kalkschlammmaterial ist z.T. in Resten in Schalenwölbungen erhalten geblieben, überwiegt aber z.T. auch als Matrix. Zusammen mit der fehlenden Regelung der Schalenreste nach der Wölbung kann hieraus auf eine nicht allzu starke Strömung bei der Ablagerung geschlossen werden.

Neben den Lumachellen treten aphanitreiche, bioklastführende Onkoidrudite auf (s. Abb. 24), wie sie auch in den Tarnaler Bergen gefunden wurden (ENZENBERG 1966, KRISTAN-TOLLMANN et al. 1969).

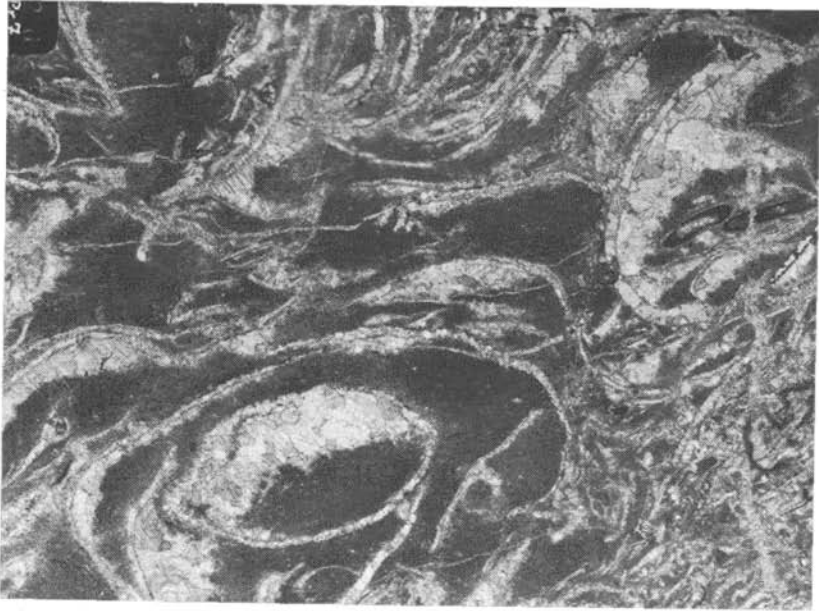


Abb. 23: Spatitreicher, aphanitführender Bioklastrudrit (Lumachelle) mit Geopedaletügen. – Kalke der Kössener Schichten (Rät); Probe Pr. 7, s. Profil Abb. 22, Vergrößerung 8x.

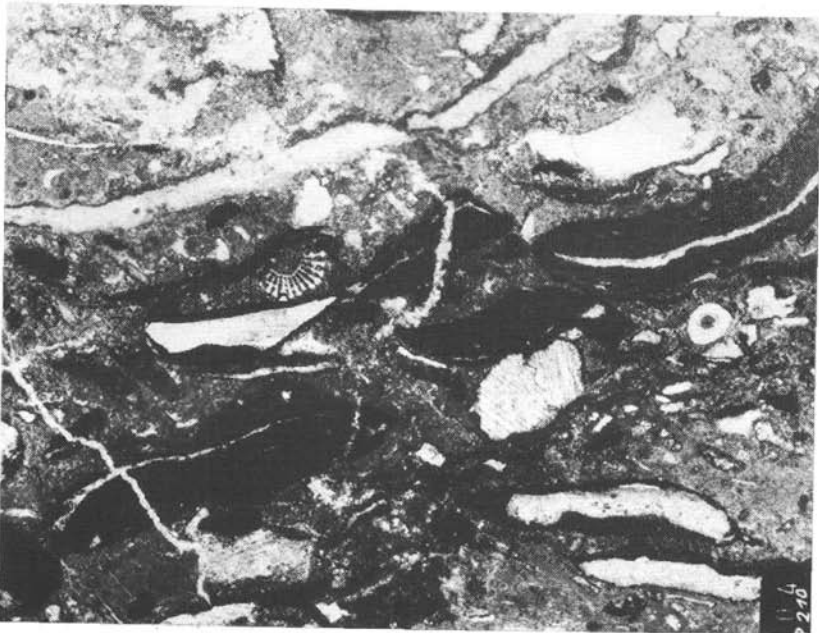


Abb. 24: Aphanitreicher, bioklastführender Onkoidrudrit. – Kalke der Kössener Entwicklung (Rät); Probe 210, Entnahmestelle: ca. 100 m SW Läckenkoglgipfel; Vergrößerung 11,5x.

Für die Makrofazies der Kössener Schichten unseres Profils recht typisch sind Kalkbrekzien mit Schiefermatrix und Komponenten, die den fossilführenden Kalkbänken des übrigen Profils entsprechen. Ihre Sedimentation spricht für gewisse Reliefunterschiede im Ablagerungsbereich. Die stratigraphisch relativ hohe Position des betrachteten Profiltails im unmittelbaren Liegenden des Rätoliasriffkalkes und die allgemein in den Radstädter Tauern erkennbare geringe Bedeutung der Schwäbischen Fazies (s. KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1964, S. 554) spricht für die Parallellisierung mit der Lungauer Fazies der von SUESS & MOJSISOVICS 1868 und KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1964 aufgestellten Teilfazies der Kössener Schichten, wie bereits bei ROSSNER 1976 b (S. 552) ausgeführt.

8.2. Rätoliasriffkalk-Entwicklung

Der obere Teil unserer Rätfolge besteht aus i. allg. massig erscheinenden, nur aus der Ferne erkennbar gebankten, relativ reinen blaugrauen Kalken, die auf Grund ihrer Fossilführung und Mikrofazies zum Rätoliasriffkalk i. S. FABRICIUS 1966 (S. 19–20; nach TOLLMANN z. B. 1964 a Oberrätkalk bzw. nach KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1964 ober-rätischer Dachsteinkalk) zu rechnen sind, wenn auch die Obergrenze und damit das Kriterium für ein Hineinreichen in den Lias nicht feststellbar ist.

Die bei ROSSNER (1976 b, S. 552–553) näher beschriebenen aphanitreichen Biomorph- und Bioklastarenite bzw. -rudite (mit Schalenresten und Echinodermenbruchstücken) lassen eine Korallen-Kalkschwamm-Biozönose als gesteinsbildend erkennen. Zwischen den Gerüstbildnern findet man neben Riffschutt (in mikritischer Matrix) auch spatit- und aphanitführende Pelletoidarenite mit Bioklasten, die mit den Schlammkornkalken nach FABRICIUS (1966) vergleichbar sind.

Der Sedimentationsbereich unseres Rätoliasriffkalkes ist nach dem Vorkommen von Schlammkornkalken sowohl in zusammenhängenden Partien als auch zwischen den Biomorphen vergleichbar mit dem der Calcarenitfazies von FABRICIUS (1966, S. 40–41) und wahrscheinlich in den Übergangsbereich Backreef – Riffkern einzuordnen.

Eine echte Riffkernfazies liegt meiner Ansicht nach nicht vor, allerdings auch keine echte Backreeffazies, da z. B. Megalodonten fehlen (s. z. B. ZANKL 1971). Für ein teilweise sehr flaches Milieu mit geringer Wasserbedeckung sprechen einzelne hellgraue, laminierte, stromatolithische Dolomitbänke im Rätoliasriffkalk.

Die bisher publizierten Angaben über die Ausbildung von Oberrätkalkvorkommen in den Radstädter Bergen stimmen zwar mit meinen Ergebnissen überein, sind aber zu wenig detailliert gehalten, als daß damit weiterreichende, z. B. paläogeographische Schlüsse möglich wären. Lediglich das Vorkommen von Megalodonten an einigen Stellen läßt sich an unsere Deutung einer Achterriffazies nach den Erkenntnissen von FABRICIUS (1966) anschließen. Das gilt z. B. für entsprechende Kalke im Rät der Pleißlingdecke (Wildseekar, SE' der Teufelshörner) oder in der Hochfeinddecke (E' Rand des Gödernierkares) (s. KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1964).

Abschließend sei darauf hingewiesen, daß sowohl die Kalke des Rätoliasriffkalkes als auch der Kössener Schichten zu Spariten umkristallisiert sind. Die oben beschriebenen Mikrofaziesdaten entsprechen den Verhältnissen vor der Umkristallisation.

9. Quartär

Moränenmaterial, das nicht in morphologischen Formen hervortritt, ist in dem stark verrutschten und z. T. schlecht aufgeschlossenen Gelände vom Hangschutt kaum zu trennen und wurde in den geologischen Karten mit letzterem zusammengefaßt.

Im Rahmen des morphologisch hervortretenden glazialen Formenschatzes sei zunächst auf ein recht schön entwickeltes Drumlin im Taurachtal 300 m NE' des Wirtshauses Hammer hingewiesen.

Von den beobachteten Endmoränenzügen seien folgende hervorgehoben: Am S-Rand der Quarzphyllitzone sind N' des Benzecks, ca. 1 km SW' des Zusammenflusses der oberen Enns und des Pleißlingbaches auf beiden Talhängen der Enns Reste eines Walles zu erkennen, der nach SEEFELDNER 1961 (S. 317) das Ende des Ennsgletschers während des Schlernstadiums anzeigt.

In den neueren Arbeiten von HEUBERGER (1968) und PATZELT (1972) wird das Schlernstadium jedoch aufgegeben. Die Zuordnung der erwähnten Moräne zu den dort aufgeführten Stadien ist ohne genaue morphologische Bearbeitung problematisch.

Der für die Gruppe von Endmoränenwällen zwischen Höchalm und Unterbergeralm (SW' des Zauchsees) verantwortliche Eisstrom dürfte wenigstens z. T. im Gebiet des Höchkessels seinen Ausgang genommen haben.

Der in verschiedene Teilwälle aufgegliederte Moränenzug bei der Tauernkarleitenalm geht auf eine Gletscherzunge zurück, die den Paß W' des Bärenstaffls im Bärenstaffl-Steinfeldspitz-Kamm, aus dem Vereisungsgebiet des Gnadenkars kommend, überschritten hat (Transfluenzgletscher) und ursprünglich zum Taurachtal hin abgeflossen ist.

Die Eismassen, die den etwa E-W streichenden Endmoränenwall bei der Vorderen Gnadenalm geschaffen haben, werden nach SEEFELDNER 1961 (S. 323) z. T. ebenfalls von einem Ursprungsgebiet im Gnadenkar, z. T. aber aus Karen an der N-Seite des Pleißlingkammes hergeleitet. Sie brachten vor allem Kalk- und Dolomitgeschiebe mit sich.

Daneben ließ sich aber ein undeutlicher Moränenzug am E-Rand der Gnadenalmverebnung nachweisen, der auf Grund der nach W gekrümmten Konvexeite, aber auch auf Grund des Geschiebebestandes mit Kristallingesteinanteilen aus der Schladminger Masse auf eine Eiszunge aus dem Raum zwischen Scheckkopf und Seekareck zurückgeführt werden muß.

Der Kessel der Gnadenalm selbst bildete ursprünglich eine glazial durch Konfluenz mehrerer Gletscherströme ausgekolkte Wanne, die auch das Zungenbecken der zum Taurachtal hin abfließenden Gletscher während des Gschnitzstadiums dargestellt haben soll (s. SEEFELDNER 1961, S. 323). Durch den Pleißling- und Taurachbach ist der dort ehemals nach Abschmelzen der Gletscher angelegte See völlig zugeschüttet worden.

Eine sichere Datierung der beschriebenen Moränen läßt sich bisher nicht geben. Ihre Entstehung dürfte aber ins Spätglazial (im Sinne von HEUBERGER 1968) fallen.

Im Ennstal S' Flachau bis zum Kötzerlehen lassen sich recht gut verschiedene jungpleistozäne Akkumulations- und Erosionsniveaus des Ennssystems in Form von Terrassen nachweisen. Über der Talaue der Enns erhebt sich etwa vom Kötzerlehen nach N mit ca. 5 m Höhendifferenz eine Terrasse, die sich fast durchgehend bis nach Flachau verfolgen läßt. Die Oberkante des Terrassenabbruchs steigt am Kontakt mit den von Seitenbächen erzeugten Schwemmkegeln stark an, ein Zeichen, daß diese heute nicht mehr in Weiterbildung befindlichen Schwemmkegel älter als die heutige Talaue sind und von der Enns zerschnitten wurden. Der Akkumulationskörper der Terrasse dürfte nach SEEFELDNER (1961, S. 317) nach den Moränen der Schlernzeit (s. Bemerkungen oben), also im Spätglazial (jüngstes Würm) oder sogar erst im Postglazial, entstanden sein (s. SEEFELDNER 1961, S. 316).

Flachau breitet sich z. T. auf der Terrasse, z. T. auf zweien der oben erwähnten, der Terrasse aufliegenden Schwemmfächer aus. Diese ziehen einerseits vom Griesbachtal im W, anderseits von dem Tälchen zwischen Koppen und Eibenberg im E herunter.

Im steilwandigen Zauchtal sind nur ein sehr schmaler Talboden und keine Terrassenbildungen vorhanden. Die von den Hängen herunterreichenden Schutthalde und Schwemmfächer wurden nur wenig aneroziert, da die Schuttansammlungen und Schwemmkegel auch heute noch weitergebildet werden.

Vom Neuhäusl nach N geht der Talboden des Zauchtales dann in einen schwach geneigten Schwemmkegel über, der bei Altenmarkt an den Talboden des Radstädter Beckens grenzt.

Im Taurachtal N' Untertauern sind zwar ebenfalls keine Terrassen ausgebildet, jedoch terrassenähnliche Erosionskanten in großen, nicht mehr in Weiterbildung befindlichen Schwemmfächern. Die Erosion dieser Schwemmfächer erfolgte allerdings nicht kontinuierlich, sondern mit Stillstandsphasen. So lassen sich z. B. beim Wirtshaus Hammer einschließlich des Talbodens und der ursprünglichen Oberfläche der Schwemmfächer 3 bis 4 Erosionsstufen unterscheiden, die vermutlich spät- bis postglaziales Alter besitzen.

Im N' Teil des Taurachtales reicht die Akkumulationsfläche des Radstädter Beckens zungenförmig 1,5 km nach S in das Tal hinein.

Im Gnadentalkessel zeugen verschiedene Terrassenreste von mehreren Stadien der quartären fluvialen Akkumulation und Erosion.

Detaillierte Angaben über das Vorhandensein von Resten tertiärer Landoberflächen und Talniveaus im Bereich von Flachau-, Zauch- und Taurachtal können der Abhandlung SEEFELDNERs (1961) entnommen werden.

Die Hänge der von Quarzphyllit aufgebauten Berge neigen wegen der wasserstauenden Wirkung des schiefrigen Gesteins stark zu Rutschungen, Blockschuttbildung und vor allem Bergstürzen. Im Taurachtal ließen sich zwei solcher Bergsturzkörper nachweisen, und zwar am E-Hang des Tales, zwischen Ötztal und Schrotterhof, und am W-Hang, S' und SW' des Rabengutes.

IV. Strukturgeologie

Das methodische Vorgehen beginnt mit einer Gefügeanalyse unter Verwendung der Lage der im Gelände erkennbaren planaren und linearen Elemente (vgl. KARL 1953 und LUKAS 1970). Den daraus resultierenden Datengruppen, die einzelne, mechanisch voneinander unterscheidbare Beanspruchungen repräsentieren, werden die bildlich dargestellten Kleinstrukturen zugeordnet. Durch den Stil dieser Erscheinungen wird qualitativ ein Eindruck von der Intensität und Wirksamkeit einzelner Deformationsphasen vermittelt.

Durch Vergleich der kleintektonischen Untersuchungsergebnisse mit dem in den geologischen Karten erkennbaren großtektonischen Bau werden sodann die für die Großstruktur der einzelnen Zonen bestimmenden Beanspruchungen und die zugehörigen Leitstrukturen (s. SCHWAN 1964, 1973) aufgezeigt.

Schließlich wird das hierdurch gewonnene Material an entsprechender Stelle mit den Ergebnissen aus bereits bearbeiteten Nachbargebieten korreliert, so daß zum Schluß eine Lösung der in Punkt II aufgezeigten Problemstellungen gegeben werden kann.

1. Die internen Mesozoikumskomplexe im Radstädter Quarzphyllit

Nur in der Deformation mesozoischer Schichten kann die tektonische Beanspruchung während der alpidischen Gebirgsbildung rein und ohne Interferenzen mit älteren Strukturen abgelesen werden. Betrachtungen zur Stellung und Beanspruchungsgeschichte der Quarzphyllitmasse als Teildecke des alpidischen Baus der E' Zentralalpen müssen deshalb von der tektonischen Analyse der internen Mesozoikumskomplexe ausgehen.

1.2. Das Lackenkoglmesozoikum

1.2.1. Strukturelle Großbereiche und ihre Charakteristika

Im Kartenbild läßt sich die Lackenkogllzone in drei Teile aufgliedern (s. Tafel 1 und ROSSNER 1976 a, Abb. 4):

(1) in einen N' Teil, der sich durch eine Reihe etwa E-W-streichender Schuppenzüge auszeichnet. Der Schichtverband ist also tektonisch vollständig aufgelöst.

(2) in eine Zentralzone, in deren stratigraphisch und tektonisch tieferen Teil trotz Schuppung und Faltung die primäre Abfolge der Schichten i. allg. noch gut zu erkennen ist. Die stratigraphische Basis kommt in Form mächtiger Lautschfeldquarzite am W-Hang des Ennstales zum Vorschein.

Über diesen Schuppen und Falten mit unter- und mitteltriadischen Schichten liegt nun im Bereich des Lackenkogls selbst und E' jenseits des Zauchtales ein sehr mächtiger, nur schwach gefalteter Block von Hauptdolomit, dem am Gipfel des Lackenkogls und an seinem E-Hang in Form einer Mulde (s. Profile 5 und 6, Tafel 4) mit E' Achsenfallen Rät eingelagert ist.

Man erkennt leicht auf Grund der beschriebenen und auf den erwähnten Tafeln dargestellten Verhältnisse zwei Bauprinzipien im Zentrum des Lackenkoglbereichs:

a) eine im großen aufrechte Schichtenfolge (womit die Deutung TRAUTHS (1925 und 1927) in dieser Hinsicht bestätigt werden konnte);

b) auf Grund des Auftauchens der ältesten (skythischen) Schichten unter anisichen Folgen am W-Rand der Lackenkogllzone und auf Grund der Lage der Rätmulde am Lackenkoglgipfel ein allgemeines Einfallen der Großfaltenachsen nach E für den Bereich W' des Zauchtales.

Die Rätmulde des Lackenkoglgipfels setzt sich am E-Hang des Zauchtales nicht fort, wie nach dem Achsenfallen eigentlich zu erwarten gewesen wäre. Außerdem liegt die Basis des Hauptdolomits dort 150–200 m höher als am W-Hang (s. Tafel 4, Profil 9). Auf Grund dieser beiden Tatsachen muß parallel zum Zauchtal eine Störung angenommen werden, die den Zentralteil des Lackenkoglbereiches zerschneidet und an der die E-Scholle relativ herausgehoben wurde.

(3) Als dritte Großeinheit tritt im Lackenkoglmesozoikum die S-Randzone mit saigerer und steil nach S einfallender, z. T. überkippter Lagerung hervor (Tafel 2).

Wie die Profile der Tafel 4 und die geologische Karte Tafel 1 erkennen lassen, geht diese S-Randzone nach N in die verschuppte Basis des Zentralteils über.

1.2.2. Die Interstruktur der Schuppenzone des N-Randes

Im zentralen Abschnitt der Schuppenzone des N-Randes des Lackenkoglmesozoikums zwischen Enns- und Zauchtal sind im ersten Augenblick für s-Flächen und lineare Elemente, die im wesentlichen nur aus Schiefern und Bänderkalken gewonnen werden konnten, weder bezüglich des Einfallens noch des Streichens eindeutige Trends zu erkennen. Das zeigen die Tafeln 2 und 3.

Im W-Teil dieses Abschnitts (W' des durch den Eibenberggipfel verlaufenden Meridians) verdient lediglich eine Gruppe von B-Achsen mit einem Streichen um 110° (und allerdings ungewöhnlich steilem Einfallen von ca. 60° nach WNW) zunächst einmal festgehalten zu werden.

Weiter im E (in dem Abschnitt zwischen den Meridianen, die den Eibenberggipfel und den Sattlerhof durchziehen), sind dann zwei deutlich unterscheidbare Gruppen etwa NW-SE-streichender b-Lineationen (Striungen in Bänderkalken) festzustellen, denen sich die ss-Flächen (Schichtung) in zwei pi-Kreisen zuordnen lassen (s. Diagramm D 1, Abb. 25).

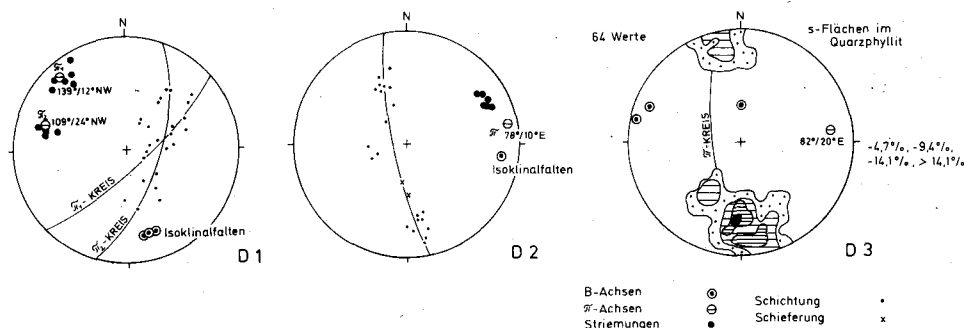


Abb. 25: Diagramm D 1 bis D 3; Gültigkeitsbereiche s. Tafel 3.

Die beiden Gruppen von Striungen, die auf ein relativ frühes Stadium der Deformation unter einer großen Materialüberlagerung (durch höhere Deckenkörper) zurückzuführen sind, repräsentieren keine unterschiedlichen Beanspruchungsphasen.

Der Unterschied im Streichen dürfte durch eine sekundäre Verstellung infolge einer jüngeren Deformation bedingt sein. Das NW-SE-Streichen, blieb dabei erhalten, und dieses Streichen haben wir auch weiter W' in den oben erwähnten Faltenachsen bereits angetroffen, dort allerdings mit (ebenfalls sekundär) stark versteilten Achsen.

Diese jüngere Beanspruchung tritt erst im Diagramm D 2 (Abb. 25) deutlicher hervor. Es sind dort die entlang der Forststraße vom Sattler zur Lackenalm aufgenommenen Elemente zusammengefaßt.

Für die durch den pi-Pol repräsentierte Verformung mit 30–40° nach N einfallenden Schieferungsflächen ist S-Vergenz zugrunde zu legen. N-gerichtete Tauchvergenzen sind in diesem Raum auch noch nicht beobachtet worden, während S-vergente Formen mit entsprechenden Schieferungsflächen am N-Rand der Lackenkogelzonalzone an der oberen Eibenbergforststraße in großem Umfang zum Vergleich zur Verfügung stehen (s. unten).

Die Lineationen von D 2, die in ihrer Erscheinungsform denen von D 1 entsprechen, zeigen nun nicht mehr das (vermutlich ursprüngliche) NW-SE-Streichen. Die starke Abweichung zur NE-SW-Richtung trifft auffälligerweise mit dem verstärkten Hervortreten der NNW-SSE-Einengung zusammen und darf mit einigem Vorbehalt damit in Verbindung gebracht werden (sekundäre Angleichung an die mit letztgenannter Beanspruchung verbundene Achsenrichtung).

Auch aus s-Flächen im Quarzphyllit an der unteren Eibenbergforststraße SW' Sattlerbauer lassen sich wie bei D 2 um 80° streichende und nach E einfallende Faltenachsen rekonstruieren (s. Diagramm D 3, Abb. 25).

Es sei vermerkt, daß der Faltenbau, der durch das Diagramm D 3 wiedergegeben wird, nicht vollständig zylindrisch, sondern schwach konisch beschaffen ist. Doch wird die Achse durch den pi-Pol mit für unsere Erörterungen hinreichender Genauigkeit vertreten.

In den inkompetenten Quarzphylliten werden ältere Deformationserscheinungen i. allg. leicht überprägt und treten im makroskopischen Gefügebild gegenüber den Folgen jün-

gerer Strukturbildung zurück. Die Hauptrichtung π in D 3 ist das makroskopisch dominierende Element unter den Einengungsformen und damit wohl auch das jüngste.

Für den Mittelabschnitt der N-Randzone des Lackenkoglesozoikums und den unmittelbar angrenzenden Quarzphyllit erkennt man so Zeugen von mindestens zwei Phasen kompressiver Deformation:

(1) ältere Lineationen in Bänderkalken und Kalkmarmoren, die im Streichen vorwiegend einer NW-SE-Richtung folgen, aber durch (2) in $\pm$ starkem Maße verstellt sein können;

(2) als jüngste Elemente Achsen mit einem Streichen um 80° und flachem E' Einfallen. Auf Grund der damit verbundenen Schieferung ist S-Vergenz wahrscheinlich.

Schließlich zeigen die Diagramme 1 bis 3 eine ganze Reihe von B-Achsen, die keiner bevorzugten Richtung folgen. Die dazu gehörigen Faltungsformen (s. nächsten Absatz) sind sicher älter als (2), z. T. möglicherweise gleich alt wie (1) (z. B. die NW-SE-Achsen in D 3).

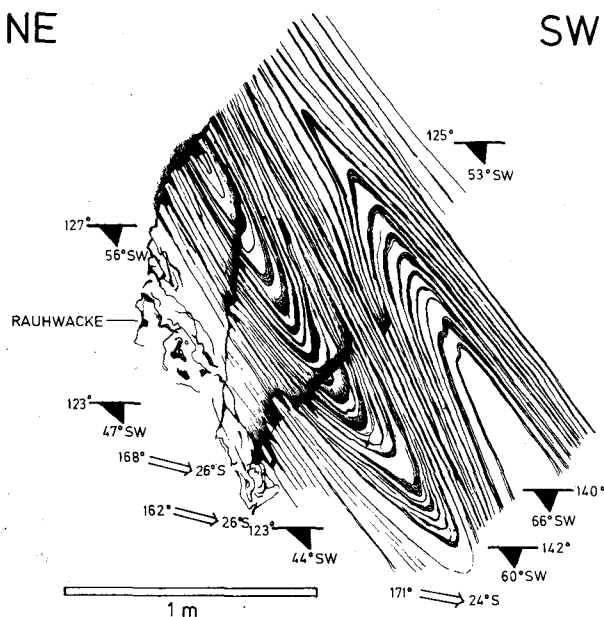


Abb. 26: Isoklinalfaltung von anisichen Bänderkalken. – Struktur Nr. 1; Lage s. Tafel 3.

Als zu den letztgenannten B-Achsen gehörige Kleinstrukturen treten Isoklinalfalten von einem Typ, wie er auf Abb. 26 dargestellt ist (tektonische Zeichen s. Abb. 27), in Erscheinung. Solche ihrer Geometrie nach „ähnliche“ Faltenformen, die eine hohe Materialbeweglichkeit unter intensiver Streßeinwirkung und Belastung anzeigen, findet man im Zentralteil der Lackenkoglgzone als Zeugen eines alten und grundlegenden N-vergenten Beanspruchungsaktes. Mit den damit zusammenhängenden Deformationen müssen auch die Isoklinalfalten von Abb. 26 in Verbindung gebracht werden. Sie wurden durch jüngere tektonische Einwirkungen in verschiedene Richtungen verdreht (s. Diagramm D 1–D 3, „Isoklinalfalten“ und Erläuterungen oben), in erster Linie wohl durch die erwähnte Deformation (2).

s-Flächen:

- ▼ Schichtung
- T- Schieferung
- =≡ Schieferungsklüftung
- ≡≡ Schubklüftung
- Klüftung
- ≡≡ Störungsfläche mit Rillung

Lineare:

- ↗ Faltenachse (B)
- ↘ Runzelung (d)
- ↗ Striemung

Abb. 27: Tektonische Zeichen der kleintektonischen Strukturbilder.

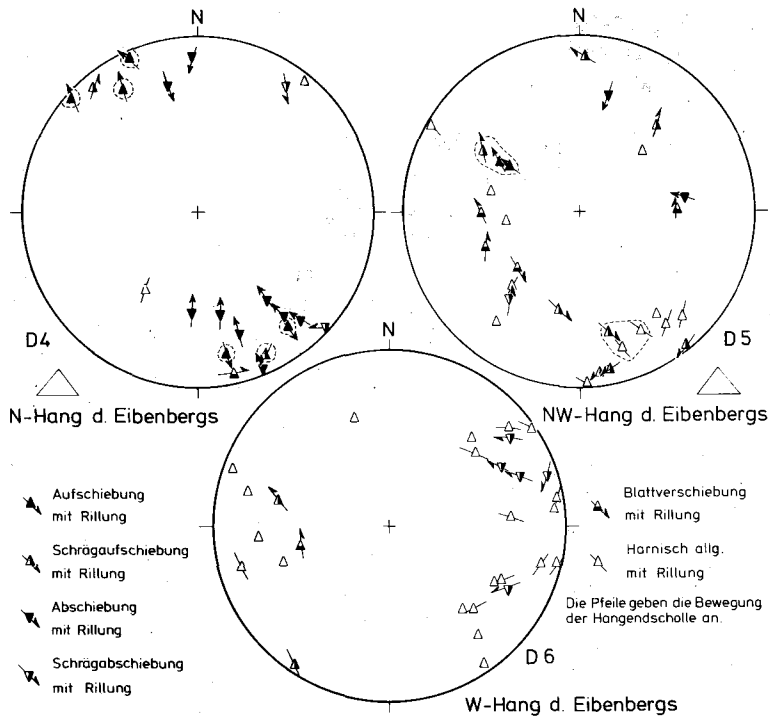


Abb. 28: Störungsflächen vom N- und NW-Hang des Eibenbergs.

Für die Analyse der rupturellen Deformationserscheinungen wurden Aufschlüsse entlang der oberen Eibenbergforststraße SW' Sattelbauer herangezogen (s. Tafel 2).

In Diagramm D 4 (Abb. 28) sind neben Abschiebungen nach N und NW sowie nach SE und S, die auf hangparallele Bewegungen zurückzuführen sind, mit gestrichelten Linien hervorgehobene Aufschiebungen und Schrägaufschiebungen vermerkt, in denen Zeugen der Schuppung zu sehen sind. Sie sind durch Vergleich mit den π -Achsenrichtungen von D 2 und D 3 außerdem der jüngsten Phase (2) der plastischen Deformationen (s. oben) als (hol)-Flächen zuzuordnen.

Die Darstellungsweise in den Diagrammen D 4 bis D 6 folgt der Methode von HOEPPENER 1955 und wurde nach KNEIDL 1971/72 und ROSSNER 1972 (S. 41) modifiziert.

In Diagramm D 5 (Abb. 28) vom NW-Eck des Eibenberges sind zwar die zur Schuppung gehörigen Aufschiebungen nach NW und SE noch zu finden (s. gestrichelt umrahmte Zeichen), treten statistisch gesehen aber in den Hintergrund. Die übrigen Harnische gehen auf im Verhältnis zur Schuppenbildung ältere, verstellte und jüngere bruchtektonische Erscheinungen zurück.

Für den W' Teil des hier behandelten Profils zeigen sich in Diagramm D 6 (Abb. 28) bevorzugte Streichwerte der Bewegungsflächen um die N-S-Richtung. Wir gelangen hier in einen Bereich, der von Brucherscheinungen beeinflusst ist, die wohl die Ursache für die Anlage des Flachauer Quertales darstellen. Nach dem in D 6 teilweise erkennbaren Schrägabschiebungscharakter einzelner Bewegungen liegt die Annahme einer durch Ausweitung in E-W-Richtung entstandenen Bruchzone nahe, die sich möglicherweise bevorzugt im Auftreten verstärkter Klüftung, weniger durch Störungen mit großen Versatzbeträgen äußert.

Auf Grund des WSW-ENE-Streichens der Schuppenzone am N-Rand des Lackenkoglmesozoikums und der letztgenannten Ergebnisse ist nun für ihre Genese eine NW-SE- bzw. NNW-SSE-Einspannung anzunehmen. Da die Schuppenbahnen nach der Kartierung als saiger stehend bis steil nach N einfallend angenommen werden müssen, bleibt aber die Frage, ob durch SE-NW-Schub erzeugte Tauchschuppen oder aber S-vergente Schubkörper vorliegen.

Aus dem kleintektonischen Inventar der Schuppenzone selbst sind bezüglich der Vergeizfrage nur wenige Aufschlüsse zu erhalten.

Im Verlaufe dieses Kapitels wurde nun gezeigt, daß als Leitstrukturen für den Schuppenbau nur die WSW-ENE-streichenden Elemente herangezogen werden können. Dies sind zumindest bezüglich der nichtrupturellen Verformung die jüngsten Beanspruchungsmerkmale. Sie gehören zum tektonischen Akt (2), und dieser ist z. T. mit einer N-fallenden Schieferung verbunden (s. Diagramm D₂ auf Abb. 25). Es wurde deshalb oben bereits S-Vergeiz für diese Verformung vermutet.

Eindeutige Anhaltspunkte zur Lösung dieser Problematik können erst im nächsten Kapitel gebracht werden.

1.2.3. Der Zentralteil des Lackenkoglmesozoikums und seine Strukturmerkmale

1.2.3.1. Die Schuppen an der Basis des Zentralteils W' des Zauchtales

Der tektonisch tiefere Anteil des zentralen Lackenkoglmesozoikums besteht aus einem Stapel übereinander lagernder Schuppen. Die Tafel 4 läßt erkennen, daß es sich bei diesen Schuppen teils um echte derartige Schubkörper mit einseitig entwickelter Schichtenfolge, teils aber auch um Großsättel und -mulden handelt, die aus einem primär angelegten Faltenbau durch Scherflächen herausgetrennt worden sind (s. Tafel 4, Profil 3: SW' unterhalb

des Lackenkoglgipfels, N° des Kötzerlehens; Profil 6: Bereich des Reichentales; Profil 7: N-Teil, N° Störung D).

Die für das Kartenbild (Tafel 1) bestimmenden Großfaltenachsen fallen wie generell im Zentralbereich nach E ein. Dies zeigen auch die auf Tafel 3 eingezeichneten B-Achsen, delta-Achsen und Lineationen (Striungen etc.).

Es muß erläuternd hinzugefügt werden, daß es sich bei den meisten in Tafel 3 eingezeichneten Faltenachsen- und Linationssymbolen, soweit nicht anders vermerkt, um Parameter von i. w. S. N-vergerten oder zumindest primär N-vergerten Formen handelt.

Bei der statistischen Auswertung der ss-Flächenlagen der Schuppenzone E' der Rohrhöfe im Flachautal (s. Tafel 2, D 7) treten dann zwei Richtungen von Deformationsachsen hervor, die beide E' Einfallen besitzen. Der Achse $95^\circ/18^\circ$ E kann eine Schieferung (besser Schieferungsscherklüftung) zugeordnet werden (s. Diagramm D 9, Abb. 29), die Leitstruk-

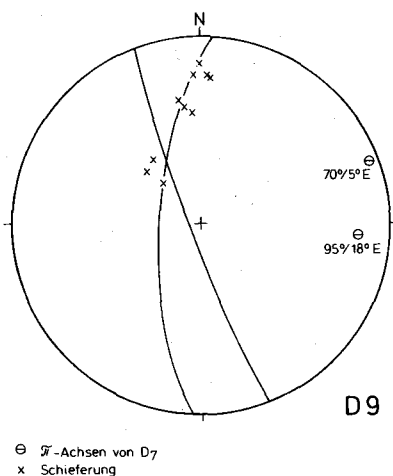


Abb. 29: Erläuterungen s. Text.

turen für den Schuppenbau (s. die bildliche Wiedergabe der Erscheinungsformen dieser Schieferungsklüftung unten) liefert. Lineationen auf den s-Flächen anisicher Pyritschiefer NE' Hinterrohr an der Gemeindestraße zeigen weiter, daß die E-W- bis WNW-ESE-Richtung und damit auch der Schuppenbau älter als die SW-NE-Richtung sind (s. Tafel 3).

Die erstgenannten Streichwerte werden allerdings durch zwei Lineationen repräsentiert, die jedoch in den Diagrammen D 7 und D 9 nicht voneinander getrennt hervortreten. Sie sind beide älter als die SW-NE-Richtung, doch ist die E-W-Lineation wiederum später entstanden als die NW-SE-Achsen. Da sie auf Grund von Strukturformen noch nicht zu trennen sind, müssen sie hier zunächst zusammengefaßt werden, obwohl das Hauptpi von D 7 mehr den E-W-Linearen entspricht.

Gewisse Parallelen lassen sich zur Tektonik in der Schuppenzone am N-Rand des Lackenkoglmesozoikums ziehen. Auch dort ist die jüngere Beanspruchung (bei nur wenig differierenden Winkelwerten) mit der NE-SW-Richtung verbunden (Diagramm D 2, Abb. 40), und die älteren Formen der Phase (1) von Kapitel 1.2.2.1 sind in ihrem Streichen meist der WNW-ESE-Richtung angenähert.

Die zu den ESE-WNW-Achsen der Diagramme D 7 und D 9 gehörigen kleintechnischen Strukturbilder sind auf der Abb. 30 wiedergegeben. Sie spiegeln direkt den Stil des Schuppenbaus wieder.

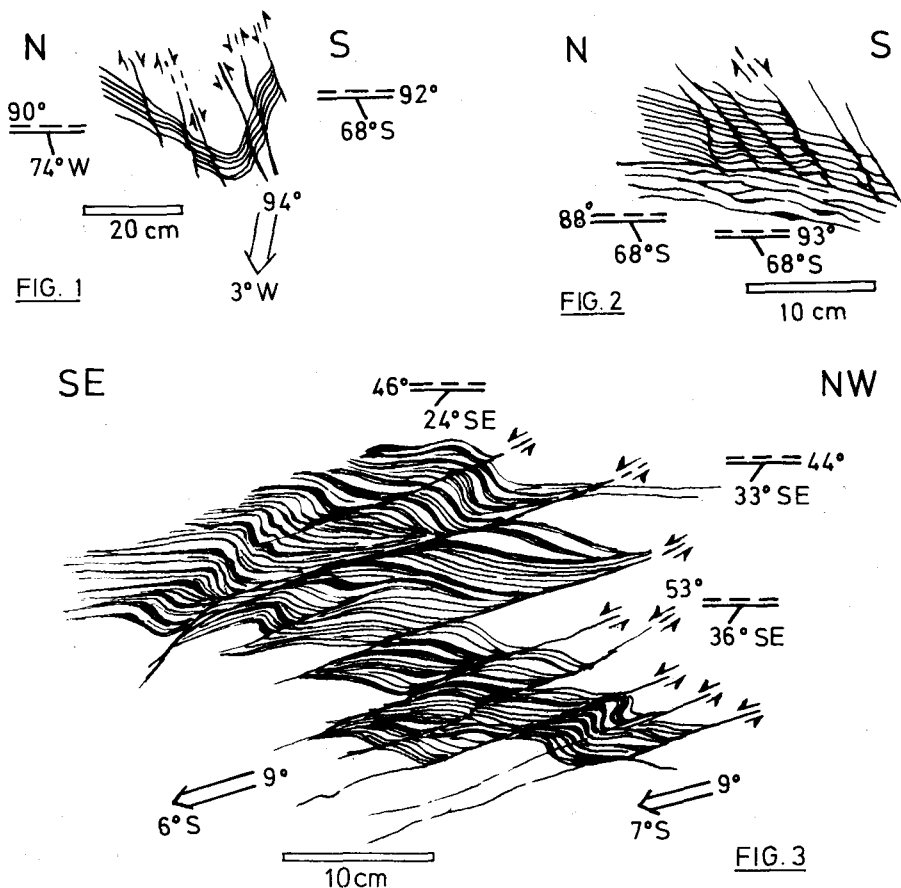


Abb. 30: N-vergente Scherfaltung und N- bis NW-vergente, z. T. unterverschiebende Schieferungsscherklüftung in Aniskalkschiefern. – Fig. 1: Struktur Nr. 2, Fig. 2: Struktur Nr. 3, Fig. 3: Struktur Nr. 4; Lage s. Tafel 3.

Es fällt auf, daß bei diesen Kleinstrukturen (s. z. B. Abb. 30) in starkem Maße unterverschiebende Bewegungen wirksam waren. Häufig treten in Verbindung damit aber auch Scherflächen mit überschiebendem Charakter, z. T. sogar in ein und demselben Faltelement zutage (Abb. 30, Fig. 1) und überwiegen z. T. auch.

Für die zweite, jüngere tektonische Richtung von D 7 (Tafel 2) und D 9 (Abb. 29) ergeben sich dagegen Strukturbilder von Biegefallen des Typs von Abb. 31. Eine abgeschwächte Intensität des kompressiven Stresses ist gegenüber den Falten mit Schieferungsscherklüftung zu erkennen, obwohl auch in Verbindung mit der jüngeren Deformation noch Lineationen (Feinrunzelungen) entstanden sind (s. Tafel 3).

Je weiter man sich nun der Grenze der unter Kapitel 1.2.2. charakterisierten Schuppenzonen am N-Rand des Lackenkogimesozoikums nähert, desto steiler wird das Einfallen einerseits der Schuppenbahnen im Zentralteil (s. Tafel 4, Profile 3 und 4) und andererseits der Schieferungsscherflächen im Kleinbereich sowie äquivalent dazu der Faltenachsebenen. Man gelangt in ein Gebiet, dessen älteste tektonische Elemente eine starke sekundäre tektonische Verstellung erfahren haben.

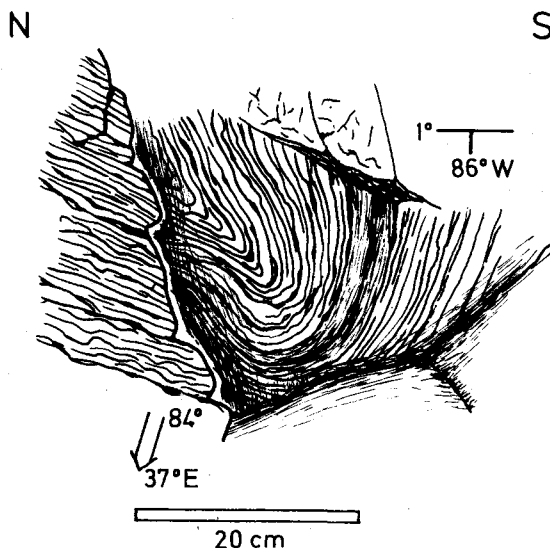


Abb. 31: N-vergente Mulde (Biegefalte) in anisotischen Kalkschiefern. – Struktur Nr. 5; Lage s. Tafel 3.

Noch relativ unbedeutend blieb der Einfluß der Verstellungen auf das Gebiet um das Reichental (s. Tafel 1, Tafel 2, Gültigkeitsbereich von D 10 bis D 13 und Tafel 4, Profil 6). Der Grund hierfür ist in der Kompetenz der Ladindolomite im Kern einer N-vergenten Großmulde zu suchen, die mit fast liegender Achsenebene erhalten blieb.

Der Liegendschenkel der Mulde ist, soweit erschlossen, zum überwiegenden Teil in Rauhwacken umgewandelt.

Der N-vergente Schuppenbau des Zentralteils, wie er am E-Hang des Ennstales vorliegt, verliert damit gleichzeitig im Zauchtal an Bedeutung und wird durch einen zerscherten Großfaltenbau ersetzt.

Die tektonischen Daten im Bereich des Hangendschenkels der Mulde oberhalb der Forststraße sind in den beiden Diagrammen D 10 (tektonisch höherer Teil) und D 11 (tektonisch tieferer Teil zum Kern der Mulde hin) (Abb. 32, Gültigkeitsbereiche der Diagramme s. Tafel 2) zusammengefaßt. Die kleintektonische Form der Struktur Nr. 6 (Abb. 33) gibt den Baustil zu den ENE-WSW-streichenden Achsen wieder.

Die ESE-WNW-streichenden delta-Achsen und Lineationen sind als Äquivalente zu den relativ alten NW-SE-Richtungen zu sehen, wie sie nun schon aus der Schuppenzone des N-Randes (s. Kapitel 1.2.2.1, Phase (1)) und vom E-Hang des Flachautales (bei den Rohrhöfen, s. Diagramme D 7 und D 9) bekannt sind.

Der Baustil der zugehörigen Faltenformen (Abb. 34) ist jedoch nicht mehr direkt den mit Scherflächen verbundenen Strukturen des Schuppenbaus E' der Rohrhöfe vergleichbar (s. Abb. 30) und erinnert mehr an die nach bisherigen Vermutungen als die ältesten Zeugen der tektonischen Beanspruchung gedeuteten Isoklinalfalten von Abb. 26.

Die Ausbildung der NE-SW-streichenden pi-II-Achse von D 10 gehört zur jüngsten kompressiven Beanspruchung in Zusammenhang mit der Schuppenbildung am Lackenkogel-N-Rand, die sich hier allerdings, wie oben erwähnt, nur sehr schwach bemerkbar machte.

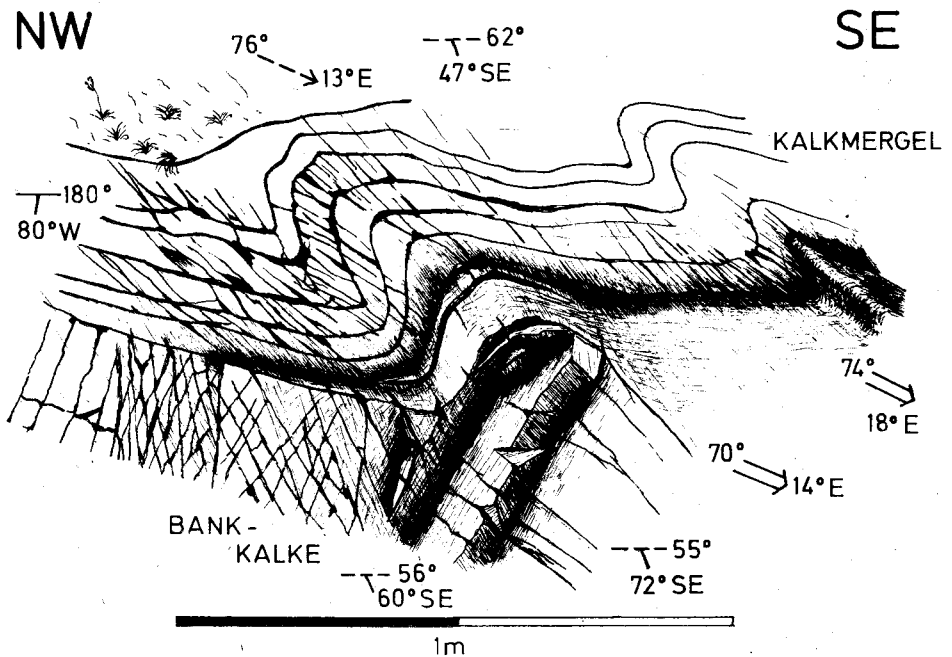
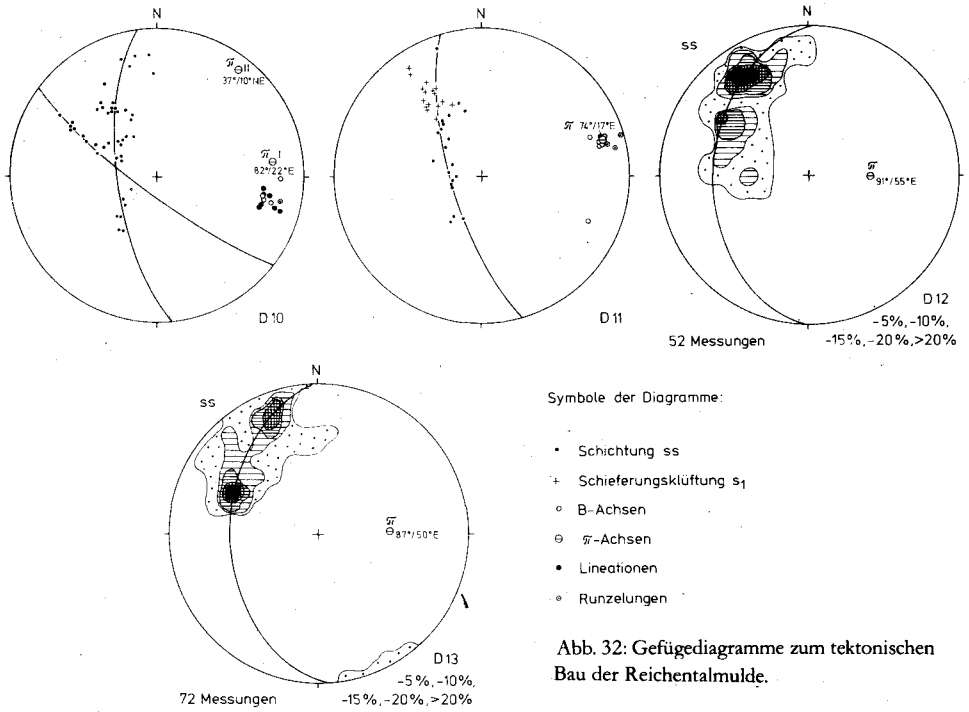


Abb. 33: N-vergente Biegefaltung und Biegscherfaltung in Anismergeln und -bankkalke. – Struktur Nr. 6; Lage s. Tafel 3.

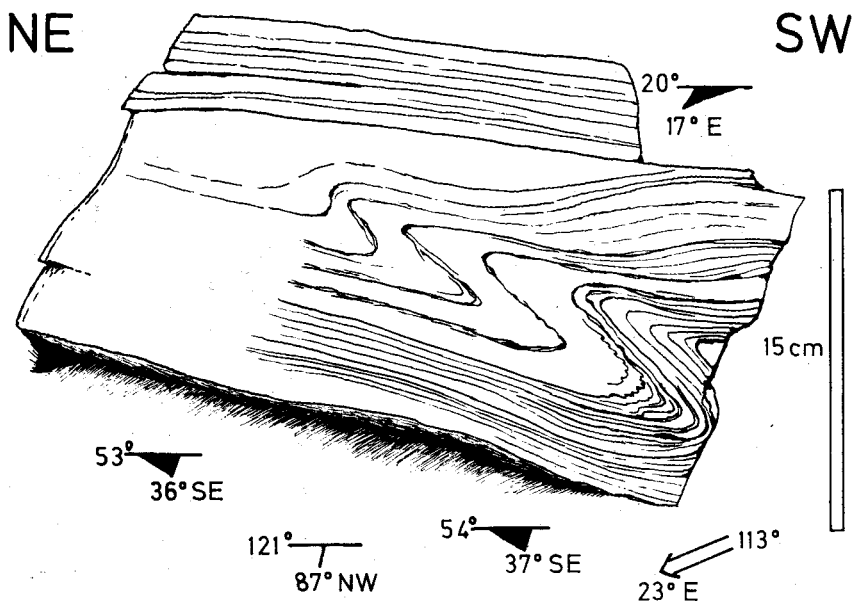


Abb. 34: N-vergente, in Fließfaltung übergehende Biegescherfaltung in Anisbänderkalken. – Struktur Nr. 7; Lage s. Tafel 3.

Zum Kern der Mulde hin, bachabwärts im Reichental und unterhalb der Forststraße gehen dann die ENE-WSW-Achsen von D 10 und D 11 in E-W-Streichen und steiles E-Fallen über (s. pi-Achsen von D 12 und D 13, Abb. 32).

Es läßt sich aber durch die Zurückrotation von zu NNW-SSE-Streichen verstellten Strie-mungen in Anisbänderkalken, die zur ältesten Deformation mit ursprünglich WNW-ESE-Achsen gehören (s. oben und Diagramm D 10), zeigen, daß die pi-Achsen von D 12 und D 13 (Abb. 32) durch Rotation um eine NNE-SSW-streichende, flach liegende Achse nur sekundär steilgestellt wurden. Sie hatten ursprünglich die Lage der ENE-WSW-pi-Achsen von D 10 und D 11. Wahrscheinlich ist dafür eine im unteren Teil des Reichentales etwa parallel zum Streichen der Großmulde verlaufende Störung verantwortlich, an der die S' Scholle nach E verkippt wurde.

Faßt man die im Reichental durch die kleintektonische Analyse festgestellten Beanspruchungen zusammen, so ergibt sich folgendes Bild:

(1) WNW-ESE-streichende Lineationen und Biegescherfalten bis Fließfalten mit hoher Materialbeweglichkeit (älter als die mit Schieferungsscherflächen verbundene Schuppenbildung im Flachautal bei den Rohrhöfen),

(2) WSW-ENE-Achsen, die das beherrschende intertektonische Element der Reichentalmulde darstellen (z. T. allerdings durch Bruchtektonik verstellt sind). Sie sind in Richtung und Strukturform (Biegefalten bis Biegescherfalten) mit der jüngeren, auf die Schuppenbildung folgenden Phase in der zentralen Schuppenzone im Flachautal vergleichbar (s. Abb. 31). Die großtektonischen Konturen und Begrenzungen der Reichentalmulde sind allerdings schon während der Schuppenbildung entstanden;

(3) schwache Überprägung mit einer NE-SW-Richtung, die eine Verbindung zu der Tektonik hat, die die Schuppenzone des N-Randes in der in der Karte erkennbaren Form geprägt hat;

(4) bruchtektonische Verkipfung von Teilen des Faltenbaus.

Während nun im Reichental die oben erwähnten sekundären Verstellungen älterer klein- und großtektonischer Elemente am S-Rand der Schuppenzone des Lackenkogl-N-Randes durch die hierzu gehörige Schuppenbildung kaum spürbar ist, trifft man zunehmend auf diesbezügliche Kennzeichen, wenn man sich von der N-vergente, zentralen Schuppenzone E' der Rohrhöfe im Flachautal ausgehend dem N-Rand des Lackenkoglmesozoikums nähert.

Hinweise auf die Natur der verstellenden Beanspruchung findet man im kleintektonischen Bereich, wenn man, der oberen Eibenbergforststraße folgend, in etwa 1410 m am E-Hang des Ennstales E' Kohlmais die S-Grenze der N' Schuppenzone überschreitet und, bereits im Zentralteil des Lackenkoglmesozoikums, in anistische Kalkschiefer und -phyllite gelangt. Auf einer Strecke von ca. 500 m sind Strukturen erschlossen, wie sie die Abb. 35 und 36 zeigen. Die schiefen, S-vergenten Biege- und Biegescherfalten sind mit einer weitständigen Schubklüftung verbunden.

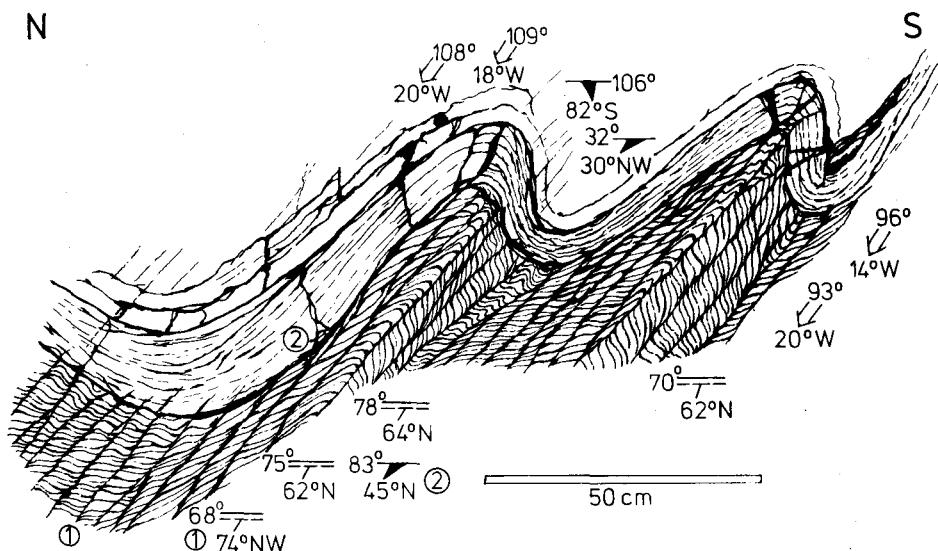


Abb. 35: S-vergente Biegescherfaltung und Schubklüftung – Aniskalkschiefer an der oberen Eibenbergforststraße – Struktur Nr. 9; Lage s. Tafel 3 und Abb. 37.

Die Auswertung der Lage der s-Flächen und achsialen Elemente im N' Teilstück des Straßenanschnitts (Abb. 37, Lage des Profilstücks s. Tafel 2, Profil 1) zeigt am N-Ende des Profils noch gut überblickbare Verhältnisse. In Diagramm D 16 sind die S-vergenten Schubklüftungsflächen und die Schichtflächen auf dem ac-Kreis der Runzelung angeordnet. In Diagramm D 17 und D 18 (Abb. 37) tritt dann eine 2. Lineation neben die Runzelung der S-vergenten Beanspruchung. Diese Lineare erweisen sich als älter als die erstgenannten Runzelungen. Das ergibt sich einerseits aus den Geländebefunden, andererseits aber auch aus

NNW

SSE

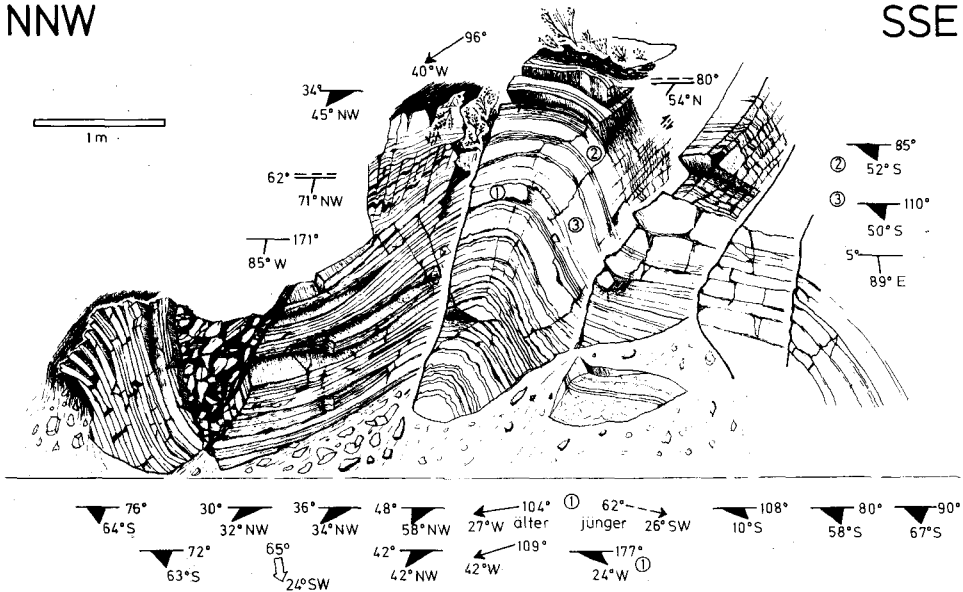


Abb. 36: Biegefaltung und Schubklüftung. – Anisbänderkalk an der oberen Eibenbergforststraße. – Struktur Nr. 11; Lage s. Tafel 3.

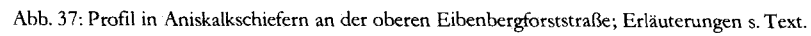
den beiden Diagrammen D 19 und D 20 (Abb. 37). Während die eine Lineation einheitlich mit etwa 20° bis 30° nach NW einfällt, taucht die andere flacher nach WNW und ESE ein. Diese Tatsache ist erklärbar durch die Verfallung einer ursprünglich flach nach SE einfallenden Lineation durch eine mit ihrer b-Richtung sehr spitzwinklig (Differenz ca. 5°) dazu streichende zweite Faltendeformation. Dadurch wurden auch die wechselnden Einfallsrichtungen der älteren Lineation bedingt. Diese zweite, jüngere Faltendeformation ist die zu den S-vergenten Strukturen führende (Lage der Schubklüftung auf den zu den jüngeren Lineationen gehörigen ac-Kreisen!). Die älteren Lineare gehören zu den alten NW-SE-Achsen mit N-Vergenz der Deformationsstrukturen (s. oben).

Ab D 19 verschwindet die ältere Lineation und wird wahrscheinlich von der jüngeren Runzelung infolge gleicher Lage überdeckt. Die steile, z. T. S-fallende Lage der S-vergenten Schubklüftung in D 19 und D 20 (Abb. 37) geht auf einen lokal aufrechten bis schwach schiefen Faltenbau mit Fächer- und Meilerstellung der Schubklüftung zurück.

S' der Wasserrinne nehmen die Schubklüftungsflächen wieder ihre für S-Vergenz zu erwartende Lage ein (s. Diagramm D 23, Abb. 37). Bei den zugehörigen Achsen setzt z. T. ENE-WSE-Streichen ein (D 24–D 27, Abb. 37).

Die S-vergente Schubklüftung darf nach der Lage der Flächen und nach der Morphologie als Leitform des Schuppenbaus der Schuppenzone des N-Randes des Lackenkoglmesozoikums angesehen werden.

Der N-Randbereich wird damit zu einer tektonischen Rückstauzone, die durch sekundäre Anpressung des Quarzphyllits N' des Lackenkoglkompleses gegen das starr reagierende Mesozoikum entstanden ist. Es wurden dabei die jüngsten Kompressionsachsen, mit NE-SW-Richtungen, gebildet (s. Diagramm D 2 und D 3, Abb. 25; D 10, Abb. 32; Abb. 37). In der Schuppenzone war die S-vergente Anpressung am stärksten wirksam. S'



der S-Grenze dieses Bereiches ist sie aber kleintektonisch am klarsten erkennbar (s. Profil Abb. 37).

Diese S-vergente Beanspruchung verursachte nun die bereits mehrfach erwähnten Verstellungen älterer tektonischer Elemente. Insbesondere die Flächen der N-vergenten Schieferungsscherklüftung des Schuppenbaus im Zentralteil der Lackenkoglgzone wurden steilgestellt (s. Abb. 38).

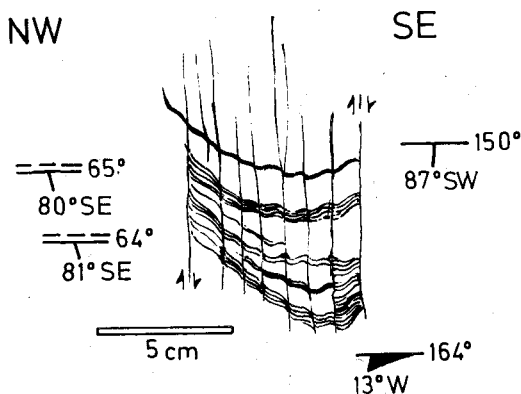


Abb. 38: Steilgestellte, ursprünglich N-vergente Schieferungsscherklüftung. – Aniskalkschiefer am E-Hang des Ennstales, SE' Kohlmais. – Struktur Nr. 16; Lage s. Tafel 3.

Ein Unterschied zwischen der S-vergenten Schubklüftung und der N-vergenten Schieferungsscherklüftung besteht darin, daß die S-vergenten Schubflächen meist nicht so gleichmäßig parallel verlaufen wie die N-vergenten und erstere meist weitständiger entwickelt sind als letztere. Daß tatsächlich zwei verschiedene Deformationen vorliegen, zeigt Abb. 39 mit beiden Scherflächenscharen nebeneinander.

Auch Formen der (nach der bisherigen Auswertung) ältesten Deformationsphase (s. in diesem Kapitel oben, Phase (1)) mit Biegescherfalten und Fließfalten von oft isoklinaler Geometrie wurden von der Rotation durch die S-vergente Beanspruchung erfaßt. Das war bereits für die Struktur Nr. 1 (Abb. 26) in der Schuppenzone des N-Randes selbst vermutet worden. Aber auch bei dem dem Typ nach der Form von Abb. 26 entsprechenden N-vergenten Sattel der Abb. 40 (Struktur Nr. 19, Lage s. Tafel 3) wurde durch die junge Deformation die Achsenebene steilgestellt und die Achse parallel zur NE-SW-streichenden S-Grenze der Schuppenzone des N-Randes eingedreht. Solche steilen Achsenebenen sind ja ganz offensichtlich untypisch für die stark ausgewalzten Falten der Phase (1).

1.2.3.2. Zur S-vergenten Strukturbildung im Lackenkoglmesoozoikum

Als Resümee läßt sich zum Auftreten S-vergenter Strukturbildung im Lackenkoglggebiet folgendes aussagen:

1. Die Schuppenzone des N-Randes ist durch eine relativ starke, zeitlich im Verhältnis zu den N-vergenten Deformationen jüngere N-S-Beanspruchung entstanden.

2. Im Zentralteil des Lackenkoglmesoozoikums ist es a) am N-Rand, an der Grenze zu der unter 1. genannten Schuppenzone zur Ausbildung deutlich S-vergenter kleintektonischer

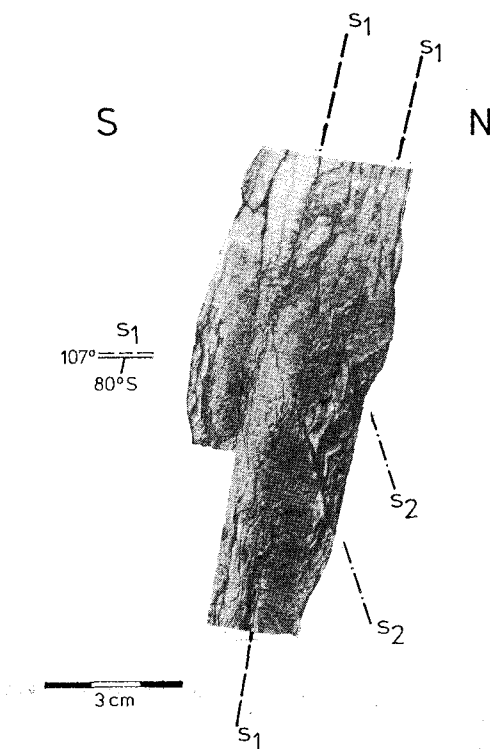


Abb. 39: Handstück von Aniskalkschiefer mit N-vergenter Schieferungsscherklüftung und S-vergenter Schubklüftung. – Struktur Nr. 17, Lage s. Tafel 3, Profil der oberen Eibenbergforststraße.

Formen, b) vor allem am N-Rand, aber auch am W-Rand (s. nächstes Kapitel) zu einer Steilstellung älterer, N-vergenter Großstrukturen (Schuppenbahnen) und Kleinformen gekommen.

Der Stil der S-vergenten Strukturen ist der einer schwach überkippten Scherfaltung mit relativ weitständigen Schubklüften. Die Faltenachsen zeigen ein relativ großräumig wechselndes Streichen von NE-SW- bis ESE-WNW. Auch das Einfallen erfolgt nicht einheitlich nach einer Richtung, doch herrscht W-Einfallen vor (s. Diagramm Abb. 41).

3. Nach S zu nimmt die Intensität der N-S-Beanspruchung ab und zeigt sich nur noch sporadisch in Verstaltungen (z. T. Rotationen) von älteren Bewegungsformen und -bahnen, wobei die Beeinflussung letzterer am S-Rand des Zentralteils durch einen gewissen Aufstau der Spannungen nochmals zunimmt.

Ein kleinteuktonisches Beispiel liefern hier die S-vergenten, dem Typ nach aber zur N-vergenten Phase (1) (s. Kapitel 1.2.3.1) gehörenden Faltenstrukturen Nr. 20 auf Abb. 42, die direkt unterhalb der Basisabscherung des zentralen Hauptdolomitkomplexes anzutreffen sind (s. Tafel 3 und 4). Es handelt sich hier um eine gegenüber der Entstehung der Hauptdolomitbasisabscherung ältere, ursprünglich N-vergente Deformationsform, die unter dem Einfluß S-vergenter Bewegungen rotiert wurde, zusammen mit der Steilstellung der erwähnten Scherbahn.

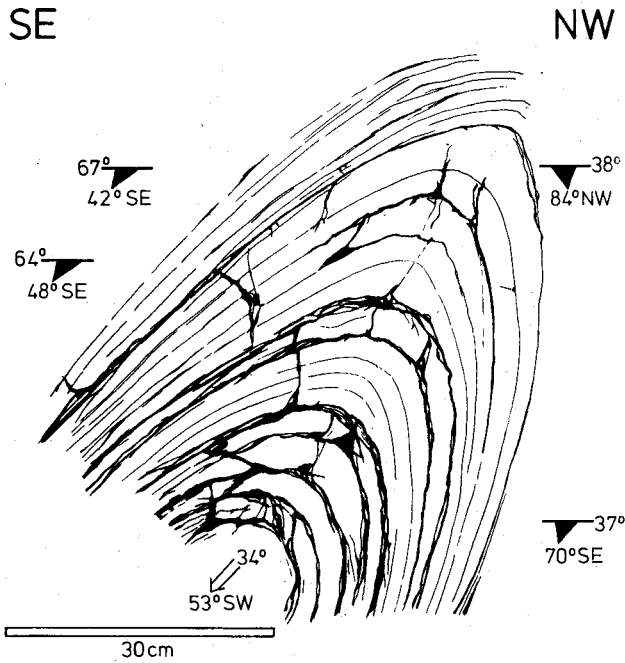


Abb. 40: Struktur eines alten Faltenbaus, durch den Einfluß S-vergenter Beanspruchung steilgestellt. N-Rand der Zentralzone des Lackenkoglmesozoikums, Grenze zur Schuppenzone des N-Randes. – Struktur Nr. 19; Lage s. Tafel 3.

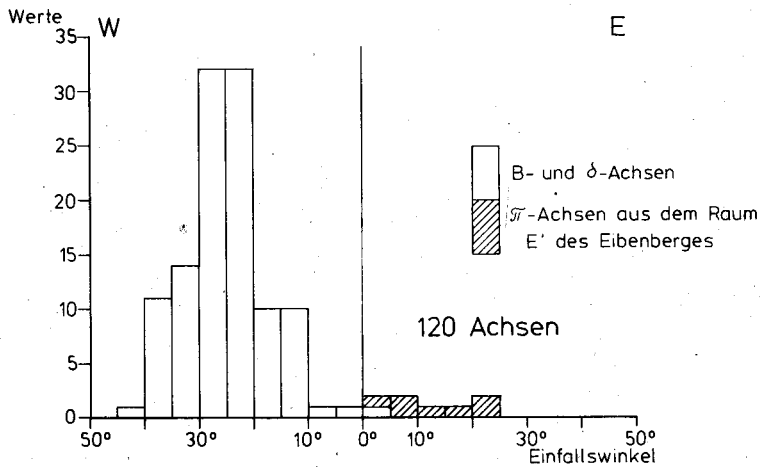


Abb. 41: Einfallswinkel der B-, delta- und pi-Achsen der S-vergerten Deformation am N-Rand des Lackenkoglmesozoikums.

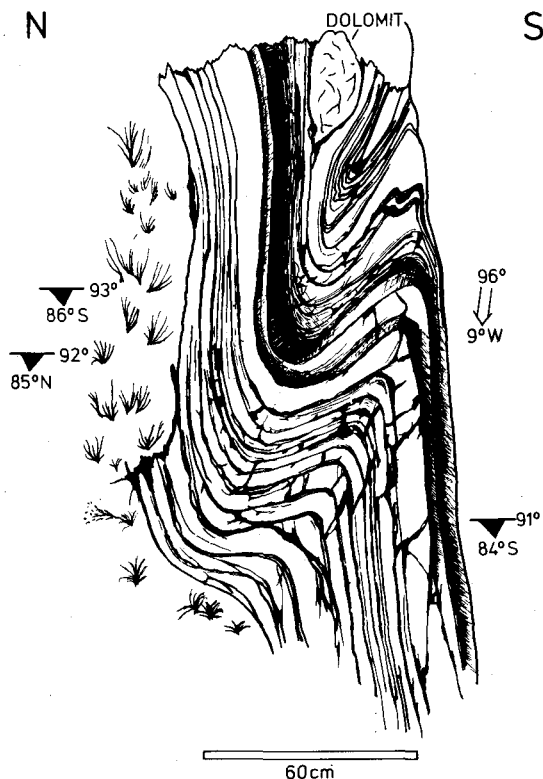


Abb. 42: Ursprünglich N-vergente, durch S-N-Anpressung rotierte und steilgestellte Biegefalte in Anisbänderkalken (mit Dolomitbrekzienkomponenten). – Struktur Nr. 20; Lage s. Tafel 3.

1.2.3.3. Der W-Rand des Lackenkoglmesozoikums

In der W-Fortsetzung der Schuppenzone des Zentralbereiches, im Raum des Rohrbachgrabens W des Flachauer Ennstales tritt praktisch nur noch Faltenbau auf.

Die Anordnung der ss-Flächen im Rohrbachgrabengebiet (Diagramm D 28 auf Tafel 2) läßt die Konstruktion von zwei pi-Achsen zu, die bei gleichem WNW-ESE-Streichen steil nach E und W einfallen. Das Streichen entspricht dem, das bisher von den älteren N-vergenten Beanspruchungen bekannt ist. Die hierfür typischen Lineationen mit diesem Streichen findet man ebenfalls, und diese fallen zusammen mit entsprechenden Kleinfaltenachsen bevorzugt nach E ein (s. Tafel 3).

Diese Kleinfalten werden auch durch den Faltenstil der ältesten Deformation repräsentiert. Das Beispiel der Abb. 43 ist dabei an einer Stelle zu finden, wo das kalkige Mesozoikum nach W spitz zulaufend im Skythquarzit endet (s. Tafel 1), und zeigt, daß das Anis nach W über den Lantschfeldquarzit aushebt.

Wegen der für den Deformationstil der ältesten Faltung untypischen steilen Achsen-ebene der Struktur 21 (Abb. 43) ist auch hier eine sekundäre Steilstellung zu erwarten.

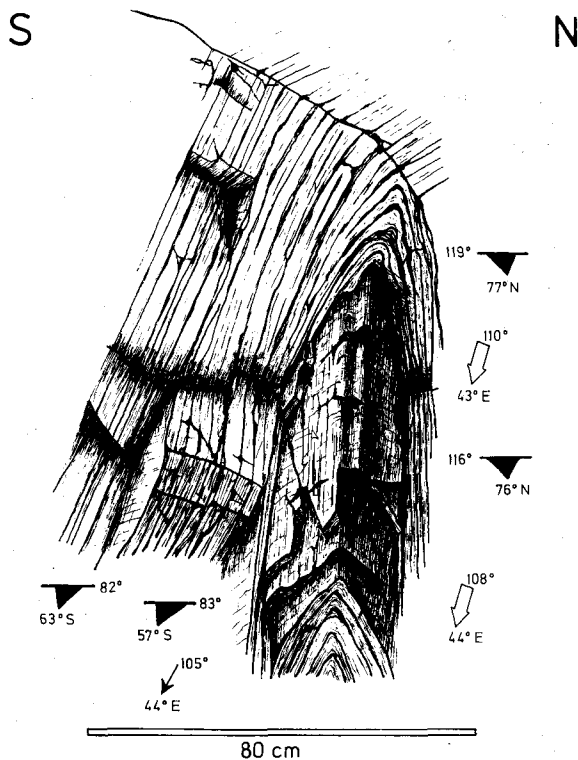


Abb. 43: Nach W aushebende Faltung (mit angenähertem Isoklinalfaltenstil) in Anisbänderkalken am N-Rand des Lackenkogelmesozoikums (Rohrbachgrabengebiet). – Struktur Nr. 21, Lage s. Tafel 3.

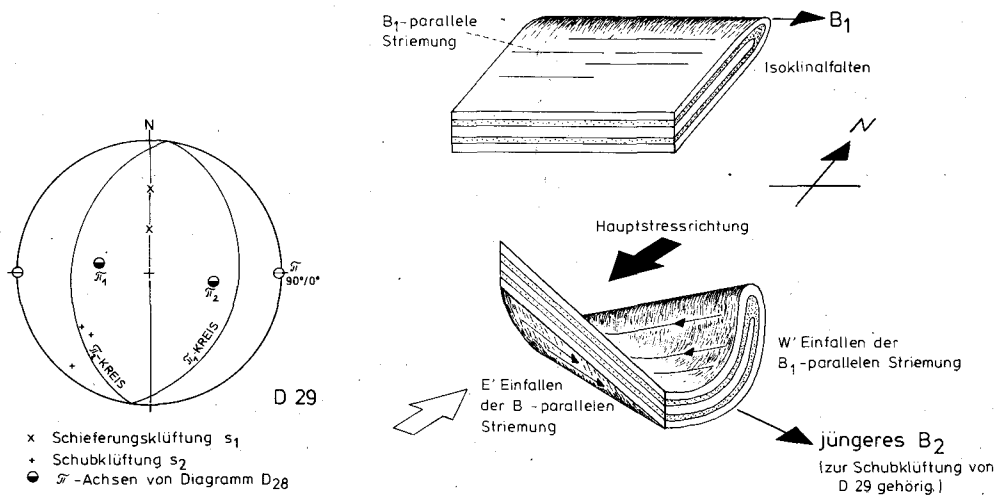


Abb. 44: Zur Deformation der Rohrbachgrabenmulde; Erläuterungen s. Text.

Wie läßt sich diese erklären? Im Lantschfeldquarzit an der S-Seite des Rohrbachgrabens findet man an einer Stelle N-vergente Schieferung. Im Quarzit entsteht Schieferung nur unter relativ hohem Scherstreß, und der ist vor allem bei den frühen Beanspruchungsphasen, sehr wahrscheinlich in Zusammenhang mit der Ausbildung der Faltenotypen von Abb. 43 zu erwarten. Diese Schieferungsflächen weisen sicher ebenfalls steilere Einfallswerte als bei der ursprünglichen Anlage auf, sind aber wohl wegen der Widerstandsfähigkeit des umgebenden Materials weniger stark verdreht als etwa entsprechende Elemente in der Schiefer-Kalk-Dolomit-Serie der Mitteltrias. Für diese Schieferungsflächen des Quarzits (s. Diagramm D 29, Abb. 44) ergibt sich keine Symmetriebeziehung zu den pi-Achsen von D 28. Statt dessen kann man zu der Schieferung eine flach liegende E-W-Achse konstruieren, die in etwa die primäre Lage der Falten von Abb. 43 repräsentieren dürfte.

Man trifft dann weiterhin an einigen Stellen im Rohrbachgrabenmesozoikum auf eine i. w. S. S-vergente (NE-fallende) Schubklüftung, und diese läßt sich gut der Symmetrie der ESE-fallenden pi 2-Achse von Abb. 44 zuordnen. In der Ursache dieser Schubklüftung wird deshalb auch die Ursache für die pi-Achsenprägung im Rohrbachgraben gesehen. Durch eine wahrscheinlich SW-vergente Beanspruchung mit steil NE' einfallender Schubklüftung (als Äquivalent der zugehörigen Achsenebenen) wurde das Rohrbachgrabenmesozoikum zusammengepreßt, die älteren Isoklinalfalten in ihrer vorher flach liegenden Achsenebenen verbogen, vor allem aber steilgestellt. Die ehemals flach liegenden (oder dem regionalen Trend folgend schwach E' einfallenden) älteren Achsen wurden mitverbogen und erhielten z. T. ein E', z. T. ein W' gerichtetes steiles Einfallen aufgeprägt. Das W' Einfallen entspricht der pi-1-Achse in D 28 und D 29. Die E' geneigten alten Achsen fallen mit pi 2 der genannten Diagramme z. T. zusammen, obwohl dieses in erster Linie die junge Faltung B₂ vertritt. Die graphische Darstellung der Abb. 44 gibt den geschilderten Deformationsvorgang nochmals wieder. Die jüngere Beanspruchung (S-vergent) manifestierte sich stellenweise in einer Grobrunzelung, die die ältere Feinlineation überlagert.

So entstand der enge N-vergente Faltenbau des Rohrbachgrabengebietes, wie er in Tafel 4 (Profil 2) und Tafel 3 in Erscheinung tritt.

Die Position der mit steilen N- und S-Kontakten in Lantschfeldquarziten eingebetteten anisichen und ladinischen Kalke und Dolomite muß auf Grund der genannten strukturgeologischen Details im großen und ganzen als die einer nach W aushebenden Mulde gedeutet werden (Tafel 4, Profil 2).

Der N° P 1448 auftretende Anis-Ladin-Komplex ist als Ausläufer der Rohrbachgrabenmulde anzusehen (s. Tafel 4, Profil 1).

Abzuändern ist damit eine nach den Profilen TRAUTHs (1927) im Sinne einer Fensterstruktur des gesamten Lackenkoglbereiches bisher vertretene Vorstellung, die die Lage der Mesozoikumsscholle N° P. 1448 durch Aufpressung aus dem Untergrund, aus einer tieferen Decke herleitet.

Im Lantschfeldquarzit N° des Rohrbachgrabengebietes ist sodann ein überkippter N-vergenter Großsattel anzunehmen, dessen durch Schrägschichtung im Quarzit nachgewiesener überkippter Schenkel von den unterlagernden, stratigraphisch hangenden Anis-Ladin-Schichten abgeschert ist (s. Tafel 2, Tafel 4, Profil 2).

Diese Abscherungsfläche (C in Tafel 4, Profil 2 und 3) setzt sich im E, jenseits des Ennstales in einer N-vergenten Aufschiebung fort. Sie wird außerdem wie auch der überlagernde Quarzitsattel durch die S-Randstörung der Schuppenzone des N-Randes (Störung B in Profil 1 bis 3 auf Tafel 4) abgeschnitten.

Die überwiegend E-fallenden Faltenachsen und Striungen innerhalb des erwähnten Großsattels von Lantschfeldquarzit am W-Hang des Ennstales (s. Tafel 3) entsprechen mit ihren NW-SE-Streichen den Deformationsachsen der ältesten, N-vergenten Beanspruchung, die als einzige intensiv genug war, dem rigiden Quarzit ihre Spuren aufzuprägen.

1.2.3.4. Die Hauptdolomitmasse des Lackenkogls

Im Hauptdolomit des Zentralbereiches der Lackenkogllzone ist eine große, weitspannige Muldenstruktur entwickelt (Tafel 4, Profile 3 bis 6). Im Kern dieser Mulde, in dem in stratigraphisch höchster Position auftretenden Rät kommt die N-vergente Muldenform z. T. direkt überblickbar (Abb. 45) zum Ausdruck.

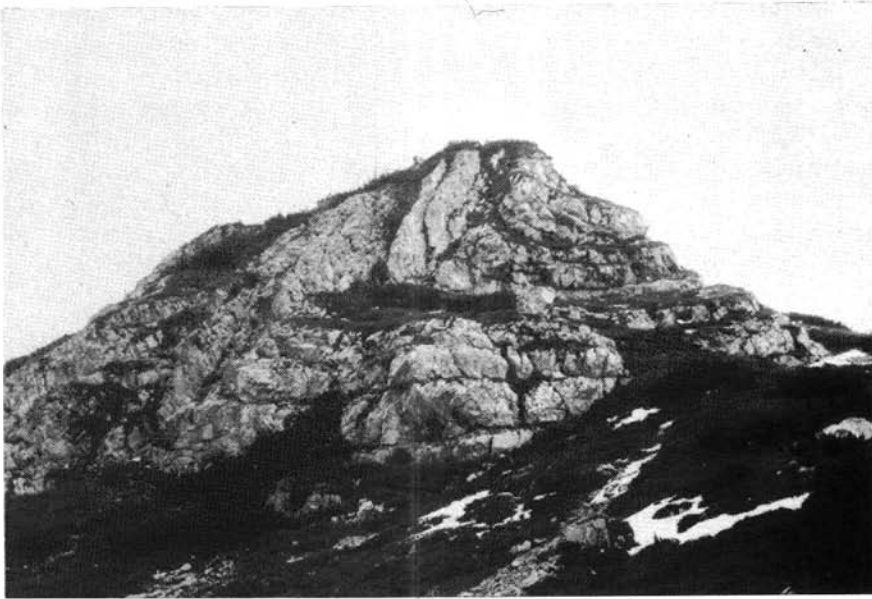


Abb. 45: Blick auf den N-Teil der Rätmulde des Lackenkogelgipfels von E her.

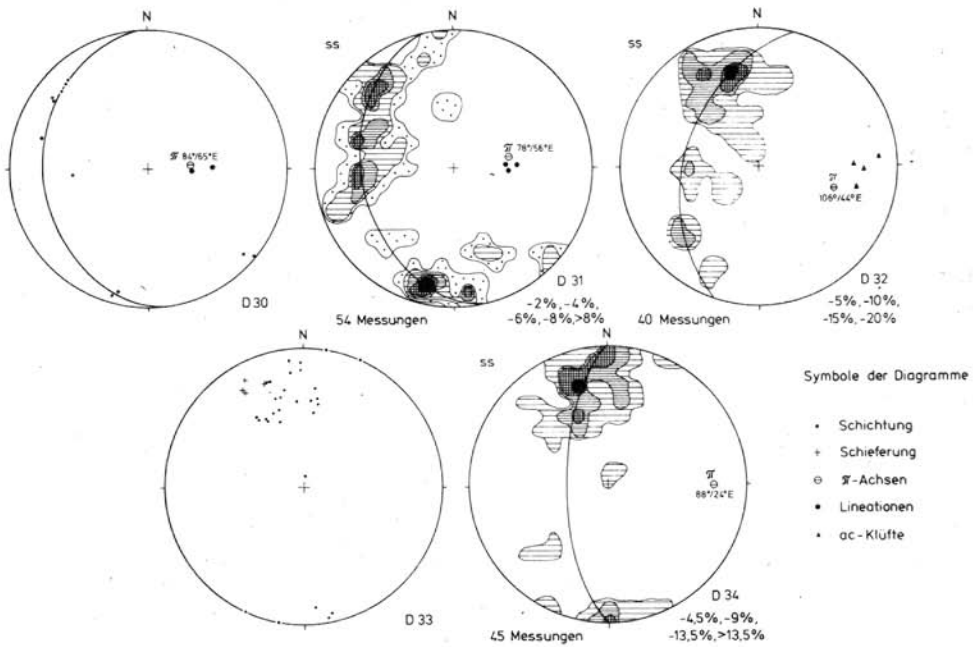


Abb. 46: Diagramme zum tektonischen Bau der Rätmulde des Lackenkogelgipfels.

Streichen und Einfallen der Großfaltenachse der Rätmulde wechseln in ihrem Verlauf etwas. Im Gipfelbereich des Lackenkogls, wo eine Doppelmulde vorliegt, ist sehr steiles Achsenfallen nach E bei E-W-Streichen (um $N\ 80^\circ\ E$) festzustellen. Danach richtet sich auch die starke Striemung (s. Diagramm D 30 und D 31, Abb. 46), wie sie besonders gut in Rätkalken am Gipfelkamm des Lackenkogls, ca. 80m S' des Gipfelkreuzes hervortritt.

Die Striemung ist das Merkmal der bisher bekannten und mehrfach erwähnten ältesten Faltendeformation, das Streichen um 80° gehört zu einer jüngeren Verformung, wie sie etwa im Reichtalgebiet dominiert. In Verbindung mit dem steilen Achseneinfallen liegt so der Schluß nahe, daß auch hier die älteren, ursprünglich meist WNW-ESE-streichenden Falten überprägt und in ihrem Streichen geändert wurden, und zwar durch eine SSE-NNW-Einengung.

Der N' Teil der Doppelmulde des Lackenkoglgipfels löst sich am E-Hang des Berges auf. In der weiter hangabwärts zum Zauchtal hinunter verfolgbaren S' Mulde verflacht sich das Achsenfallen von ca. 40° – 50° (Diagramm D 32, Abb. 46) auf ca. 25° (D 34, Abb. 46), wobei das Streichen um die E-W-Richtung pendelt. Die alte WNW-ESE-Richtung kommt dabei z. T. zum Durchbruch.

Eine an Schieferung erinnernde Klüftung tritt recht sporadisch im E' Teil der Mulde auf. Sie läßt sich wie Diagramm D 33 (Abb. 46) zeigt, den pi-Achsen von D 30 und D 31 zuordnen. Sie gehört damit zu der durch die WSW-ENE-Richtung gekennzeichneten jüngeren Deformation (N-vergent).

1.2.3.5. Die tektonischen Grundzüge der zentralen Lackenkoglzone W' des Zauchtales

Die Großstrukturen im Zentralbereich der Lackenkoglzone W' des Zauchtales erweisen sich auf Grund von kleintektonischen Daten und Strukturen als N-vergent.

S-Vergenz wird nur in einem eng begrenzten Abschnitt in einer Schuppenzone am N-Rand des Lackenkoglgipfels sowie in deren unmittelbarer Umgebung dominierend.

Die Faltenachsen im Internbau der Großstrukturen fallen bei einem Streichen um die E-W-Richtung überwiegend nach E ein.

Die direkt meßbaren und konstruierbaren Deformationsachsen lassen in Kombination mit den kleintektonischen Formen folgende Abfolge verschiedener Verformungsphasen erkennen (von älteren zu jüngeren Akten):

(1) Ausbildung von NW-SE-Achsen und Striemungen zusammen mit N-vergenten Biege- und Biegescherfalten von Isoklinalfaltengeometrie.

(2) N-vergente Einengung, verbunden mit NW-SE- bis E-W-Achsen, Runzelungen und z. T. untervorschiebender Schieferungsscherklüftung. Im Großbau führte diese Verformung zur Bildung von Schuppen (E' der Rohrhöfe).

(3) SW-NE- bis WSW-ENE-Achsenrichtungen (Streichen häufig um 80°) repräsentieren den jüngsten N-vergenten Akt, der mit Biegefalten, z. T. aber auch mit Lineationen oder Schieferung verbunden ist.

(4) S-vergente Beanspruchung mit Achsenstreichen von NE-SW bis ESE-WNW und wechselndem Achsenfallen, in manchen Bereichen allerdings bevorzugt nach W. Der Deformationsstil ist durch schiefe, selten überkippte Scherfalten mit weitständiger Schubklüftung charakterisiert.

Insgesamt muß auf Grund der Kleintektonik und der Kartierung ein Ausheben der kalkig-dolomitischen Trias und des unterlagernden Lantschfeldquarzit nach W über den Quarzphyllit angenommen werden.

1.2.3.6. Der Abschnitt des Zentralbereiches E' des Zauchtales

Der E' des Zauchtales erschlossene Abschnitt des Zentralteils besitzt eine Basis, deren Großbau an die Verhältnisse im Reichtentalgebiet anknüpft. Der Lantschfeldquarzitkern des Sattels S' des Reichtentals läßt sich am E-Hang des Zauchtales wiederfinden (s. Tafel 4, Profile 6 und 7), obwohl er dort durch eine NE-SW-streichende Störung mit teilweise blattverschiedenem Charakter in einen N-Teil, der wurzellos auf Anis liegt, und einen S-Teil zerlegt wird. Der anisische N-Schenkel des Sattels (E' des Zauchtales), der Übergang zur E' Fortsetzung der Reichtentalmulde, wird zusätzlich durch eine streichende, steile S-vergente Schuppenbahn (s. Tafel 4, Profil 7) verdoppelt.

Die s-Flächenpole aus dem N-Teil Lackenkoglzentralbereiches E' des Zauchtales sind, wie aus Diagramm D 35 (Tafel 2) abzulesen ist, entlang eines pi-Kreises angeordnet, dessen Achse nach ESE einfällt. Damit wird erkennbar, daß der regional bestimmende Faltenbau des Mesozoikums E' des Zauchtales spitzwinklig auf den Kontakt zum Quarzphyllit trifft.

Die ESE-WNW- bis SE-NW-Richtung ist von der Beanspruchung der Schuppenzone E' der Rohrhöfe und von der älteren, mit Lineationen und Isoklinalfaltung verbundenen Deformation am W-Rand und im Zentralbereich des Lackenkoglmeseozoikums bereits gut bekannt.

Betrachtet man die zugehörigen Kleinformen anhand des Beispiels von Struktur 24 (Abb. 47), so darf man dabei Parallelen zu diesen N-vergenten Verformungen ziehen. Ein

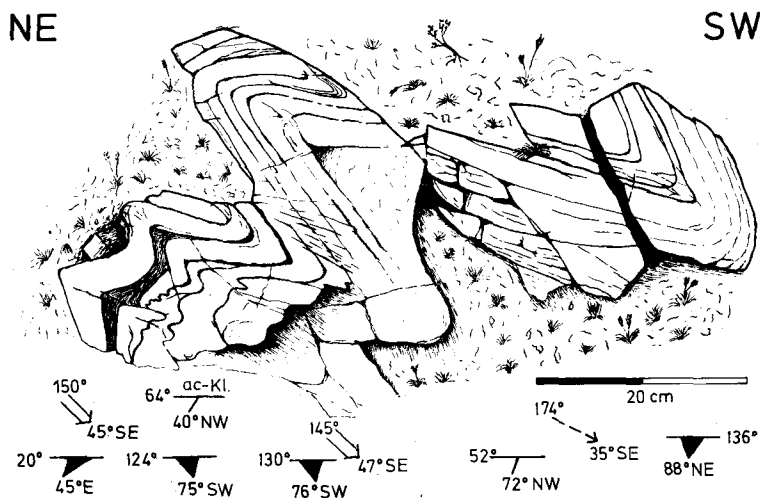


Abb. 47: NE-vergente Biegefaltung bis Biegescherfaltung mit teilweise erkennbarer Schieferung in Aniskalkschiefern. – Struktur Nr. 24; Lage s. Tafel 3.

echter Isoklinalfaltencharakter ist allerdings nicht gegeben, so daß ein Vergleich mit der Schuppungsbeanspruchung von Phase (2) in Kapitel 1.2.3.5 möglich ist, wofür auch die sporadisch erkennbare Schieferung spricht. Andererseits ist die pi-Richtung von Diagramm D 35 (Tafel 2) mit etwa parallel dazu streichenden Lineationen verbunden, wie sie wiederum für die ältere Phase (1) (s. Kapitel 1.2.3.5) typisch sind. Beide Deformationen lassen sich hier nicht klar trennen, doch ist offensichtlich, daß E' des Zauchtales im Zentralbereich des Lackenkoglmesozoikums diese älteren Beanspruchungen mit N-Vergenz bestimmend sind.

Die um 80° streichende jüngere Richtung, die in Kapitel 1.2.3.5 unter der Phase (3) zusammengefaßt ist, ist jedoch ebenfalls vertreten. Anzeichen hierfür liefert die Struktur 25 (Abb. 48).

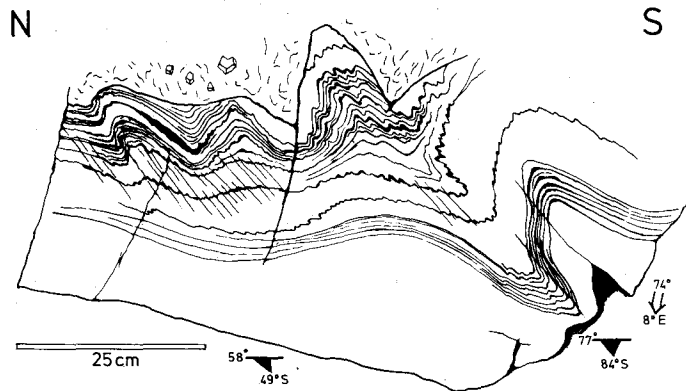


Abb. 48: Junge, N-vergente Biegscherfaltung in Aniskalkschiefers. – Struktur Nr. 25; Lage s. Tafel 3 (E' des Zauchtales).

Insgesamt betrachtet (s. auch Tafel 3) herrscht bei den N-vergenten Strukturen E' bis SE' Achsenfallen vor.

Als Hinweis auf eine im Großbau nicht ausgeprägte, gegenüber den oben erwähnten Deformationen noch jüngere Strukturbildung ist in den Kalkschiefers, in denen die Struktur 24 (Abb. 47) ausgebildet ist, fast senkrecht zu den Achsen dieser tektonischen Hauptformen eine meist unterverschiebende Schubklüftung entwickelt, die auf eine NW-SE-gerichtete Einengung zurückgehen. Sie ist der Ausdruck eines in etwas andere Richtung als W' des Zauchtales gelenkten, jungen, S-(hier besser SE-)vergenten Deformationsaktes, der ebenfalls wieder mit der Entstehung der Schuppenzone des N-Randes in Verbindung zu bringen ist.

Das E' Achsenfallen im Raum E' des Zauchtales, also am E-Rand der Lackenkogllzone, impliziert nun ein Abtauchen des Mesozoikums nach E unter den Quarzphyllit.

Diese Komplikation läßt sich durch eine Analyse des zum Rohrbachgrabengebiet äquivalenten Bereiches E' der Eisenhofalm auflösen (s. auch Tafel 1). Das Lackenkoglmesozoikum wird dort in der N-S-Erstreckung sehr schmal, überschreitet nach E den Kamm zum Taurachtal und keilt ca. 200 m hangabwärts aus. Die Lagerungsverhältnisse der Schichten

im Bereich E' der Eisenhofalm lassen nun die Konstruktion von pi-Achsen zu, die klar nach W einfallen, wie aus Diagramm D 36 (Tafel 2) ersichtlich ist. Das W' Achsenfallen spiegelt sich aber auch in direkt meßbaren Achsen z. B. im Quarzphyllit wider (s. Tafel 3, SE' der Eisenhofalm), womit ein deutlicher Hinweis für ein Ausheben des Mesozoikums nach E erbracht ist. Man findet außerdem am S-Rand der karbonatischen Trias in permoskythischen Quarzitschiefern eine intensive W-fallende Striemung, wie sie in ihrer Erscheinungsform überall für den ältesten Beanspruchungsakt (der in seinen Auswirkungen ja E' des Zauchtales sehr bedeutend ist) charakteristisch ist.

Das Ausheben des Mesozoikums nach E erfolgt relativ zur Ausdehnung des gesamten Lackenkoglkomplices in der E-W-Richtung auf eine kurze Strecke, und zwar vor allem in einem schmalen Bereich E' der Eisenhofalm, wo die Faltenachsen und Lineationen von W und NW wie zu einem Bündel zusammenlaufen (s. Tafel 2).

Die rasche Verschmälerung der Lackenkoglgzone nach SE ist allerdings nicht ganz allein auf den Faltenbau zurückzuführen, sondern wird durch eine junge, spitzwinklig zum Streichen der Hauptfaltenachsen in NW-SE' Richtung verlaufende Störung am W-Hang des Kehlbrand-Labeneck-Zuges mit beeinflußt. An ihr ist der Quarzphyllit gegenüber dem Mesozoikum beträchtlich herausgehoben und in Verbindung damit sowie durch nachfolgende Erosion wahrscheinlich auch ein Teil der Zone E' Achsenaushebens beseitigt worden.

Durch die eben genannte Störung und durch die Störung im Zauchtal wurde die dazwischen liegende Scholle nach E gekippt. Das E' des Zauchtales noch so weit verbreitete Achsenfallen nach SE und E ist dadurch teilweise mitbedingt.

1.2.4. Die S-Randzone und ihre Internstruktur

Die S-Randzone des Lackenkoglmesoikums ist durch steile, saigere und zu einem großen Teil sogar nach N überkippte Lagerung der Unter- und Mitteltrias gekennzeichnet.

Die in Tafel 3 eingetragenen Faltenachsen und Striemungen – ausschließlich Zeugen N-vergenter Beanspruchung – zeigen W' des Ennstales ein Streichen um die E-W-Richtung bei einem sehr starken Anteil NW-SE-streichender Deformationsachsen. Das Einfallen erfolgt dort bevorzugt nach E.

Zwischen Enns- und Zauchtal erkennt man dann eine deutlich vorherrschende NW-SE-Richtung im Streichen der Achsen und Striemungen, die z. T. spitzwinklig zum tektonischen Kontakt gegen die Hauptdolomitmulde des Zentralteils steht.

Daraus kann bereits abgeleitet werden, daß die Entstehung der tektonischen Trennfläche Zentralteil – S-Randzone anderes, vermutlich jüngeres Alter als die in den typischen NW-SE-Striemungen zum Ausdruck kommende alte Deformation (s. Kapitel 1.2.3.5 Phase (1)) hat.

E' des Zauchtales bleibt die NW-SE-Achsenrichtung mit E' Einfallen in Einzelstrukturen noch erhalten. Der in der geologischen Karte erkennbare Bau besitzt nun aber E-W' bis ENE-WSW' Streichen (s. Tafel 2, Diagramm D 37). Diese Achsen des Großbaus laufen dann am E-Ende der Lackenkoglgzone (E' der Eisenhofalm) mit den achsial W-fallenden NW-SE-Strukturen des Zentralteils zusammen (s. Diagramm D 36, Tafel 3 sowie Kapitel 1.2.3.6).

Die in Tafel 3 eingezeichneten Linien des Großfaltenbaus geben in etwa den Ausstrich der Achsenebenen der Großsattel und -mulden wieder. Der Verlauf ist damit naturgemäß durch den Hanganschnitt mitbestimmt. Diese Linien sind also keine Streichkurven der Faltenachsen. Das Streichen geben in erster Linie die aus den s-Flächenlagen konstruierbaren pi-Achsen an (z. B. D 37 auf Tafel 2).

Die S-Randzone geht, wie die Profile 1 bis 7 auf Tafel 4 veranschaulichen, zur Tiefe hin in die Basis des Zentralteils der Lackenkoglgzone über.

Als Deformationsrichtungen im Übergangsbereich Zentralteil – S-Randzone, aufgeschlossen am SW-Rand des Hauptdolomitmassivs des Lackenkogls, lassen sich zwei pi-Achsen konstruieren (D 38, Tafel 2), nämlich eine dominierende mit WNW-ESE-Streichen und eine untergeordnete mit E-W-Streichen. Letztere war im Raum E' der Rohrhöfe als den Schuppenstrukturen im Zentralteil des Lackenkoglmesozoikums zugehörig erkannt worden. Die andere pi-Richtung kennzeichnet dagegen den Internbau der Lackenkogl-S-Randzone zwischen Enns- und Zauchtal. Eine starke Zerlegung der Schichtenfolge ähnlich wie bei einem Schuppenbau ist auch in letztgenanntem Abschnitt zu erkennen (s. Profil 3 bis 6, Tafel 4), doch gegenüber dem Schuppenbau E' der Rohrhöfe zeigen sich auf Grund der steilen Lagerungswerte zunächst Unterschiede.

Nun treten in der S-Randzone S' des Lackenkogls auch die in den übrigen Bereichen des Lackenkoglmesozoikums als Relikte der ältesten Deformation eingestuft Striemen mit bevorzugtem NW-SE-Streichen auf. Man kann somit in der S-Randzone den NW-SE-streichenden b-Koordinaten der Deformationsstrukturen zwei N-vergente Beanspruchungsphasen zuordnen, eine alte und eine jüngere, die für den steilen Bau des ganzen S-Randstreifens verantwortlich ist.

Die zugehörigen kleintektonischen Formen sind Strukturen von zumindest angenähertem Isoklinalfaltenstil und sekundär versteilten Achsenebenen (s. Abb. 49) für die ältere Deformation und Biegefalten mit flachen Achsenebenen (Abb. 50) als Anzeichen der jungen Tangentialeinengung, die die genannte Steilstellung bewirkt hat.

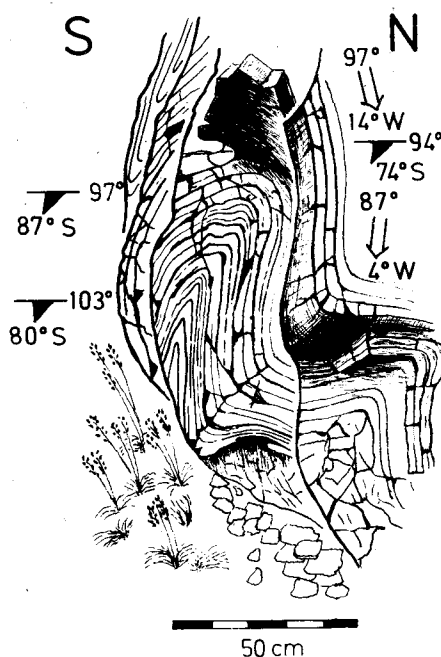


Abb. 49: N-vergente Biegefalten (in Isoklinalfalten übergehend) mit steilen Achsenebenen. – Anisbänderkalke. – Struktur Nr. 27; Lage s. Tafel 3.

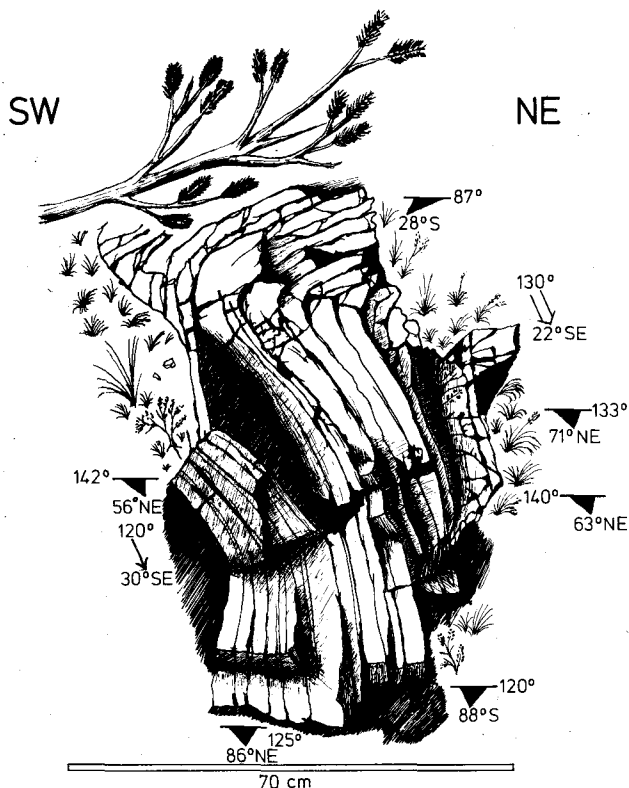


Abb. 50: N-vergente Biegefalte mit liegender Achsenebene und nur wenig verdicktem Scharnier. – Struktur Nr. 29; Lage s. Tafel 3 (S' Lackenkoglgipfel).

Für die Strukturbildung, die die S-Randzone schuf, ist trotz lokaler Unregelmäßigkeiten die generelle SSW-NNE-Richtung der Hauptstreßkomponente unverkennbar. Eine solche (gegenüber der Phase (1) jüngere) Einengung ist nach bisheriger Kenntnis nur noch im Rahmen des Deformationsaktes (2) nach Kapitel 1.2.3.5 zu erwarten. Die steile Lage der s-Flächen ist dabei kein Gegenargument.

Wie noch gezeigt werden wird (s. Verhältnisse am S-Rand der Quarzphyllitdecke, Steinfeldspitz- und Leckriedelgebiet, Kapitel 2.2.4 und 2.4 des tektonischen Teils) können zusammen mit den Schuppenstrukturen im Rahmen des Verformungsaktes (2) gleichzeitig Aufbiegungen mit mittelsteil nach S einfallenden Achsenebenen entstehen. Solche Großformen treten materialbedingt dann auf, wenn kompetente Serien, wie etwa mächtige, gebankte Dolomite, in den Faltungsvorgang einbezogen werden. Im Fall des S-Randes der Lackenkoglgzone sind diese Serien Dolomite und Quarzite. Der Hauptdolomit des Zentralteils wurde in die von S aufgeschobene Basisfolge des Lackenkoglmesozoikums eingepreßt, der Baustil in der S-Randzone durch diese kompakten Dolomite mitbestimmt.

Die Schuppenbildung im Zentralteil des Lackenkoglmesozoikums und die Aufschiebung der S-Randzone gehen möglicherweise auf zeitlich etwas verschiedene Teilstadien innerhalb einer Verformungsphase zurück, hängen aber mechanisch mit einem kontinuierlich wirkenden Beanspruchungsplan zusammen.

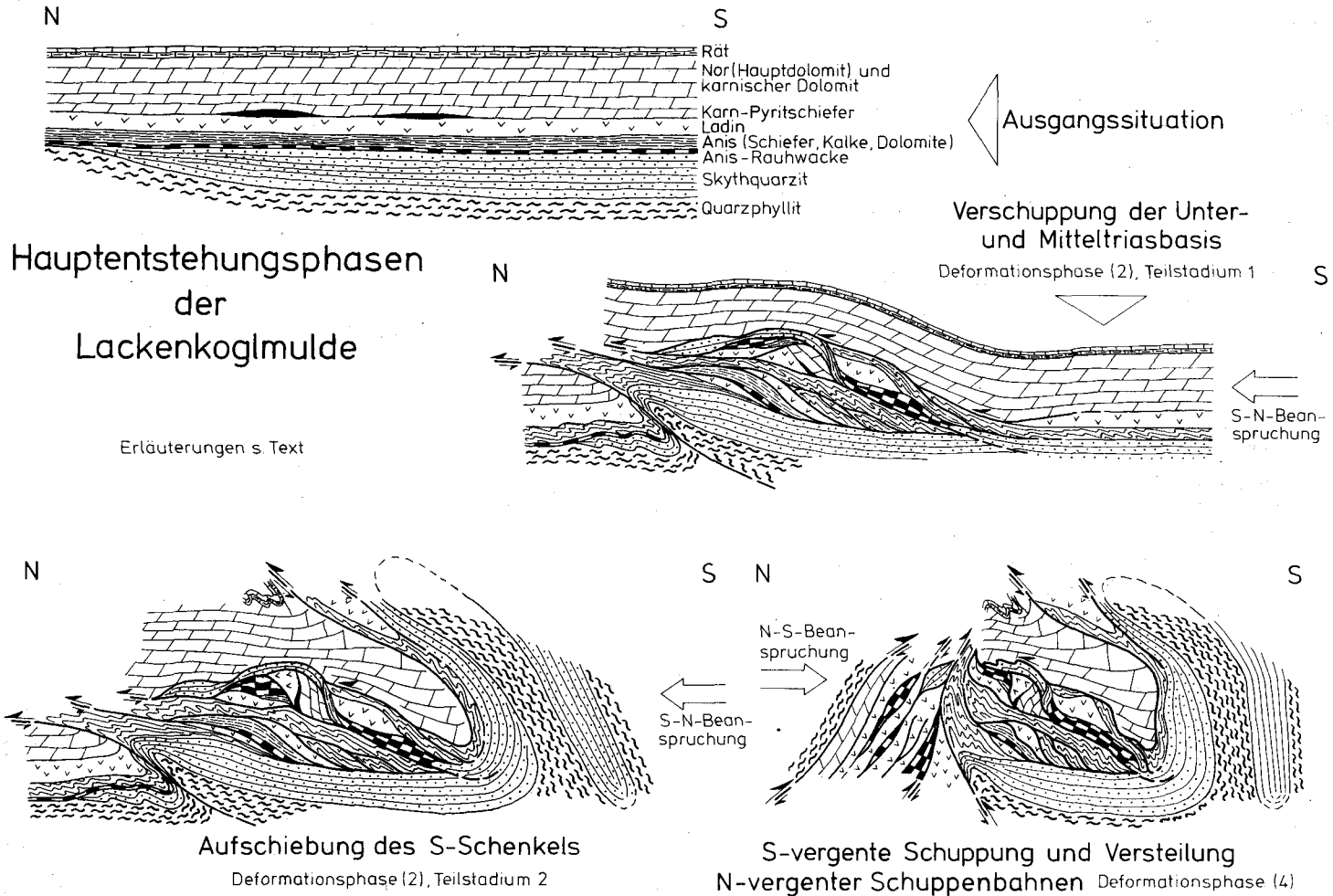


Abb. 51.

1.2.5. Die Deutung des Gesamtbaus und die Kinematik der Beanspruchungen in der Lackenkogllzone

Das Lackenkoglmesoikum war früher (TRAUTH 1925, 1927, s. auch ROSSNER 1974) als Fenster gedeutet worden. Auf Grund des durch die Neuaufnahme gewonnenen Materials wurde eine andere Interpretation des Gesamtbaus als eine großtektonische Mulde, die auf dem Quarzphyllit liegt, notwendig.

Die Argumente hierfür beziehen sich

- (1) auf die im Prinzip aufrechte Schichtenfolge im Mesozoikum der Lackenkogllzone,
- (2) auf die kleintektonischen und spezialtektonischen Details: das Ausheben der mesozoischen Schichten mit den ihnen aufgeprägten Faltenachsen und Lineationen am W-Ende sowie am E-Ende des Lackenkogllkomplexes über den umgebenden Quarzphyllit (s. auch Profil 9, Tafel 4).

Einzelheiten sind der Arbeit ROSSNER 1976 a (S. 295) zu entnehmen.

An der N- und S-Grenze der Lackenkogllmulde tauchen die mesozoischen Schichten mit meist steilem Einfallen unter den Quarzphyllit ab, wodurch die Großstruktur der äußeren Kontur nach eine Beutelform erhält. In der Internstruktur zeigt sich aber, daß dieser scheinbar vergenglose Bau nicht der Realität entspricht. Es liegt vielmehr im Prinzip eine N-vergente Großmulde vor, die sekundär besonders im N-Teil S-vergent überprägt ist. Der Internbau wurde nicht in einem Akt geschaffen, sondern ist das Ergebnis mehrerer Deformationsphasen.

Auf Tafel 3 ist in einer Reihe von Diagrammen graphisch dargestellt, wo diese einzelnen Beanspruchungsphasen nachzuweisen sind und welches Streichen die zugehörigen B-Achsen (und deren Äquivalente) besitzen.

Entsprechend der in der Natur erkennbaren Überlagerung der älteren Beanspruchungselemente durch die jüngeren wurde im Innern der konzentrischen Kreise die Achsenrichtungen der ältesten, außen der jüngsten Deformationsakte aufgetragen. Dort wo sich eine sekundäre Verstellung der Achsen einwandfrei rückgängig machen ließ (wie im Reichtental), wurden die zurückrotierten Werte bei der Konstruktion des entsprechenden Achsenrichtungsdiagramms berücksichtigt.

Die Kennzeichen der Deformation (1) sind dem Kapitel 1.2.3.5 zu entnehmen.

Während die Phase (1) überwiegend durch Deformationen ohne große Horizontalbewegung charakterisiert ist, zeigt die jüngere Phase (2) in ihren kleintektonischen Formen (besonders der Schieferungsscherklüftung in Kalk- und Tonschiefern) einen deutlichen Tangentialtransport an, der sich im Bau des Lackenkoglmesoikums insbesondere in einer Verschuppung der unter- und mitteltriadischen Basis äußert (s. Abb. 51, Teilstadium 1 zur Deformation (2)). Die rigide Platte des Hauptdolomits zerbricht im Verlaufe dieser Beanspruchung an einer Schwächezone diskordant zur Schichtung, und der S' Teil, vor allem aber die insgesamt inkompetent reagierende Unterlage wird auf den N-Teil der Dolomitmasse N-vergent aufgepreßt (s. Abb. 51, 2. Teilstadium der Deformation (2)). Die S' Dolomitplatte ist nicht mehr erhalten, jedoch ihre aufgepreßte Basis in der S-Randzone der Lackenkogllmulde. Die neu entstandenen Strukturen und Großfalten der S-Randzone (s. Tafel 3 und Profile Tafel 4) sind in ihrem Streichen im wesentlichen von der SSW-NNE-gerichteten Hauptkomponente der Einengung der Deformation (2) bestimmt.

Großstrukturen, die auf diese beiden Einengungsakte zurückgehen, findet man außer in der erwähnten S-Randzone in den N-vergenten Falten- und Faltenrelikten des Rohrbachgrabens, den Schuppen am E-Hang des Flachauer Ennstales, in den zerscherten Faltelementen des Reichtales (Internstruktur aber zu einem wesentlichen Teil jünger!) und den E' Fortsetzungen davon jenseits des Zauchtales. Aber auch die Rätmulde des Lackenkoglgipfels erhielt ihre erste Anlage durch die oben genannten Deformationsphasen.

Während der Phase (3) (s. Kapitel 1.2.3.5.) entstehen Faltenachsenrichtungen vor allem um N 80° E (s. Tafel 3, Diagramme).

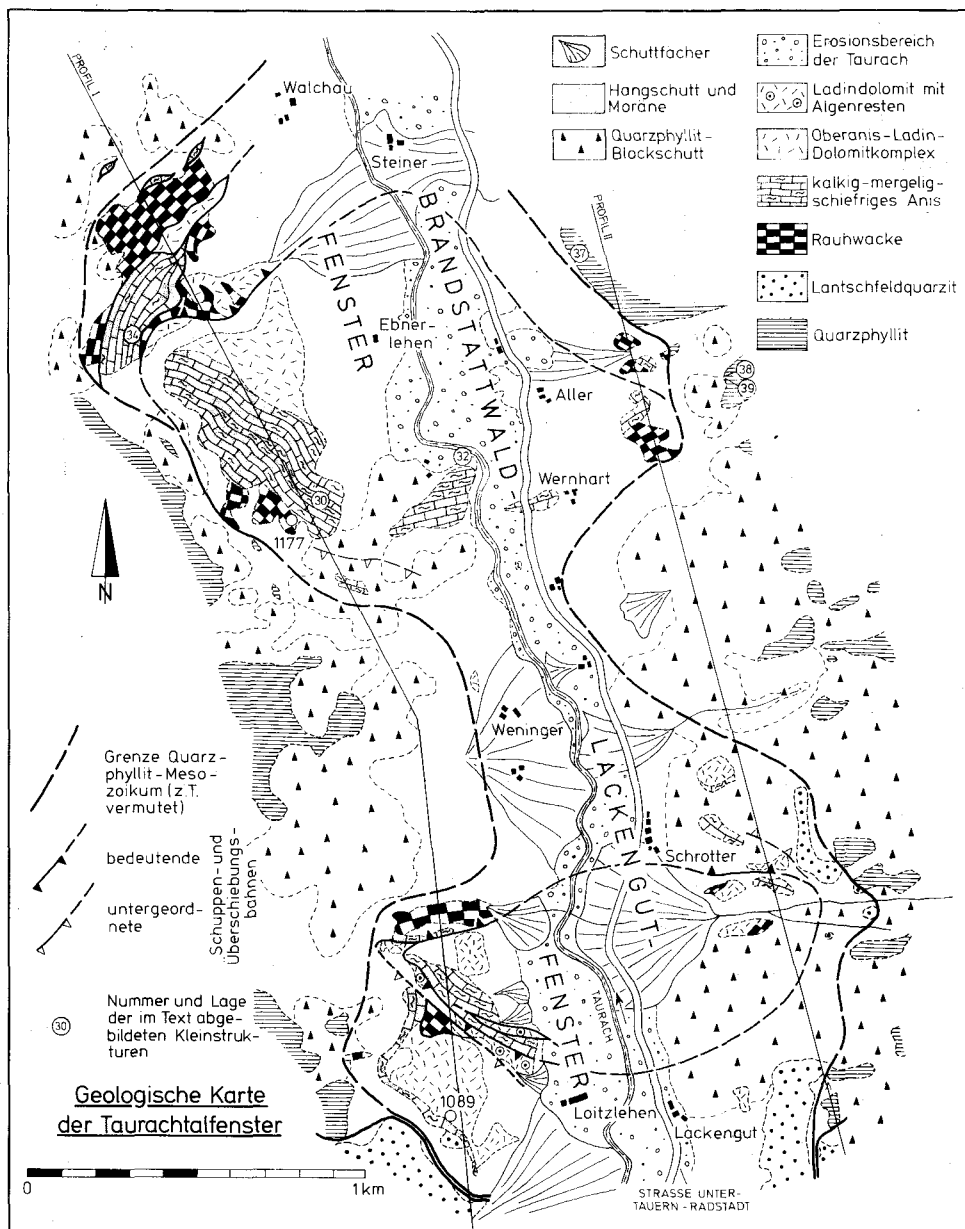


Abb. 52.

Die Phase (3) wirkte sich vor allem in der Rätmulde des Lackenkogls und im Reichental aus. Sie zwang dort älteren Strukturen z. T. die NE-SW- bis ENE-WSW-Richtung auf. Gegenüber früheren Teilakten ist eine geringere Überlagerung der Gesteine während der Phase (3) (s. Kleinstrukturen) erkennbar.

Die Phase (4) (im Sinne von Kapitel 1.2.3.5.) bewirkte durch N-S-Anspresung lediglich eine lokal bedeutende eigenständige Verformung. Zudem waren die Gesteine durch die vorhergehenden tektonischen Einwirkungen in ihrer Struktur bereits so geprägt, daß der zum Akt (4) gehörige Strain (erkennbar in Form der Falten und delta-Achsen) kaum mehr eine einheitliche Richtung besitzt (s. Tafel 3, Diagramme der Achsenrichtungen). Auch das Achsenfallen ist dem sonst verbreiteten E' Eintauchen in den meisten Fällen entgegengesetzt (s. Abb. 41).

Über das Auftreten der S-vergenten Deformation (4) s. Kapitel 1.2.3.2. und 1.2.3.3., über ihre Wirkung s. Abb. 51.

Soweit an Hand des kleintektonischen Formeninventars erkennbar, hört mit Akt (4) die Beanspruchung durch Tangentialeinengung auf. Der Großbau wird nur noch durch Bruchstrukturen etwas modifiziert.

1.3. Die Mesozoikumskomplexe des Taurachtales N' Untertauern

Bei den isolierten Komplexen kalkig-dolomitischen Mesozoikums im Quarzphyllit N' Untertauern, die bei TRAUTH (1925, 1927) als Brandstattwald- und Lackengutfenster bezeichnet worden sind, muß auf Grund der im Kartenbild bestehenden Ähnlichkeit mit dem Lackenkoglmeseozoikum auch die Frage nach dem vergleichbaren inneren Bau gestellt werden.

1.3.1. Das Brandstattwald-Mesozoikum

Dieser N' Teilbereich zeigt nach der geologischen Karte Abb. 52 zunächst eine ganz ähnliche großräumige Zonierung wie am Lackenkogl: eine Schuppenzone mit starker Anreicherung von Rauhwacken im N und ein relativ übersichtlich struierter Zentralbereich im S. Eine steile S-Randzone wie in der Lackenkoglmulde ist allerdings nicht deutlich ausgeprägt.

Ein wesentlicher Unterschied zur Struktur des Lackenkoglmeseozoikums ergibt sich aber durch die im Prinzip inverse Lagerung der Schichten des Brandstattwald-Mesozoikums (Abb. 53).

Am SW-Rand des Brandstattwald-Mesozoikums fallen nun die Schichtflächen des Anis nach S bis SW ein (s. Abb. 54).

Ebenso tauchen die rekonstruierbaren und meßbaren SSW-NNE- und W-E-streichenden pi-Achsen, Faltenachsen und delta-Achsen (Diagramme D 39 und D 40, Abb. 55; Gültigkeitsbereich s. Abb. 54) unter den Quarzphyllit des W' und SW' Rahmens ein.

Hinzu tritt eine dritte Richtung, eine NW-SE-streichende Striemung, wie sie von der ältesten Beanspruchungsphase im Lackenkoglgebiet bekannt ist (s. Phase (1) von Kapitel 1.2.5).

Der E-W-streichenden pi-Achse von Diagramm D 39 (Abb. 55) zuzuordnen sind Faltenstrukturen mit einer Schieferungsscherklüftung (s. Abb. 56). Da die Scherflächen in ihrer Lage auch noch etwas von der zweiten Deformation mit den SSW-NNE-Achsen beeinflusst werden (s. D 40, Abb. 55) ist anzunehmen, daß die E-W-Achsen früher angelegt wurden als pi 2 von D 40.

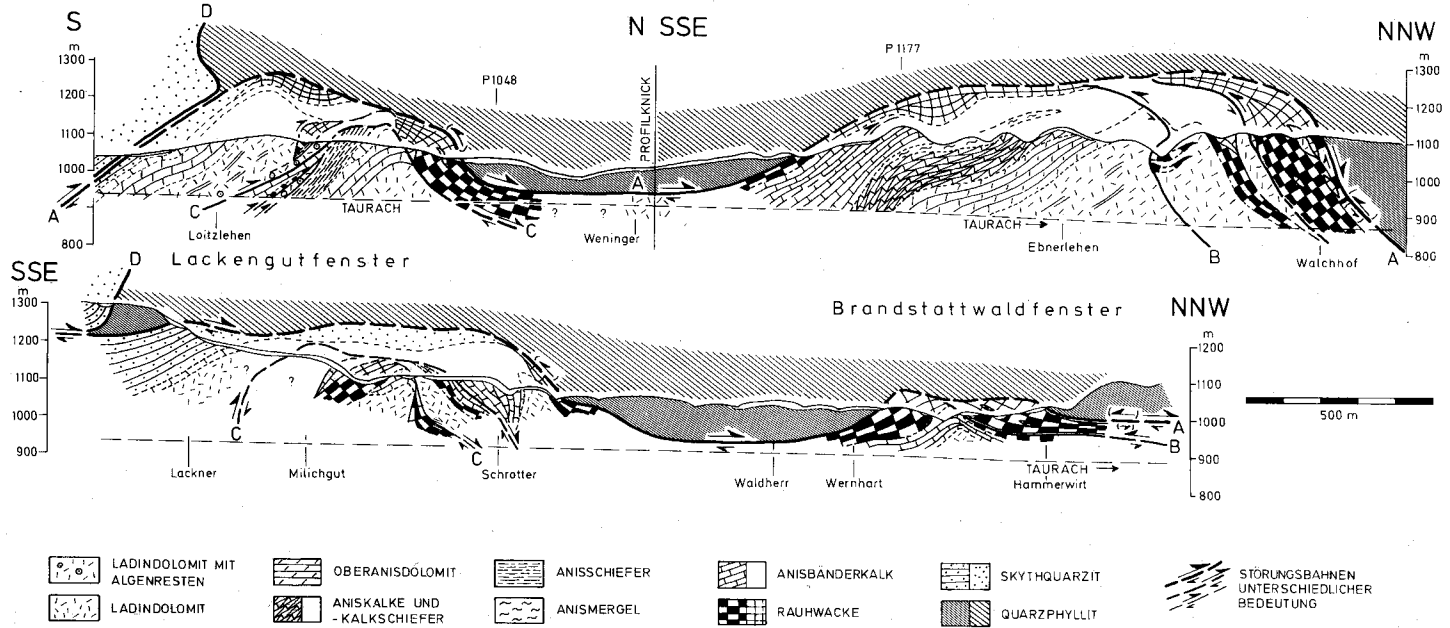


Abb. 53: Profile zum Bau der Taurachtafenster.

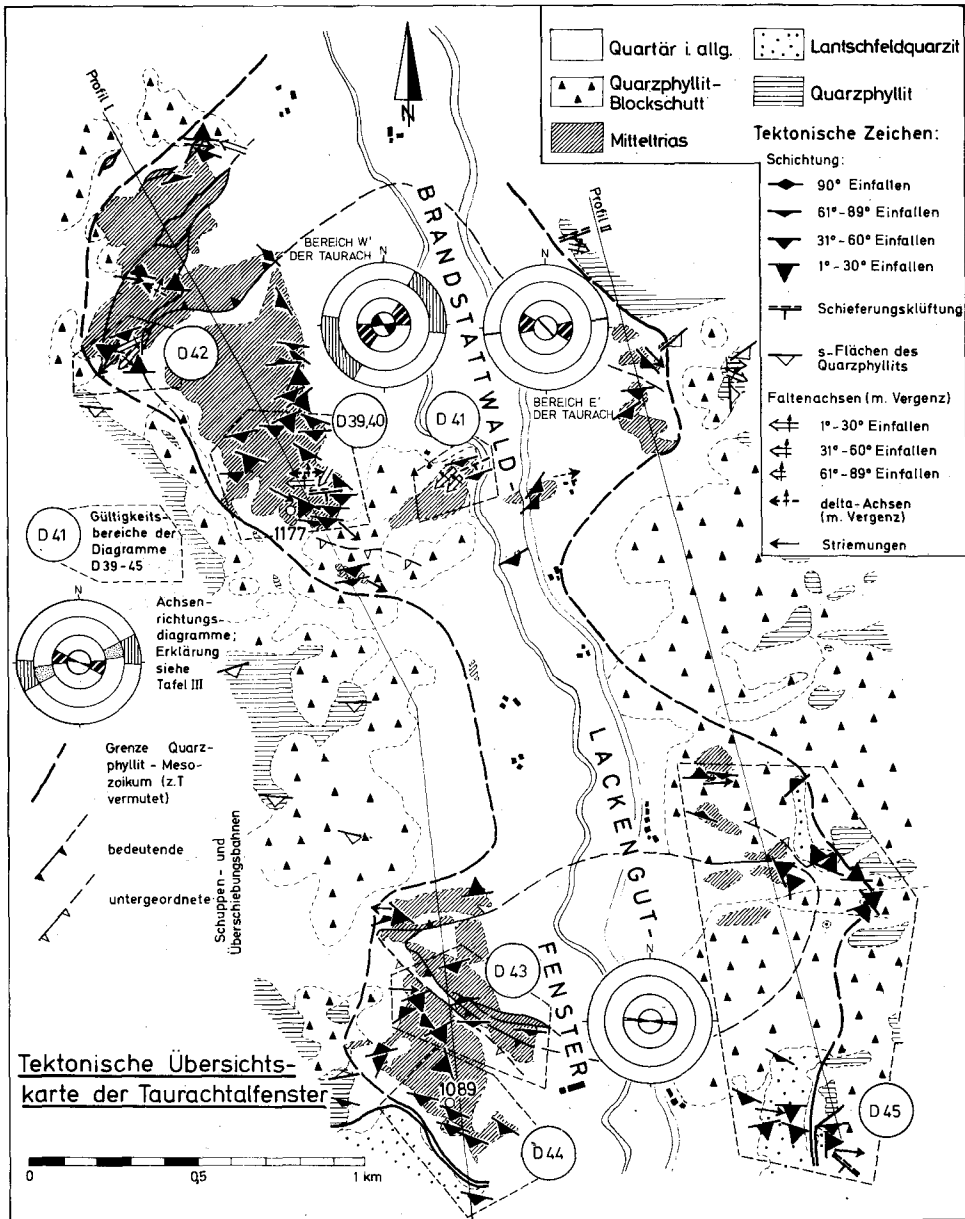


Abb. 54.

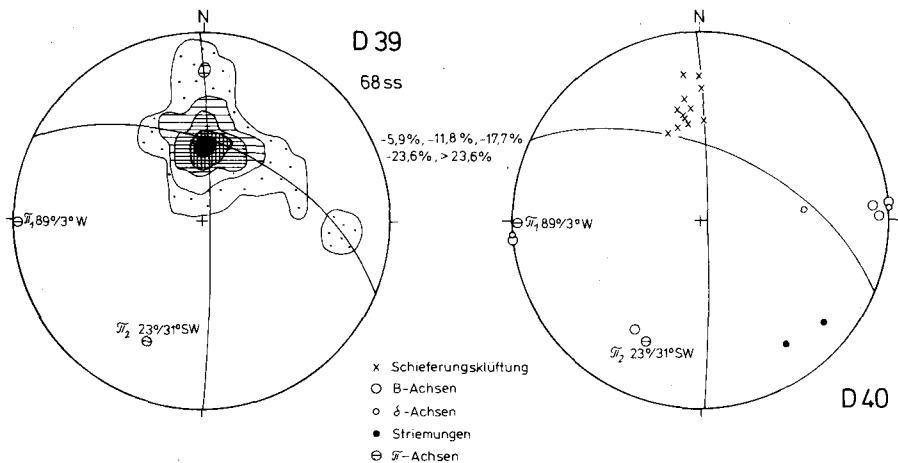


Abb. 55: Gefügediagramme für den SW-Teil des Brandstattwaldfensters.

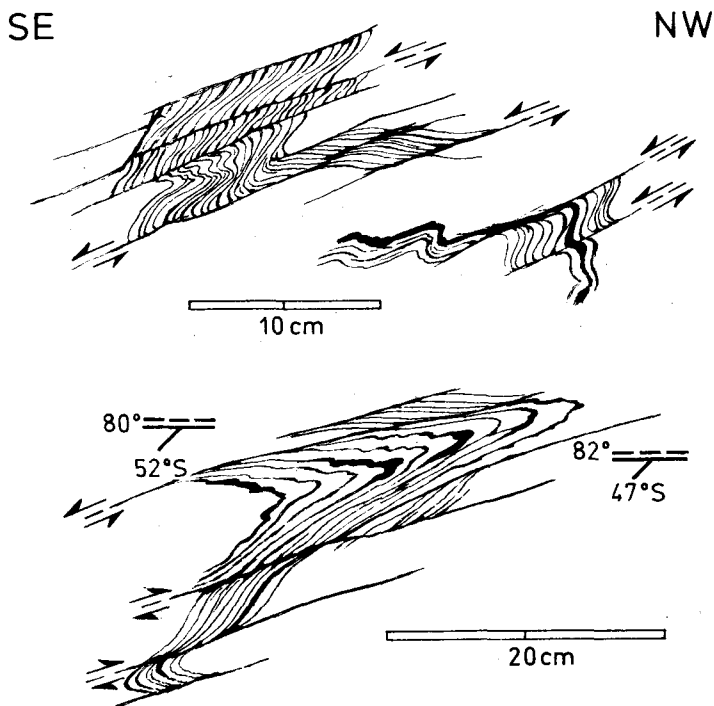


Abb. 56: N-vergente Scherfaltung und Schieferungsscherklüftung. – Aniskalkschiefer an der Forststraße beim Ebnerlehen im Taurachtal (Brandstattwald-Mesozoikum). – Struktur Nr. 30; Lage s. Abb. 52.

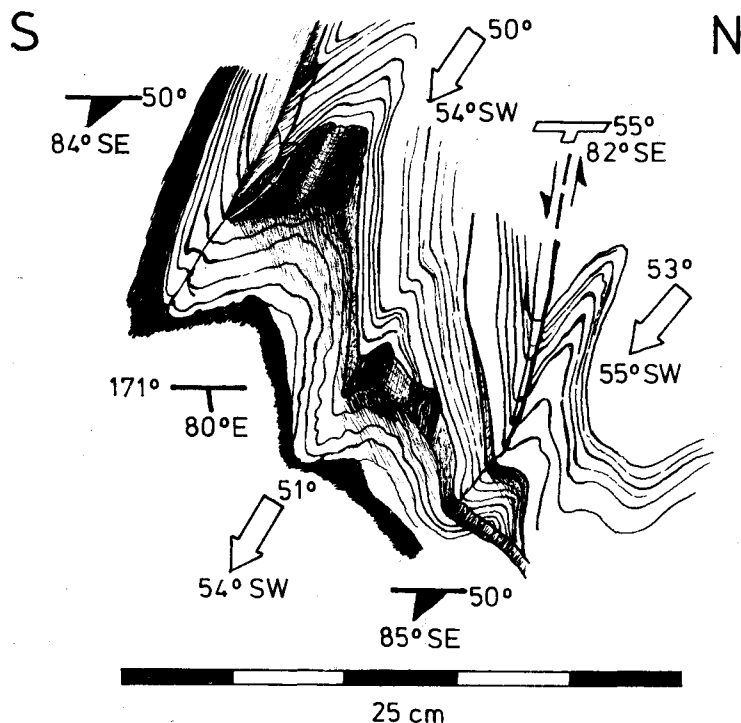


Abb. 57: N-vergente Biegscherfaltung mit unterverschiebender Deformationskomponente. – Aniskalkschiefer vom S-Rand des Brandstattwald-Mesozoikums. – Struktur Nr. 32, Lage s. Abb. 52.

Faltenstrukturen zu den SSW-NNE- bis SW-NE-Achsen sind auf Abb. 57 dargestellt (tektonische Daten im Bereich dieses Aufschlusses s. D 41, Abb. 58). Im Deformationsstil mit den Schieferungsscherflächen ergeben sich nun offensichtlich Parallelen zu den Strukturen auf Abb. 56. Das läßt darauf schließen, daß normalerweise um die E-W-Richtung streichende Falten des Typs Abb. 56 durch eine junge Deformation in die SW-NE-Richtung gedreht wurden (s. auch Streuen der NE-SW-Achsen im Diagramm D 41), wobei durch diese junge Beanspruchung wahrscheinlich auch neue Achsen mit dem gleichen Streichen erzeugt wurden.

Somit deuten sich im S' Brandstattwald-Mesozoikum bereits drei Deformationsphasen an, wenn man als älteste Elemente die NW-SE-Strömungen von Diagramm D 40 (Abb. 55) mit heranzieht. Da man die mit Schieferungsscherklüftung verbundene Faltung am besten mit den Auswirkungen der Deformationsphase (2) im Lackenkogelgebiet (s. Kapitel 1.2.5; vgl. auch Abb. 57 und 47) vergleichen kann, entspricht die ältere Strömung der Phase (1).

Hinweise auf die Natur der jüngsten Beanspruchungsrichtung im Brandstattwaldgebiet mit den NE-SW-Achsen findet man erst in der Schuppenzone am NW-Rand des Brandstattwald-Mesozoikums. Es sind S-vergente Biege- und Biegscherfalten sowie gleitbrettartige Überschiebungen des auf Abb. 59 wiedergegebenen Typs.

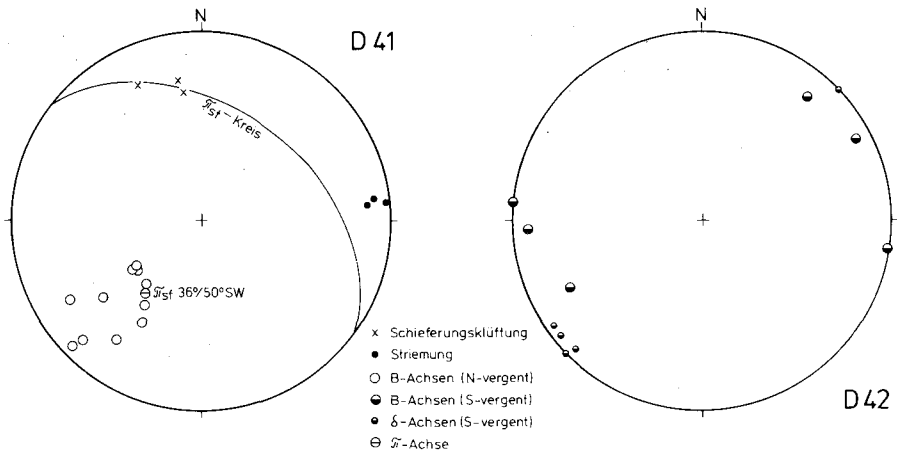


Abb. 58: Gefügediagramme vom S-Rand (D 41) und NW-Rand (D 42) des Brandstattwaldfensters.

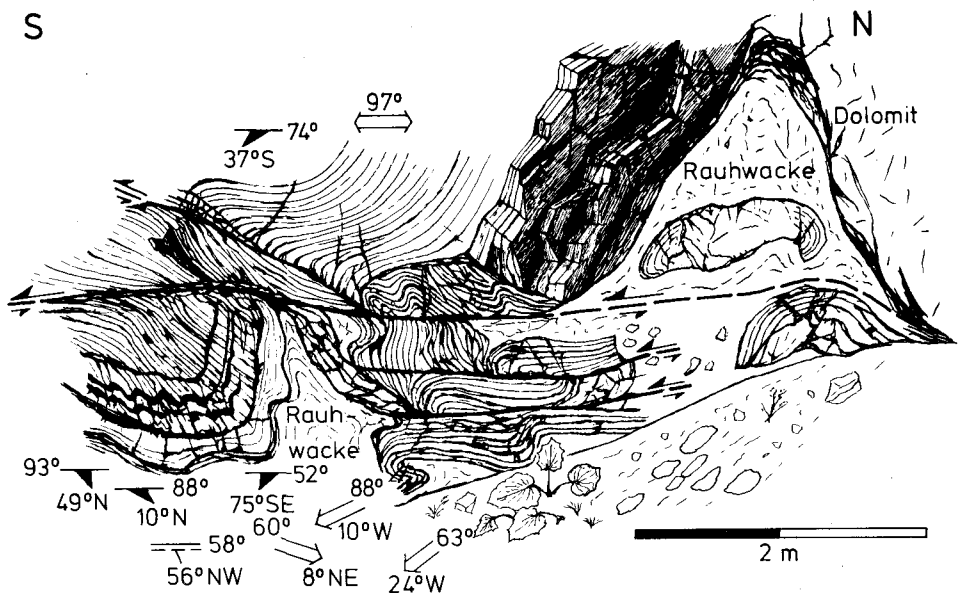


Abb. 59: S-vergente Überschiebungstektonik in einer Folge aus Aniskalkschiefern, Bänderkalken, Rauhwacken und Dolomiten. – NW-Rand des Brandstattwaldmesozoikums (Nerggraben). – Struktur Nr. 34; Lage s. Abb. 52.

Nicht zum Typ der flachen Gleitbretter paßt allerdings die Mulde im linken Teil von Abb. 59.

Auffällig ist insbesondere das diskordante Durchschneiden einer flachen, S-vergenten Überschiebungsbahn durch die Schieferung der Mulde. Dem Stil nach dürfte es sich bei dieser Struktur mit einer steilen Achsenebene um eine rotierte, ursprünglich N-vergente Deformationsform handeln.

Der jüngste Beanspruchungsakt ist so mit der Phase (4) in der Lackenkoglmulde (s. Kapitel 1.2.5.) zu vergleichen. Die damit verknüpften Strukturen sind die Leitformen für den

tektonischen Bau der Schuppenzone am N-Rand des Brandstattwald-Mesozoikumskomplexes. Verglichen mit den Faltenstrukturen der älteren Beanspruchung (Phase (2), s. z. B. Abb. 57) drücken die S-vergenten Erscheinungen einen schwächeren Strain aus als die N-vergenten.

Wie in der Lackenkoglmulde ist auch hier bei der S-vergenten Deformation (4) ein starkes Streuen der b-Koordinaten bis zur E-W-Richtung bei Vorherrschen von NE-SW-Streichen festzustellen.

Dominierendes NE-SW-Streichen der S-vergenten Falten wurde im übrigen bereits in unmittelbarer Nachbarschaft am E-Hang des Zauchtales festgestellt (s. Kapitel 1.2.3.6. und Tafel 3, NE-lichstes Achsenrichtungsdiagramm).

Im E' Teil des Brandstattwald-Mesozoikums sind in triadischen Kalken und Kalkschiefern lediglich die Striierung des ältesten Deformationsaktes (1) und eine zu der SW-NE-streichenden Faltung am S-Rand des Brandstattwald-Mesozoikums (W' Taurachufer s. Abb. 57 und D 41, Abb. 58) gehörige Runzelung (delta-Achsen) beim Wernharthof (s. Abb. 54) zu erfassen.

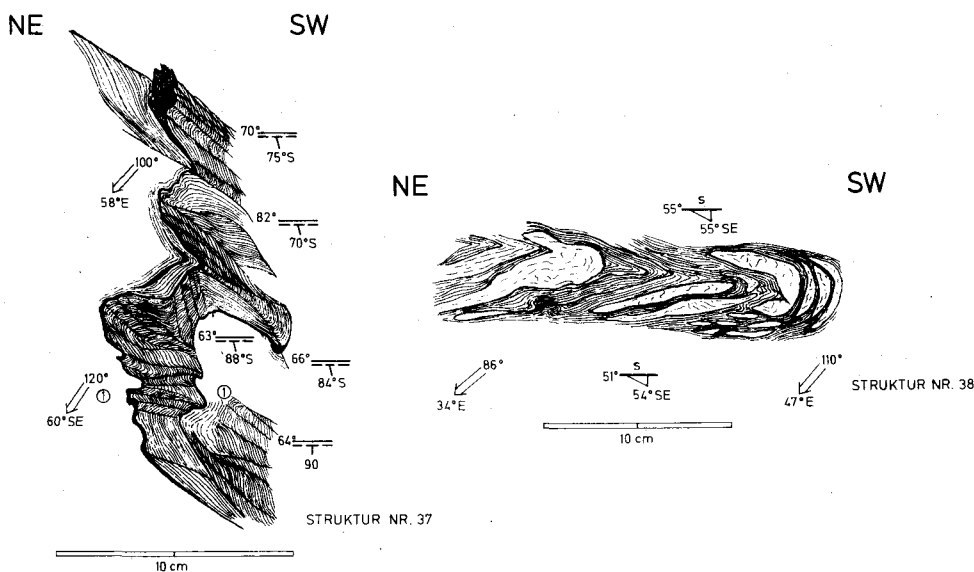


Abb. 60: N-vergenter Deformationsstil (Deformation (2)) im Quarzphyllit. —Lage der Strukturen s. Abb. 52.

Die im Quarzphyllit des E-Rahmens beobachteten Strukturtypen (Abb. 60) lassen sich im Stil z. T. sofort als die Äquivalente zu der mit Schieferungsscherklüftung verbundenen Faltung im Mesozoikum der Brandstattwaldzone erkennen (vgl. Abb. 60 mit Abb. 56). Auf Grund dieser Kennzeichen und des Streichens der Faltenachsen um die E-W-Richtung (bis N 120° E) bei E' Einfallen können die Formen der Abb. 60 der Deformationsphase (2) im Lackenkoglmesoikum zugeordnet werden (vgl. Achsenrichtungsdiagramme auf Tafel 3 und Diagramme D 39 und D 40, Abb. 55, sowie Ausführungen oben).

S-vergente Deformationen in Form schwacher, mit Scherflächen verbundener Verbiegungen vervollständigen das tektonische Bild im E' Teil des Brandstattwald-Mesozoikums.

Die Untersuchung der Schichtenfolge und die kleintektonische Analyse haben zwei für die Erklärung der großtektonischen Stellung des Brandstattwald-Mesozoikums wichtige Gesichtspunkte erbracht. Erstens zeigt sich, daß die triadischen Gesteine im Prinzip invers liegen. Zweitens tauchen die Faltenachsen und Schichtflächen bevorzugt unter den Quarzphyllit des Rahmens ein (s. Diagramme D 39, D 40, Abb. 55, D 41, D 42, Abb. 58 sowie Abb. 54).

In Anbetracht dieser Tatsachen muß geschlossen werden, daß das Mesozoikum des Brandstattwaldes die Position eines Fensters im Quarzphyllit besitzt, in dem eine mit dem Quarzphyllit verbundene Schichtenfolge an die Erdoberfläche kommt.

Kleintektonisch läßt sich für die Entwicklung der Internstruktur des Fensters die Beteiligung von 3 Deformationsakten nachweisen. Sie sind korrelierbar mit den tektonischen Phasen (1), (2) und (4) im Lackenkogelgebiet (s. Kapitel 1.2.5).

Der Streubereich der Achsenrichtungen der einzelnen Deformationsakte ist den Achsenrichtungsdiagrammen von Abb. 54 zu entnehmen, für die wegen der Vergleichsmöglichkeiten mit den Beanspruchungsverhältnissen in den Lackenkogelzone die Legende auf Tafel 3 anzuwenden ist (s. auch Erklärung im Kapitel 1.2.5).

Der Internbau des Fensters (s. Profile Abb. 53) ist gekennzeichnet durch primär N-vergente Faltung und durch Scherungstektonik am Kontakt zum Quarzphyllit. Ein Teil dieser Scherflächen wurde im jüngeren Stadium der S-vergenten Stresseinwirkung zusammen mit neu entstandenen Schubbahnen zur Erzeugung von Schuppenkörpern benutzt. Diese wiederum sind (ähnlich wie in der Lackenkogelmulde) vor allem an eine S-vergente Zone am N-Rand des Brandstattwald-Mesozoikums gebunden.

1.3.2. Das Lackengutmesozoikum, seine Internstruktur und großtektonische Position

Auch im Lackengutkomplex (s. Abb. 52 und 53) findet man eine mesozoische Schichtenfolge in inverser Lagerung.

Diese Abfolge ist allerdings durch eine Überschiebungsbahn in zwei Teilschuppen aufgeteilt (s. Profile Abb. 53), was schon TRAUTH (1927, Profil 23) erkannt hat.

Die Anhäufungszone von Rauhwacken am N-Rand der Lackengutzone, die jedoch nicht die Dimension eines eigenen Bauabschnitts besitzt, dürfte wie die äquivalenten Bereiche im Lackenkogel- und Brandstattwaldgebiet auf die Auswirkungen der S-vergenten Deformationsphase (4) von Kapitel 1.2.5. zurückgehen, die hier offensichtlich weniger intensiv war als in den beiden anderen Mesozoikumsarealen.

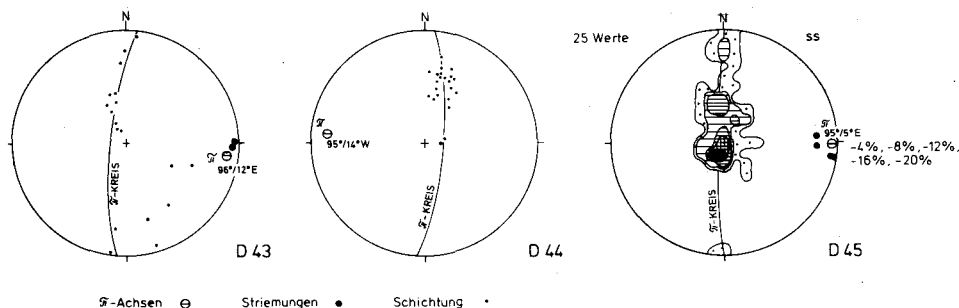


Abb. 61: Gefügediagramme zur Struktur des Lackengutfensters. – Gültigkeitsbereiche s. Abb. 52.

Die auf Grund der Schichtlagerung zu rekonstruierenden pi-Achsen (s. Diagramme D 43, D 44, D 45, Abb. 61) liegen sehr flach und streichen E-W). Hinzu tritt eine für die älteste Deformation (Phase (1) s. oben) in den Mesozoikumskomplexen der Quarzphyllitdecke bekannte Striung (in Bänderkalken und Lantschfeldquarziten) mit ebenfalls E-W Streichen (s. Diagramme D 43 und D 45, Abb. 61).

Da die in den pi-Achsen der erwähnten Diagramme zum Ausdruck kommende Beanspruchungsrichtung vor allem auch in dem durch Schuppenbau gekennzeichneten Zentrum des Lackengutmesozoikums am W-Hang des Taurachtales (s. Diagramm D 43 und Gültigkeitsbereich Abb. 54) auffällig in Erscheinung tritt, ist anzunehmen, daß die E-W-streichenden Achsen durch die Verschuppung bedingt wurden. Ein dafür erforderlicher Tangentialtransport ist ein Kennzeichen der Deformationsphase (2) sowohl in der Lackenkoglmulde als auch im Brandstattwald-Mesozoikum (s. oben). Es ist damit wohl erlaubt, auch die pi-Achsen von Diagramm D 43 bis D 45 der Verformung (2) (im Sinne von Kapitel 1.2.5.) zuzuordnen.

Die großtektonische Position des Lackengut-Triaskomplexes resultiert aus der Tatsache, daß die Großfaltenachsen sehr flach liegen und unter den Quarzphyllit an den höheren Hängen zu beiden Seiten des Taurachtales eintauchen. Auch das Lackengutmesozoikum ist somit als tektonisches Fenster zu betrachten.

1.3.3. Die Verbindung zwischen Lackengut- und Brandstattwaldfenster sowie zum Mesozoikum von Untertauern

Vor allem MEDWENITSCH wandte sich zu wiederholten Malen (1956, 1963) gegen die Auffassung TRAUTHs von untereinander selbständigen, voneinander scharf abgegrenzten Fenstern im Bereich des Taurachtales bei Untertauern. Für MEDWENITSCH gibt es nur ein langgestrecktes Halfenster, das dem Taurachtal folgend etwa beim Gnadenbrüchl S' Untertauern von dem geschlossenen Komplex mesozoischer Gesteine der zentralen Radstädter Tauern nach N abzweigt und bis zum N-Ende des Brandstattwaldfensters TRAUTHs reicht.

Brandstattwald- und Lackengutfenster bilden auf Grund ihrer Gliederung in eine in beiden Fällen entwickelte S-vergente Anpressungszone am N-Rand und in einen überwiegend N-vergenten Hauptteil regionaltektonisch selbständige Abschnitte, deren Mesozoikumsfolgen unter der Talfüllung des Taurachtales miteinander verbunden sind. Betrachtet man den tektonischen Bau, so liegen zwei Fenster vor, betrachtet man dagegen nur die Tatsache des Auftauchens von Mesozoikum unter Quarzphyllit, so muß man von einem Fenster sprechen.

Was eine Verbindung zwischen dem Lackengutfenster und dem Mesozoikum von Untertauern anbetrifft, so zeigt die geologische Aufnahme (Abb. 52 und 53), daß das Lackengutfenster im S durch einen sehr mächtigen Lantschfeldquarzitkomplex begrenzt wird und eine solche Verbindung übertage nicht besteht. Wahrscheinlich besteht sie aber unter dem Quarzitkomplex (s. Abb. 53).

Der Hauptteil dieser Quarzitmasse erhebt sich nach N über den Quarzphyllit und findet seine Fortsetzung einerseits W' der Taurach im Strimskogl, anderseits E' des gleichen Baches im Geißstein. Dieser E-W-streichende Geißstein-Strimskogl-Zug (s. auch Karte bei FRECH 1901) wird damit zu einer tief in den Quarzphyllit eingreifenden, aber über diesem liegenden Mulde.

Bei Untertauern taucht nun nach S unter dem Quarzit des Geißstein-Strimskogl-Zuges wieder invers lagerndes Anis empor, das mit der Quarzphyllitdecke verbunden ist (s. Kapitel 2.2.6. des tektonischen Teils).

Die mächtigen Ladindolomite, die das Anis unterlagern und die Wände des Taurachtales S' Untertauern bis zur Gnadenalm aufbauen, liegen dagegen aufrecht. Aufnahmen am S-

Rand der Quarzphyllitmasse, zeigten, daß sie mit dem Ladin des Bärenstaffl-Steinfeldspitz-Zuges in Verbindung stehen und bereits einer gegenüber dem Quarzphyllit tieferen Einheit angehören (s. unten).

In einem Halbfenster (s. Abb. 2) greift also eine gegenüber der Quarzphyllitdecke tiefere Deckeneinheit mit mesozoischen Schichten bis Untertauern vor. Der Rahmen dieses Halbfensters wird von einem schmalen Streifen karbonatischer Schichten gebildet, die bei inverser Lagerung zur Quarzphyllitdecke gehören.

Abschließend sei noch vermerkt, daß die morphologische Anlage des Taurachtales N' der Gnadenalm vermutlich ähnlich wie die des Ennstales bei Flachau oder des Zauchtales vor allem auch durch Bruchtektonik vorgezeichnet ist. Anhaltspunkte dafür liefern große N-S-streichende, steilstehende Harnische, die verschiedentlich an der Tauernpaßstraße zwischen Gnadenfall und Untertauern (z. B. an der Großwand) zu beobachten sind. Wie bereits FRECH (1896, S. 1276; 1901) vermerkt, verlaufen die Gleitstreifen dieser Bewegungsflächen vorwiegend horizontal, so daß die Bruchtektonik also von Blattverschiebungen bestimmt ist. Offensichtlich hatten die damit verbundenen Bewegungen aber keinen allzu großen Einfluß auf den regionalgeologischen Bau, da sie sich im Kartenbild nicht abzeichnen (keine Versetzung von entsprechenden Gesteinszügen zu beiden Seiten des Taurachtales).

2. Der S-Rahmen der Quarzphyllitdecke zwischen oberem Enns- und Taurachtal

Für die regionaltektonische Gliederung der Nördlichen Radstädter Tauern, insbesondere für die Einordnung der Quarzphyllitdecke in die Teildeckenstruktur dieser Unterostalpinzone und für die Zusammenhänge zwischen den Teildecken im W, E und im Zentrum der Radstädter Berge, kommt dem S' an die Radstädter Quarzphyllitmasse angrenzenden Bereich des Arbeitsgebietes (s. Abb. 1) eine Schlüsselstellung zu.

2.1. Regionale Gliederung

Nach dem Kartenbild (s. Tafel 1) ist die bearbeitete Zone zwischen oberem Enns- und Taurachtal in drei Komplexgruppen aufzugliedern, die in ihrer großtektonischen Stellung und in ihrer Schichtenfolge jeweils eine Einheit bilden.

(a) Komplexe, die in direktem oder indirektem Zusammenhang mit der Quarzphyllitmasse zu sehen sind,

(b) Dolomit-Kalk-Zonen, die S' an (a) anschließen und ihren morphologischen Schwerpunkt im Bärenstaffl-Steinfeldspitz-Benzeck-Zug besitzen,

(c) Ausläufer der zentralen und W' Radstädter Tauern S' der Gnadenalm und SE' der unteren Ennsalm.

Zu (a) sind im einzelnen zu rechnen:

- der Schuppenstreifen am NW-Fuß des Benzecks (Tafel 1) (Benzeckschuppen),
- die halbinselförmige Zone anisischer Kalke und Kalkschiefer im Quarzphyllit des Flachautales zwischen Walchauhof, Steinfeldhof und Dachebenalm (Walchaumesozoikum) (Tafel 1),
- der Rauhwacke-Bänderkalk-Dolomit-Streifen, der im Flachautal E' Ennslehen beginnt und den S-Rand des Quarzphyllits über den Hirschkopf bis zur Unteren Zauchalm begleitet (Hirschkopfszone) (Tafel 1),
- der Leckriedel-Sauruck-Quarzitkomplex mit verschuppter Mitteltrias an der Basis (Leckriedelscholle) (Tafel 1),
- die Quarzitmasse des Scheckkopfes E' der Gnadenalm (Tafel 1),

Zu (b) gehören:

- die Dolomitmasse des Benzecks (Tafel 1),
- die Dolomitplatte E' des Flachautales mit Tagweideck, Arche, Schwarzkogl, Gamskogel, Steinfeldspitz und Bärenstaffl (Steinfeldspitz-Tagweideck-Zone) (Tafel 1)

(c) schließlich umfaßt:

- die E-Ausläufer des Ennskraxengebietes bei der Unteren und Oberen Ennsalm (Tafel 1 und 12),
- die Ausläufer der Pleißinggruppe zwischen Johannesfall und Hinterer Gnadenalm.

2.2. Teilzonen mit Beziehungen zur Quarzphyllitmasse

2.2.1. Die Benzeckschuppenzone

Dieser aus Anisdolomiten, -pyritschiefern und -bänderkalken sowie Rauhwacken aufgebaute Streifen zeigt keine ungestörte stratigraphische Abfolge mehr, sondern ist völlig zerschert und in Schuppen aufgelöst. Eine stratigraphische Verknüpfung des Anis mit dem Quarzphyllit im Liegenden ist durch die gelegentliche Einlagerung von Lantschfeldquarzit-schollen in die Rauhwacken über dem Paläozoikum angezeigt (s. Tafel 1, N-Hang des Benzecks). Wir haben es also mit einer Folge zu tun, die zur Quarzphyllitdecke gehört.

Die Schichtflächen streichen bevorzugt NE-SW und fallen nach E bis SE unter den Laidolomit des Benzecks ein (s. Tafel 5), um dann, wie am N-Kamm des Berges zu erkennen ist, mit sehr steilen Lagerungswerten zur Tiefe hin abzutauchen.

Für den letztgenannten Teilbereich existiert eine großräumig bestimmende B-Achsenrichtung (s. beta-Diagramm D 46 auf Tafel 6) mit SW-NE-Streichen.

Die Schuppenzone des Benzecks endet ca. 500 m ENE P. 1324 (Ennsbachbett). Es setzt dort im Hangenden ein mächtiges Rauhwackenband ein, das sich in Zusammenhang mit einer bedeutenden Überschiebungsbahn als recht wichtig erweisen soll (s. unten).

2.2.2. Das Walchaumesozoikum im Ennstal

Die NE' Fortsetzung der Benzeckschuppen wird zunächst durch das Quartär der Enns-Pleißing-Talfurche verdeckt. Der tektonischen Stellung nach äquivalente Gesteinszüge findet man wieder in dem vorwiegend aus anisischen Gesteinen bestehenden, halbinselförmig in den Quarzphyllit hineinreichende Walchaumesozoikum und an den W-Hängen des Roßkopfes.

Die enge Verknüpfung mit dem Quarzphyllit und damit die tektonische Zugehörigkeit zur Quarzphyllitdecke werden auch hier durch Lantschfeldquarzitpartien angezeigt, die nahe am Kontakt zum Quarzphyllit in die karbonatische Mitteltrias eingeschuppt oder direkt zwischen Quarzphyllit und Anis eingeklemmt sind.

Nach NW taucht das Mesozoikum unter den Quarzphyllit ein (s. Achsenkarte Tafel 6), so daß wir ähnlich wie in den Taurachtalfenstern auch im Walchaumesozoikum den triadischen Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke (als Halbfenster) aufgeschlossen vorfinden.

Die NE- und SW-Kontakte Mesozoikum-Quarzphyllit stehen dagegen steil (s. s-Flächenkarte, Tafel 5). Die Fensterstruktur ist hier offensichtlich überprägt.

Als Zeugen der Überprägung sind im Bereich der Autobahnaufschlüsse W' Steinfeldhof in anisischen Kalken und Kalkschiefern um N 135° E streichende und steil nach NE oder saiger einfallende, meist schichtparallele Harnische von Blattverschiebungen ausgebildet, an denen die SW-Partie jeweils nach NW bewegt wurde. Die Konturen des Walchaumesozoikums sind augenscheinlich durch diese Diagonalektonik bestimmt.

Die NW-SE-Richtung ist aber auch in der internen Faltungstektonik im N-Teil des Walchaumesozoikums bestimmend (s. Tafel 6). Im SE, in der Umgebung der Dachebenalm, treten dann allerdings N-S- und ENE-WSW-Achsenrichtungen hervor.

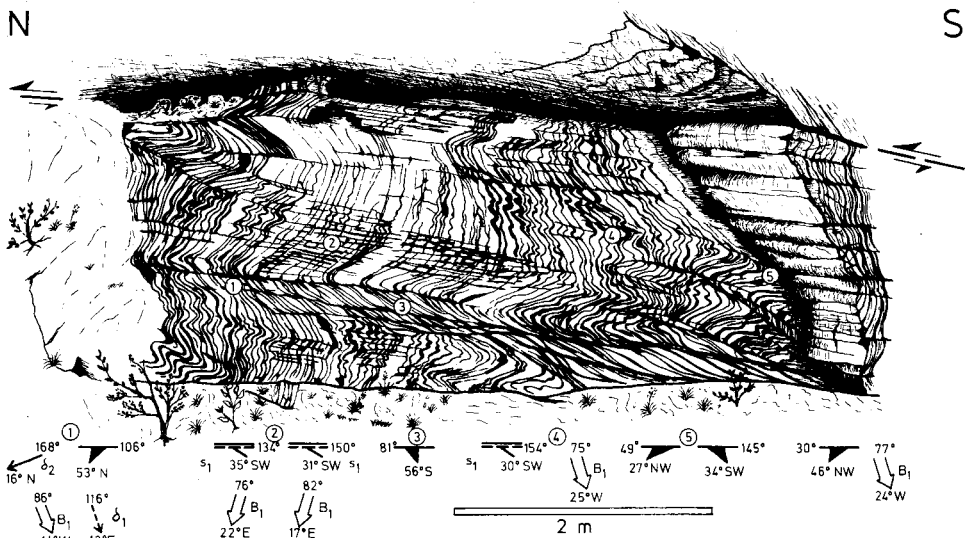


Abb. 62: Scherfaltung mit Schieferungsklüftung in skythischen Quarzitschiefern. – E-Rand des Walchaumesozioikums. – Struktur Nr. 40; Lage s. Tafel 56.

Man trifft dort auch auf die Strukturen von Abb. 62 (Lage s. Tafel 6), auf eine Scherfaltung, die in ihren Formen äquivalent mit der mit Schuppung verknüpften Deformationsphase (2) im Lackenkoglmesoozoikum ist (s. Kapitel 1.2.5).

Senkrecht zu diesen Faltenstrukturen verlaufen nun saiger stehende und N-S-streichende, jüngere Bewegungsflächen, an denen die auf Abb. 62 gezeigten B_1 -Achsen i. allg. durch Verschiebung der E-Partie nach N verdreht und die ss-Flächen geknickt sind. Die dadurch erzeugten B_2 -Knickungsachsen fallen meist steil nach N, aber auch nach S ein (je nach der Lage der ss-Flächen) (s. Abb. 63, D 47).

Das in D 47 auffallende Einfallen von B_1 einerseits nach ENE und andererseits nach WSW ist wohl auf eine $B_1 \perp B_1$ -Deformation zurückzuführen. Vorherrschend und repräsentativ ist die WSW-Einfallsrichtung, da hiermit auch die Schieferungsklüftung verbunden ist (D 47).

Die einzelnen nach SW und ESE einfallenden B_1 - und delta 1-Achsen sind durch die Knickung verstellte Elemente. Sie lassen sich durch Rotation um den zentralen Häufungspunkt der B_2 -Achsen (s. D 47, $B_{Knickf.}$) in das normale ENE-WSW-Streichen überführen. Diese Operation wurde in Diagramm D 48 (Abb. 63) ausgeführt, wobei die ESE-Achsen (B_1) ca. 45° nach E, die SW-Achsen (B_1) ca. 45° nach W rotiert wurden. Diese Winkelwerte ergeben sich aus den Winkeln zwischen den Senkrechten auf den Achsenebenen und den Schenkeln der Knickfalten, die die Verstellung bewirkt haben.

Da die Rotationsachse $B_{Knickf.}$ mit 56° nach N einfällt, kann geschlossen werden, daß die Bewegung an den Flächen, an denen die erwähnte Knickfaltung stattgefunden hat, keine reine Blattverschiebung war. Eine zugehörige Rillung würde an den fast saiger stehenden Flächen mit ca. 30° nach S einfallen.

Kinematisch gehören nun die oben erwähnten NW-SE-Blattverschiebungen und die eben erwähnten Knickungsflächen als Scherflächenpaare zusammen. Sie wirkten sich allerdings offensichtlich nicht überall gleich stark aus. So werden die Konturen des Walchaumesozioikums von den z. T. schichtparallelen NW-SE-streichenden Flächen, einzelne Teilbereiche im Innern durch die N-S-streichenden Elemente geprägt. Zugrunde liegt eine Deformation mit einer N 165° E streichenden Einengungsrichtung (s. Abb. 63).

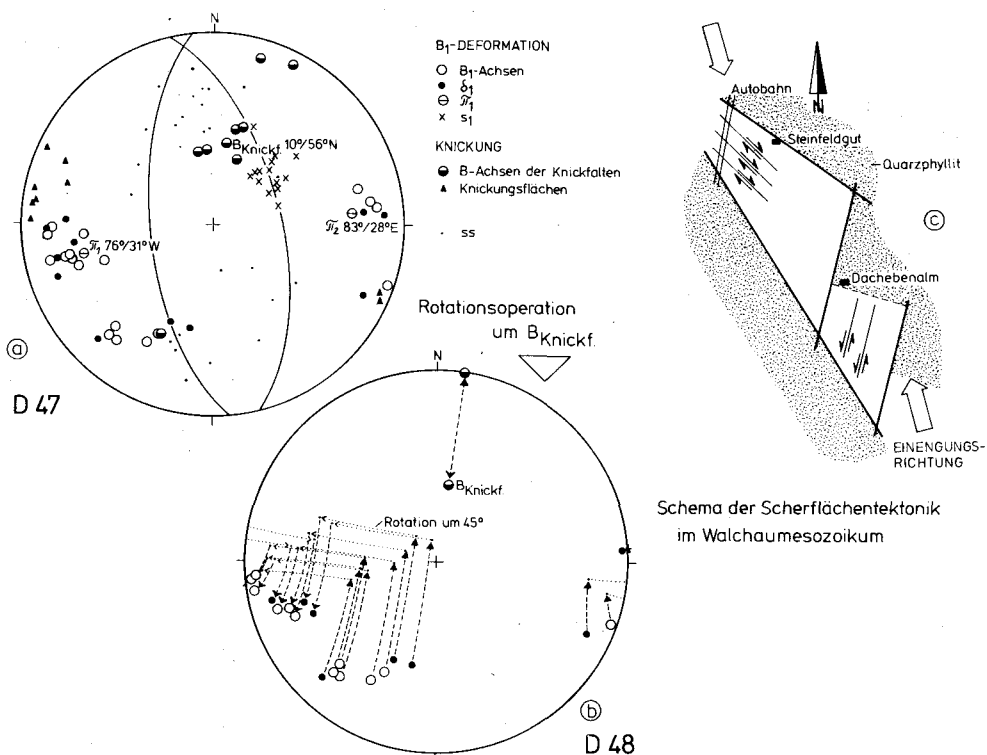


Abb. 63: Zur Tektonik des Walchaumesozoikums. – Erläuterungen s. Text.

Es gibt nun auch noch Hinweise auf die Beanspruchung (1) (s. Kapitel 1.2.5.) in Form von Lineationen mit dem typischen NW-SE-Streichen (s. Tafel 6). Die Ausbildung der NW-SE-Scherflächen dürfte durch die NW-SE-Ausrichtung der ss-Flächen infolge der Deformation (1) (im Sinne von Kapitel 1.2.5.2) begünstigt worden sein, so daß die Diagonalfächenbildung trotz eines anormal spitzen Winkels zwischen den Scherflächen (s. Abb. 63 c) in Richtung der einengenden Hauptspannung möglich wurde. Mit der Entwicklung der jungen Scherflächen wurden dann auch Falten der Phase (2) (s. oben) in die NW-SE-Richtung ausgerichtet (s. Tafel 6). Ob die Diagonalfächen mit der N-vergenten Deformation (3) oder mit einer S-vergenten Deformation in Verbindung zu bringen sind, läßt sich nicht entscheiden.

Bezüglich des Gesamtbaus des Walchaumesozoikums wird in den Profilen 3 und 4 auf Tafel 9 (Lage der Profile s. Tafel 6) deutlich, daß trotz der beschriebenen Komplikationen eine Aufsattelung des Liegendschenckels der Quarzphyllitdecke vorliegt.

Der im Profil 3 am SW-Ende noch erfaßte, nur lückenhaft erschlossene Aniskalkstreifen W von Walchauhof (s. Tafel 1), besitzt keinen Zusammenhang zum Walchaumesozoikum. Es handelt sich um einen Triasrest, der ins Hangende des Quarzphyllits einzuordnen ist.

2.2.3. Die Hirschkopffzone zwischen Flachau- und Zauchtal

Das Walchaumesozoikum geht nach SE in die Hirschkopffzone über. Diese begleitet den Quarzphyllit an seinem Südrand zwischen Enns-Pleißing-Tal und Zauchtal. Die S-Grenze ist die N-tauchende Überschiebungsbahn an der Basis der Quarzphyllitdecke.

Durch gelegentlich in der Nähe des Kontaktes Quarzphyllit – Trias eingeklemmte Lantschfeldquarzitsschollen wird die primäre Zugehörigkeit der Hirschkopffzone zum inversen Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke offensichtlich.

Die Hirschkopffzone, benannt nach der höchsten Erhebung innerhalb dieses Streifens, ist intern durch Schuppen und N-vergente Großtauchfalten, eingebettet in umfangreiche Massen von Rauhwacken, gekennzeichnet (s. Profile 5 und 7, Tafel 9).

Am Hirschkopf selbst und seiner näheren Umgebung konnten mit Hilfe der Schichtlage-
 rung zwei B-Achsen mit ESE-WNW- bzw. ENE-WSW-Streichen ermittelt werden (D 49 auf Tafel 5).

Die WSW-ENE-streichende Achse ist mit den in gleicher Richtung verlaufenden, zur Deformationsphase (2) (Kapitel 1.2.5) gehörigen B-Achsen des Walchaumesozoikums zu parallelisieren (vgl. Abb. 62 und Abb. 63, D 47). In der WNW-ESE-Richtung von D 49 (Tafel 5) zeichnet sich dagegen das aus Lineationen und z. T. auch aus Isoklinalfalten der ältesten Deformationsphase (Akt (1) von Kapitel 1.2.5.) bekannte Streichen ab, das in allen bisher behandelten Bereichen der N' Radstädter Tauern beobachtet wurde.

Untergeordnet entwickelt sind in der Hirschkopffzone Spuren einer dritten N-vergenten Deformation (schiefe bis aufrechte Biegefalten mit relativ stark divergierenden Schenkeln in Bänderkalken an den Weganschnitten N' der Höchalm, s. Tafel 6; Lineationen der ältesten Deformation (1) sind in die Faltung einbezogen) und einer S-vergenten Beanspruchung.

So bestimmen also die N-vergenten Elemente den tektonischen Charakter des als Hirschkopffzone bezeichneten Abschnitts des mesozoischen Liegendschenkels der Quarzphyllitdecke. Die Scherflächentektonik des Walchaumesozoikums ist nicht mehr nachzuweisen.

2.2.4. Die Leckriedel-Sauruck-Quarzitsscholle und ihre Mitteltriasbasis

Die in der tektonischen Position entsprechende Fortsetzung der Hirschkopffzone setzt jenseits des Zauchtales N' der Oberen Zauchalm wieder ein und ist einerseits nach NE bis zum Schlamingsattel andererseits nach S über das Gebiet der Oberen Zauchalm bis zum Gasselrain (W' der Tauernkarleitenalm) zu verfolgen.

Besonders im letztgenannten Abschnitt ist die starke Verschuppung von Mittel- und Untertrias zu erkennen (s. Profil 17, Tafel 10). Diese Schichtenfolge taucht nach E unter die inversen Lantschfeldquarzite des Leckriedel-Sauruck-Zuges (s. Kapitel III, 2).

Die stratigraphische Verbindung zwischen diesem Quarzitkomplex und der verschuppten Mitteltrias bei der Oberen Zauchalm erweist sich durch die Quarzitsschollen in der letztgenannten Serie. Man hat also auch hier die inverse Basisfolge der Quarzphyllitdecke vor sich (s. Längsprofil 17 auf Tafel 10), die aber im Leckriedel-Sauruck-Zug durch die Lantschfeldquarzite in ihrer Mächtigkeit wesentlich erweitert ist. Fast die gesamte Quarzphyllitdecke ist am Leckriedel durch Lantschfeldquarzite vertreten.

Die Mitteltriasbasis unterlagert die Leckriedel-Quarzitsscholle und kommt an den W-Hängen des Taurachtales im Hangenden der Ladindolomite wieder zum Vorschein, die zu einer gegenüber der Quarzphyllitdecke tieferen Einheit gehören (s. Profil 17, Tafel 10, Profil 1, Tafel 11).

An seinem N-Rand grenzt der Leckriedel-Sauruck-Quarzit scharf an Quarzphyllit. W' des Schlamingsattels (s. Tafel 1) sind, wie erwähnt, noch Rauhwackenreste an der Grenzzone eingeklemmt.

Im Quarzphyllit entwickelte N-vergente s_2 -Scherflächen fallen in der Nähe des Kontaktes steil, weiter N' flach unter den Quarzit nach S ein (s. Tafel 7 beim Schlamingsattel).

Durch s_2 wird das s_1 -Gefüge mit den hierin eingelagerten Quarzlinsen gefaltet und zerschert.

Die s_2 -Scherflächen zeigen, daß der den Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke in diesem Raum repräsentierende Lantschfeldquarzit an seinem N-Rand auf das ursprünglich überlagernde schiefrige Paläozoikum geschoben wurde, wobei ein Teil der basalen Mitteltrias in mylonitisierter Form (Rauhwanke) mitgeschleppt wurde.

Am S- und SE-Rand der Leckriedelscholle endet die Quarzphyllitdecke mit einer großen N-vergenten Mulde (s. Tafel 7, Schichtlagerungszeichen und Diagramm D 50 sowie Tafel 10, Profil 13 bis 15).

An den NW-SE-streichenden Strömungen, die sowohl im Quarzit als auch in der Mitteltrias immer wieder entwickelt sind, zeigt sich auch im Bau des Leckriedel-Sauruck-Zuges die älteste Deformation (1) (s. Kapitel 1.2.5.), wozu auch die in gleicher Weise ausgerichteten N-vergenten Strukturen bei P 1575 S' der Oberen Zauchalm zu rechnen sind.

Dem Typus nach nicht hierher gehören die in der gleichen Richtung streichenden Faltelemente N' und NE' der Tauernkarleitenalm (Tafel 8).

Zur ältesten Strömung treten z. B. N' der Oberen Zauchalm bei P. 1588 (s. Tafel 8) eine jüngere ESE-WNW-Lineation und ENE-WSW-streichende delta-Achsen. Beide Elemente gehören zusammen und sind mit einer N-vergenten Schubklüftung verbunden (s. linken Teil von Abb. 64). Parallelen bestehen zu Formen der Deformationsphase (2) am Lackenkogl. Auch die s_2 -Scherflächen im Quarzphyllit müssen hierher gestellt werden. Das Streichen der mit s_2 verbundenen Verbiegungsachsen zeigt Parallelität zu den Achsenrichtungen der Phase (2) im Lackenkogelgebiet (s. Achsenrichtungsdiagramm Tafel 8).

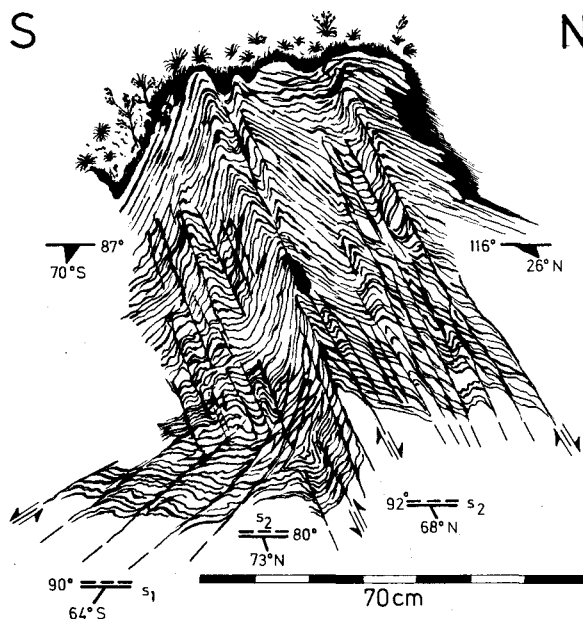


Abb. 64: N-vergente Scherklüftung (Deformationsakt (2)) und S-vergente Scherfaltung (Deformation (4)) in Permosythquarzitschiefern am Leckriedel-Schlamingsattel-Kamm. – Struktur Nr. 43; Lage s. Tafel 8.

Der Schuppenbau in der Basisserie der Quarzphyllitdecke bei der Oberen Zauchalm ist ebenso wie die N-Randaufschubung der Leckriedelscholle auf den Quarzphyllit ebenfalls eine Folge der Deformationsphase (2) (s. s_2 -Flächen im Quarzphyllit, Erläuterungen oben). In den gleichen Zusammenhang ist (aus den Großbau betreffenden Gründen der Kinetik) auch die N-vergente Mulde am SE-Rand der Leckriedelscholle zu bringen, wobei allerdings die rigiden Quarzite hier keinen Schuppenbau, sondern weitspannige Falten bedingten. In den gegenüber den Verhältnissen in den übrigen Anteilen der Leckriedelscholle abweichenden NW-SE-Großfaltenachsen macht sich bereits der Einfluß der tektonischen Verhältnisse im Bärenstaffl-Steinfeldspitz-Zug bemerkbar (s. unten).

Die Achsenrichtung des Deformationsaktes (2) (im Sinne von Kapitel 1.2.5.) gleicht sich dem durch die NW-SE-Strömung (s. Tafel 8) vorgegebenen B an, muß aber jünger als diese sein, da die Überschiebungsfläche der Quarzphyllitdecke in diesen Faltungsvorgang einbezogen ist. Die Strömung muß als älter als die Deckenbildung angesehen werden (s. auch Ausführungen im Kapitel V).

Wie der Abb. 64 zu entnehmen ist, ist im Leckriedel-Gebiet auch S-vergente Faltung und Schubklüftung vorhanden, die die ältere N-vergente Schieferungsscherklüftung verbiegen und steilstellen. In Abhängigkeit vom Material (schiefrige Partien!) treten die S-vergenten Einengungsstrukturen mit wechselndem Achsenstreichen (Haupttendenz um die WNW-Richtung, s. D 51, Tafel 7) relativ häufig auf und zeigen gegenüber den W' gelegenen Anteilen der Quarzphyllit-S-Randzone eine Zunahme ihrer Bedeutung. Das hängt nicht zuletzt mit der Annäherung an die Kalkspitzenmulde weiter E' zusammen, die als S-vergente Rückfaltungsstruktur angesehen werden muß (s. TOLLMANN 1964, S. 51 unten, ROSSNER 1976 a, S. 301) zusammen.

Mit einiger Wahrscheinlichkeit geht auch die Steilheit des N-Randes der Leckriedel-Sauruck-Quarzitmasse auf eine S-vergente Anpressung zurück, da in anderen Abschnitten der S' Peripherie des Quarzphyllits die s_2 -Scherflächen im Gegensatz zum Gebiet des Schlamingsattels relativ flach liegen.

Die jüngste tektonische Erscheinung ist eine Schar von im Kleinbereich zu beobachtenden NE-SW-streichenden, steil nach NW einfallenden Schrägabschiebungen (Bewegung der W-Scholle nach N), an denen die s-Flächen der NE' der Tauernkarleitenalm anstehenden Quarzitschiefer geknickt sind.

Die zu den einzelnen Pressungsakten gehörigen Achsenrichtungen sind dem Achsenrichtungsdiagramm auf Tafel 8 zu entnehmen.

2.2.5. Die Quarzite des Scheckkopfes (E' der Gnadenalm)

Der Leckriedelquarzitzug findet seine Fortsetzung am Scheckkopf und in den N' Ausläufern dieses Höhenzuges. Inverser Lantschfeldquarzit und Anis der Quarzphyllitdecke lagern auch hier über Ladindolomiten der tektonisch tieferen Einheit (zum Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Zug gehörig; s. Tafel 10, Profile 16, 18). Die Quarzitmasse des Scheckkopfes taucht nach E unter das Kristallin des Seekarecks ab, unter Zwischenschaltung von hellgrauen bis weißen, phyllitischen Quarzitschiefern und Quarzphylliten.

Der Internbau der Quarzitmasse ist vor allem durch flachwellige Faltendeformationen gekennzeichnet (s. Tafel 10, Profil 16). Die W' P 1781 eingelagerte Rauhwackenpartie ist von der Basisserie hochgeschleppt worden.

In der in Profil 16 (Tafel 10) zum Ausdruck kommenden Form der Rauhwackenaufpressung lassen sich Parallelen zu den Verhältnissen am N-Rand der Leckriedel-Sauruck-Quarzite am Schlamingsattel finden. Auch am Scheckkopf dürfte die Aufschuppung von Mitteltrias durch einen Wechsel von N-vergenter Aufschubung und S-vergenter Rückfaltung bzw. Steilstellung zu erklären sein. Das Achsenstreichen entspricht dem der S-vergenten Deformationen am Leckriedel (s. Diagramm D 51 auf Tafel 7).

Man kann die Form der Rauhwackenaufpressung am Scheckkopf sogar (s. Profil 16, Tafel 10) als verkleinertes Modell der Kalkspitzenmulde mit ihrem fast ausgedünnten Hals an der Sinnhubscharte s. Österreichische Karte 1 : 25.000, Blatt Untertauern) ansehen (s. hierzu weiter Kapitel 2.2.7.).

2.2.6. Die Peripherie der Quarzphyllitdecke bei Untertauern

2.2.6.1. Die regionale Anordnung der Großstrukturen

Der Quarzitücken des Scheckkopfes reicht E' des Taurachtales als morphologischer Komplex bis zur Hauskoppental (zu den Lokalitäten s. Österreichische Karte 1 : 25.000, Blatt Untertauern oder eine großmaßstäbliche Wanderkarte) (s. auch Tafel 11). Wie am Leckriedel liegt zwischen den tektonisch tieferen Ladindolomiten der Taurachtalschlucht und den Quarziten zum inversen Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke gehöriges Anis mit Rauhwacken und eingelagerten Lantschfeldquarzit-Schubsetzen.

Die Lantschfeldquarzite in der N-Fortsetzung des Scheckkopfes enden zwar morphologisch bei der Hauskoppental, kommen aber im oberen Koppengraben W' des Tauernkars als Einschüppungen in Rauhwacken wieder zum Vorschein.

Die Rauhwacken im Koppengraben treten in einer Aufwölbung innerhalb der Quarzphyllitdecke auf, die gleichzeitig die Grenze Quarzit – Quarzphyllit markiert (s. Tafel 11). Die Basis der Decke selbst läßt keine Unregelmäßigkeiten erkennen und ist am Hauskoppental etwa in gleichbleibender Höhe von S nach N durchzuverfolgen.

Die sich hiermit abzeichnende Aufwölbungsstruktur innerhalb der Quarzphyllitdecke entspricht dem bereits von TRAUTH (1925, Tafel II) erkannten, schmalen E-W-streichenden Verbindungstreifen zwischen dem Mesozoikum von Untertauern und der Trias im Kalkspitzengebiet. Er liegt in der direkten E' Fortsetzung des N-Randes der Leckriedel-Sauruck-Quarzitsscholle. Auch die geologische Position ist äquivalent: Quarzite im S grenzen mit steilen Kontakten (s. auch Profil 2 auf Tafel 11) unter Zwischenschaltung von Rauhwacken an Quarzphyllit. Wie am Schlamingsattel und seiner Umgebung so dürfte auch im Tauernkar der Quarzit N-vergent dem ursprünglich hangenden Quarzphyllit aufgeschoben worden sein, wobei Teile der karbonatischen Basisserie mitgeschleppt wurden. Daß sich diese Schubfläche auf der Linie Schlamingsattel-Tauernkar-Sinnhubscharte entwickeln konnte, hängt mit den Mächtigkeitsverhältnissen des Lantschfeldquarzites zusammen, der von S her kommend an dieser Linie deutlich dünner wird (s. Tafel 11).

Auch W' der Taurach beginnt N' der Aufschiebungszone des Schlamingsattels, etwa N' der Schlamingsalm im Bereich der Kötzermahdalm, der Quarzit des Liegendschenkels der Quarzphyllitdecke geringmächtiger zu werden (s. Abb. 85).

Der Rauhwackenstreifen im Tauernkar steht steil zwischen Quarzphyllit und Lantschfeldquarzit. Die Steilheit der Lage ist mit Sicherheit auf eine S-vergente Anpressung zurückzuführen, da man sich hier in der E' Fortsetzung der Kalkspitzenmulde befindet.

N' des Koppengrabens ist anhand der auskartierbaren Reste des Anstehenden zu verfolgen, daß auch bei der Breitlehenalm (s. Tafel 11) und N' davon über den nun langsam nach N abtauchenden Ladindolomiten von Untertauern die Mitteltriasbasisserie des Quarzphyllitliegendschenkels vorhanden ist. Die tektonischen Verhältnisse werden aber unruhiger. Insbesondere die Rauhwacken erreichen enorme Mächtigkeit und umschließen Linsen verschiedenster Unter- und Mitteltriasgesteine. Insbesondere der Lantschfeldquarzit des Liegendschenkels der Quarzphyllitdecke scheint sich in solche Schubspäne aufzulösen.

Der Permoskythquarzit, der vom Lürzergraben nach N die Rauhwackenzone überlagert, ist bereits Bestandteil des Geißstein-Strimskogl-Zuges. Seine aufrechte Lagerung wird durch das Auftreten von Alpinem Verrucano mit Quarzgeröllen im Graben E' des Marchlgutes bestätigt.

Die tektonische Durchbewegungszone mit ihren Rauhwacken endet am E-Hand des Taurachtales erst E' des Brandenberggutes.

Dort beginnen dann auch die Quarzite des Geißsteins mit mittelsteilem Einfallen nach N zum Talboden abzusinken (s. Tafel 11).

Am W-Hang des Taurachtales ist zwischen Quarzit und Ladindolomit des Halbfensters von Untertauern nur geringmächtiges Anis eingelagert (s. Tafel 11, Profil 1). Die mächtige Ruschelzone des E-Hanges fehlt.

2.2.6.2. Das Strukturbild am N-Rand des Halbfensters von Untertauern

Es liegt nahe, die E' und NE' Untertauern entwickelte tektonische Ruschelzone mit den verschuppten N-Randzonen der Lackenkoglmulde und der Taurachtalfenster zu vergleichen. Aus Analogiegründen wird auch die Rauhwackenzone von Untertauern auf eine S-vergente Anpressung zurückgeführt.

Entsprechende kleintektonische Merkmale treten E' des Marchlgutes (s. Tafel 11) auf: die N- bis NE-fallenden Schichtflächen des Alpinen Verrucano werden von einer engständigen, flachen, N-vergenten Schieferung durchsetzt, wobei ein NW-SE verlaufendes Delta (um N 135° E) erzeugt wird. Diese Strukturen gehören ihrer Achsenrichtung wie ihrer Erscheinung nach zur ältesten Deformationsphase. Daneben durchdringt nun aber eine SW-vergente um 60° nach NE einfallende Schubklüftung, deren zugehörige B- und delta-Achsen um 150° streichen, das ältere Gefüge.

Da die S-vergente Einengungstektonik auf eine NE-SW-Einspannung zurückgeht und nur am NE-Rand des Halbfensters von Untertauern eine S-vergente Ruschelzone entwickelt ist, ist anzunehmen, daß die S-gerichteten Deformationen am SW-Rand des Geißstein-Quarzituges durch die Kompetenz dieser Gesteine bevorzugt nach SW gelenkt wurden und eine nur lokal zu beobachtende Scherflächenschar entstand.

Die Existenz von Beanspruchungsmerkmalen der ältesten Deformationsphase (1) (nach der Terminologie am Lackenkogl) wurde bereits gezeigt. Sie sind aber auch in Form der bekannten, vorwiegend NW-SE-ausgerichteten Striemungen in der Umgebung des N-Endes des Halbfensters von Untertauern anzutreffen (s. Tafel 11).

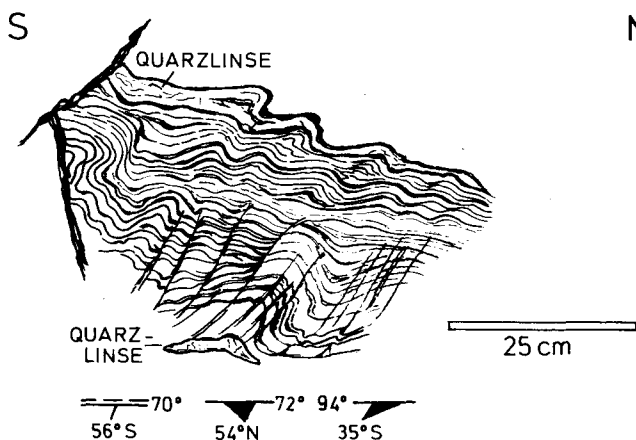


Abb. 65: Biegefaltung und Biegescherfaltung mit Schieferungsklüftung in permoskythischen Quarzitschiefern. – N-Rand des Leckriedel-Sauruck-Quarzituges (Köttermahdalm W' Untertauern). – Struktur Nr. 44, Lage s. Tafel 11.

In Zusammenhang mit der N-Randaufschiebung des Leckriedel-Sauruck-Komplexes entstanden im Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke W' Untertauern die zur Deformationsphase (2) gehörigen Strukturtypen der Abb. 65 mit N-vergenter Schubklüftung (vermutlich sekundär verstellt; vgl. auch Abb. 64, linken Teil). Die hier vorhandenen Faltenachsenrichtungen sind insgesamt bestimmend für den Basisteil der Quarzphyllitdecke W' Untertauern (s. D 52, Abb. 66 und Gültigkeitsbereich von D 52 auf Tafel 11).

Vergleicht man nun die aus Diagramm D 53 (Abb. 66) ersichtliche Großfaltenachse der Umbiegungszone der tektonisch tieferen Ladindolomite mit den Faltenachsen in der überlagernden Quarzphyllitdecke (D 52, Abb. 66) für den Raum W' Untertauern miteinander,

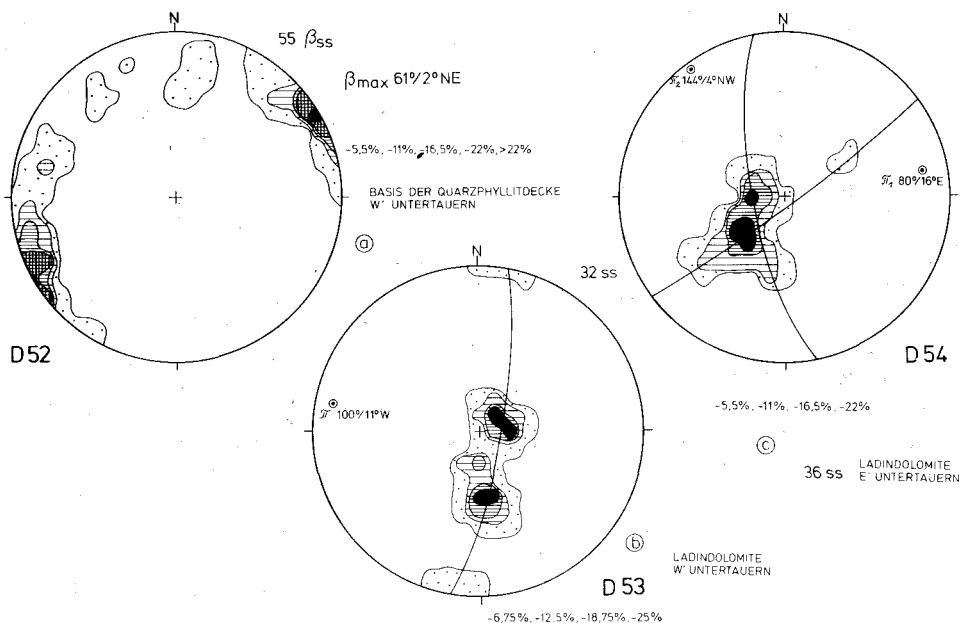


Abb. 66: Gefügediagramm vom N-Ende des Halbfensters von Untertauern, Gültigkeitsbereiche s. Tafel 11.

so ergeben sich im Streichen Differenzen von ca. 40° . Das entspricht der Tatsache, daß sich D 52 und D 53 jeweils auf verschiedene tektonische Einheiten beziehen. Beide Pläne dürften auf den gleichen Deformationsakt (2) zurückgehen, der sich für die in der Spezialkarte und in den Profilen (Tafel 11) abzeichnende Struktur des Abschnitts in der Umgebung des Taurachtales als weitgehend verantwortlich erwiesen hat. Nur wird die Falten tektonik in der Quarzphyllitdecke durch den N-Rand des Leckriedelquarzituges geleitet, während sie in den $\pm$ einheitlichen Ladindolomiten keine entsprechende Vorzeichnung antraf.

E' des Taurachtales stellt sich am N-Rand des Dolomitkomplexes wieder das NE' Streichen der Hauptfaltenachse ein (s. Diagramm D 54, Abb. 66), wie es im Prinzip aus der Quarzphyllitdecke W' Untertauern bekannt ist (s. D 52, Abb. 66). Gleichzeitig erkennt man im Aufschluß (besonders ca. 350 m S' Gasthof Lürzer in Untertauern, Höhe 1060 E' oberhalb des Römerweges, s. auch Pfeil auf Tafel 11) wie im Diagramm (D 54, Abb. 66) eine

N-vergente Faltengeneration mit steil (ca. 70°) nach SW einfallenden Achsenebenen und NW-SE-streichenden Achsen. Diese Biegefallen sind mit einer Beanspruchung in Verbindung zu bringen, die im Achsenstreichen nicht mit der Deformationsphase (2), im Stil nicht mit der Deformationsphase (1) korreliert werden kann. Vergleiche mit Akt (3) im Lackenkogelgebiet können, was die zeitlichen Relationen anbetrifft, angestellt werden, doch bleibt unbestimmt, ob in beiden Fällen, am Lackenkogel und bei Untertauern, wirklich der gleiche Beanspruchungsakt vorliegt.

Zusammenfassend ist also zu erkennen, daß die mehrphasig geprägte Internstruktur des N' Halbfensters von Untertauern in starkem Maße vor allem E' der Taurach bei Untertauern den Einfluß von Einengungen mit NE-SW-Richtung der Hauptspannungen zeigt. Die in den Profilen zum Ausdruck kommende Spezialtektonik zeigt aber in erster Linie E-W- bis ENE-WSW-streichende Achsen.

Die Achsenrichtungen sind in ihrer Zuordnung zu den einzelnen Deformationsphasen nochmals auf den entsprechenden Diagrammen auf Tafel 11 zusammengefaßt.

2.2.7. Beziehungen zum Kalkspitzenmesozoikum

Vom Rahmen des Halbfensters von Untertauern, der aus Mitteltrias des Liegendschenkels der Quarzphyllitdecke besteht, besteht über das Tauernkar und die Sinnhubscharte eine Verbindung zur Kalkspitzenmulde.

Die definitionsgemäß N-vergente Tauchmulde mit Ladin im Kern (s. SCHEINER 1960) kann kinematisch als S-vergente Aufsattelung angesehen werden. Etwa im gleichen Sinne erklärt auch TOLLMANN (1968 b, S. 74) die Mechanik der Entstehung dieser Großstruktur.

SCHEINER (1960, S. 93–94) rechnet das Mesozoikum der Kalkspitzen zu einer tektonischen Einheit im Hangenden der Pleißlingdecke, im Gegensatz zu TOLLMANN (z. B. 1964, S. 52), der die Kalkspitzen mit letzterer Teildecke parallelisiert. Obwohl sich SCHEINER nicht auf eine spezielle Teildecke des Radstädter Systems festlegt, muß seine Deutung bevorzugt werden, da wie erwähnt die anisichen Schichten der Kalkspitzenmulde über die Sinnhubscharte (wenn auch schlecht erschlossen) mit dem Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke in Verbindung stehen. Aber auch der im Prinzip stratigraphische Übergang zwischen der Trias der Kalkspitzen und dem Quarzphyllit des Rahmens (s. Profile bei SCHEINER 1960, Tafel 9 bis 11, und VOLL 1977) bestätigt, daß die Kalkspitzenmulde ein Teil der Quarzphyllitdecke ist.

SCHEINER konnte in dem von ihm bearbeiteten Bereich vier verschiedene Beanspruchungsakte voneinander trennen. Die Parallelen zu dem von mir bearbeiteten Gebiet sind z. T. frappierend: Falten und Lineationen mit NW-SE-Streichen bilden die ältesten Elemente. Das trifft auch für alle Gebiete im Bereich der N' Quarzphyllitdecke zu (s. Darstellungen oben und unten).

Der zweite Akt wird durch E-W-streichende Verbiegungen repräsentiert. Solche Achsenrichtungen haben sich im Halbfenster von Untertauern und seiner Umgebung (s. Tafel 8 und 11), in den Taurachtalfenstern und z. T. auch am Lackenkogel als Folge der von mir aufgestellten Deformationsphase (2) ergeben.

Weiter W' stellen sich hierfür ja z. T. andere Richtungen ein (s. Tafel 6). Der Beanspruchungsplan ist außerdem in den N' Radstädter Tauern W' des Taurachtales nicht mehr so homogen wie im Kalkspitzengebiet.

Am N-Anstieg der Sinnhubscharte zum Koners sind die zu diesem zweiten Akt gehörigen Kleinstrukturen erschlossen: N-vergente, überkippte Falten in quarzitischem Quarzphyllit, die fast den Charakter von Spitzfalten be-

sitzen und deren Achsenebenen mit ca. 60° nach S einfallen, wobei die Schenkel Winkel von ca. 40° miteinander bilden.

Für SCHEINER (1960, S. 105) ist der zweite Beanspruchungsakt der Vorgang, der das Abtauchen des Kalkspitzenmesozoikums nach N bestimmte. Die genannten Falten am N-Rand bei der Sinnhubscharte deuten aber keinen N-eintauchenden Bau, sondern eher eine Bewegung der S-Partie (z. B. des Seekareckkristallins) nach N aufwärts an, ähnlich wie am Schlamingsattel an der Aufschiebung des Leckriedelquarzits auf den Quarzphyllit. Die Deformationsphase (2) ist meiner Ansicht nach im Kalkspitzengebiet aus Analogiegründen zu den W' davon gelegenen Bereichen für ein Hochschleppen der Basis der Quarzphyllitdecke verantwortlich. Die endgültige Gestaltung der Muldenstruktur erfolgte durch einen späteren Akt (s. unten).

Die von SCHEINER (1960, S. 106 u. f.) erwähnten jüngeren und unbedeutenderen NE-SW-Achsen NW-vergenter Falten besitzen kein mit einheitlichem Streichen übereinstimmendes Pendant im W, könnten aber zur Phase (3) am Lackenkogl gehören.

Die vierte Achsenrichtung von N-S-Querachsen wurde in meinem Arbeitsgebiet gelegentlich beobachtet, hat aber quantitativ betrachtet weder für die Kleintektonik noch für den Großbau Bedeutung.

SCHEINER erwähnt nur N-vergente Deformationsstrukturen, keine für die äußere Struktur der Kalkspitzenmulde wichtigen S-vergenten Formen. Es ist ja auch schwierig, in der insgesamt inversen Serie der Kalkspitzen N-vergente und S-vergente Elemente allein mit Hilfe der Stratigraphie zu unterscheiden. Eine solche Differenzierung ist fast nur über kleintektonische Strukturtypen möglich, zumal die S-vergenten Formen in diesem Raum wahrscheinlich wie die ältesten N-vergenten Achsen NW-SE-Streichen besitzen (s. Verhältnisse im Halbfenster von Untertauern, Tafel 11).

Der S-vergente Beanspruchungsakt, der vorläufig nur auf Grund der äußeren Struktur der Kalkspitzenmulde angenommen werden kann, wird für die Umlenkung der karbonatischen Basisserie der Quarzphyllitdecke nach S nach ihrer Aufsattelung durch die Deformationsphase (2) herangezogen. Die S-Vergenz gewinnt damit im E der Radstädter Tauern eine außergewöhnlich große Bedeutung. Die Gründe mögen in einem besonders großen Aufbau von Spannungen im umgebenden Kristallin liegen, so daß sich hier eine so großdimensionale S-vergente Rückfaltung an einer Schwächezone in der E' Verlängerung der N-Randaufschiebung der Leckriedelquarzitsscholle entwickeln konnte.

2.2.8. Tektonische Erscheinungen im Quarzphyllit an seinem S-Rand

Aus unter dem Oberbegriff „Quarzphyllit“ zusammengefaßten Gesteinen an der S' Peripherie der Quarzphyllitzone wurden bereits N-vergente Falten z. T. mit s_2 -Scherflächen einerseits N' der Sinnhubscharte (s. Kapitel 2.2.7.) andererseits am Schlamingsattel (s. Kapitel 2.2.4.) beschrieben. Diese Elemente wurden mit der Beanspruchungsphase (2) nach der oben aufgestellten Terminologie verbunden, bei der großtektonisch im Raum E' des Zauchtales insbesondere Auf- und Überschiebungen eine Rolle spielen.

Man findet die Spuren einer entsprechenden Deformation der s_1 -Flächen des Quarzphyllits nun auch W' des Zauchtales, wo das Mesozoikum an der Basis des Quarzphyllits nach N abtaucht (s. Profile 4 bis 8, Tafel 9), ohne daß, jedenfalls bis zum Enns-Pleißling-Tal im W, zwischen der Mitteltrias und dem Quarzphyllit eine Aufschiebung nach N anzunehmen wäre.

Die in Tafel 7 eingetragenen s-Flächen (Hauptablösungsflächen im Aufschluß) in den Felspartien SW' oberhalb des Zauchsees sind N-vergente s_2 -Scherflächen (s. Abb. 67; Lageparameter s. D 55, Tafel 8, Gültigkeitsbereich dieses Diagramms s. Tafel 6 und 8). Zu den

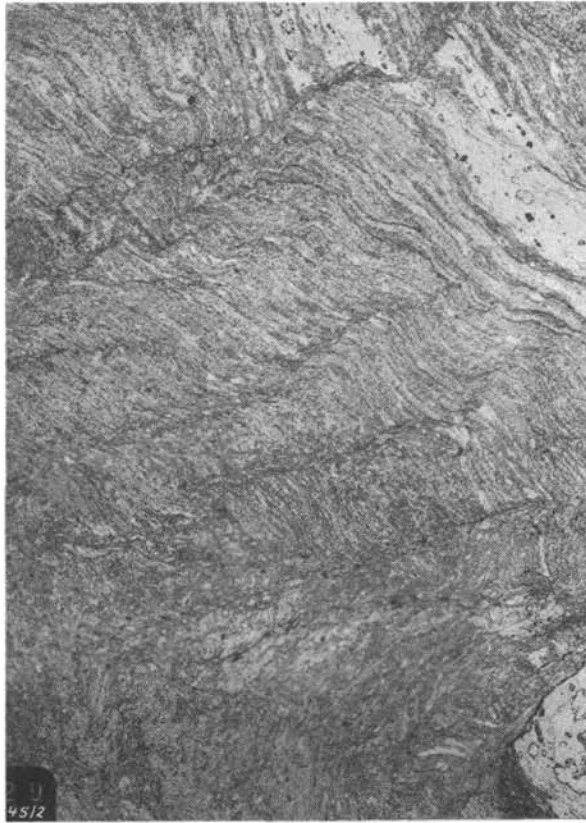


Abb. 67: Untervorschiebende Schieferungsklüftung (s_2) in Quarzphyllit (Deformation (2)), s_1 ist verbogen. – Felspartie Wⁿ oberhalb Zauchsee. – Probe 745; Entnahmestelle s. Tafel 5, Punkt Q; Schnitt – B₂; Vergrößerung 6,5x.

hierzu gehörigen delta- und B-Achsen (Deformationsphase (2) in D 55) äquivalente Lineationen sind auch in den steilstehenden Quarziten am SW-Ufer des Zauchsees entwickelt. Hinzu kommt dort eine Faltung, die materialbedingt Biegefallen mit aufrechten bis schwach N-vergenten Sätteln und Mulden umfaßt. Der Stil ist also ganz anders als im Quarzphyllit, doch deuten die Achsenrichtungen und -lagen auf den gleichen Deformationsakt (2) wie bei Scherfaltung in den schiefrigen Gesteinen (vgl. D 55 auf Tafel 8) hin.

In den zum Quarzphyllitliegendeschenkel gehörigen Quarziten am Zauchsee-SW-Ufer trifft man außerdem noch auf die bekannten kräftigen Striemen der Deformation (1) (nach der Terminologie von Kapitel 1.2.5), die hier bedingt durch jüngere Verstellung anormal steil nach W einfallen (s. auch Tafel 8).

Außergewöhnliche tektonische Verhältnisse zeigen sich in der Nⁿ Teilscholle der Quarzite am Zauchsee am Überlauf des Sees (s. Tafel 1 und 8).

Schiefe Biegefallen mit seltener, aber deutlicher Schieferungsscherklüftung (Abb. 68) besitzen im Stil ähnliche Züge wie die Verbiegungen im Sⁿ davon gelegenen Quarzitzug (S-Rand des Sees), die zur Deformationsphase (2) gestellt wurden. Das NE-SW-Achsenstreichen (s. Diagramm D 56, Tafel 8) ist jedoch sehr ungewöhnlich. Es liegt nahe, die Quarzitmasse als nach der Phase (2) von E nach W gegen den Uhrzeigersinn rotierte Scholle zu betrachten.

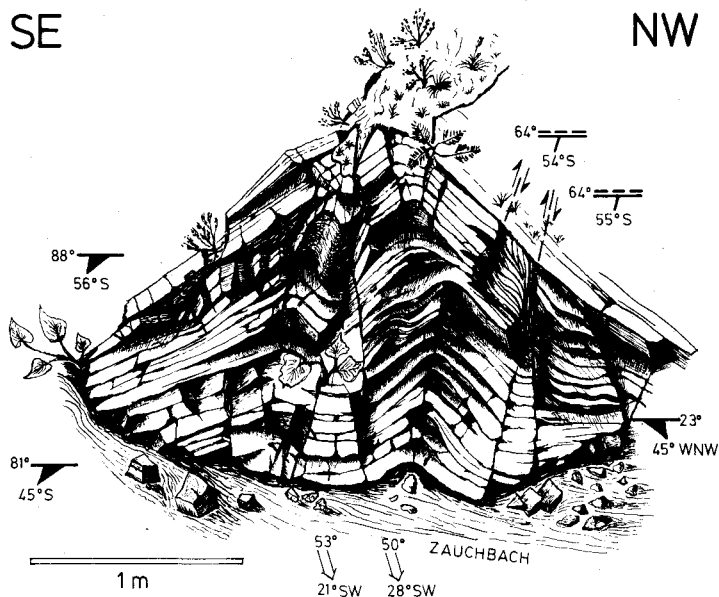


Abb. 68: Schwach NW-vergente Biegefaltung mit zugehörigen Scherklüften in Lantschfeldquarzit am N-Ende des Zauchsees. – Struktur Nr. 45; Lage s. Tafel 8.

W' der Unterbergalm und am Roßkopf treten die s_2 -Scherbahnen gegenüber s_1 als Hauptablösungsflächen im Quarzphyllit zurück (s. Tafel 5). Erst im SW' Walchaumesozoikum ist in Quarzitschiefern die s_2 -Scherflächentektonik wieder deutlich ausgeprägt (s. Abb. 62).

Die Tafeln 5 und 6 lassen deutlich werden, daß die Internstruktur in der W' und N' Quarzphyllitumrahmung des Walchaumesozoikums der NW-SE-Diagonaltektonik dieses Triaskomplexes angepaßt ist. Die relativ steil nach SW einfallenden Hauptablösungsflächen des Quarzphyllits sind wiederum die s_2 -Scherflächen (s. Abb. 69).

Die zugehörigen Faltenachsen und Runzelungen fallen bevorzugt nach NW ein (im Gegensatz zum SE-Fallen der zur Deformationsphase (1) gehörigen Strömungen in der benachbarten Trias des Walchaukomplexes, s. Tafel 6).

An einzelnen Stellen (s. Tafel 6) treten zu den Beanspruchungsformen der Phase (2) (nach der Terminologie vom Lackenkogl) jüngere Faltenstrukturen, die relativ flachwellig gestaltet sind, $\pm$ horizontale Achsenebenen besitzen und mit ihren Achsen nach SE einfallen (E' und W' Walchauhof). Schließlich findet man NNW' des Walchauhofes im Quarzphyllit Verbiegungsformen, die im Typ den letztgenannten entsprechen, nun aber SW-NE-Streichen aufweisen.

Beide Faltungserscheinungen stehen mit der NW-SE-Einengung bei der Entstehung der Diagonalscherflächentektonik des Walchaumesozoikums in Verbindung (s. Abb. 63), die NE-SW-Falten direkt, die NW-SE-streichenden Formen als $B' \perp B$ -Falten. Diese jüngste Beanspruchung im Walchaumesozoikum hat mit ihren Diagonalscherflächen auch die Strukturen des Aktes (2) z. T. in NW-SE-Streichen eingedreht.



Abb. 69: Faltung mit Schieferungsscherklüftung (Deformation (2)) in Quarzphylliten (mit Quarzlinsen) am W-Rand des Walchaumesozoikums. – Autobahnanschnitt SW¹ Steinfeldgut. – Struktur Nr. 46, Lage s. Tafel 6.

Die Vergenz der Strukturen dieses jüngsten Faltungsaktes ist nicht abzulesen (flache Achsenebenen, unklare stratigraphische Verhältnisse), so daß auch hier nicht zu entscheiden ist, ob die Deformation mit der Phase (3) (s. Kapitel 1.2.5) oder mit einer S-vergenten Beanspruchung zu korrelieren ist.

Im Mündungsgebiet des Pleißlingbaches in die Enns stehen die s-Flächen (?s₂) des Quarzphyllits steil und streichen NW-SE bis E-W. Langsam schwenkt also die Lage der s-Flächen wieder in das normale E-W-Streichen um.

Die Aufschlüsse in der Quarzphyllitunterlage der Benzeckschuppen (s. Kapitel 2.2.1.) W¹ und NW¹ des Benzeckgipfels (s. Tafel 1) enthalten in den Phylliten ebenfalls die bereits bekannte s₂-Scherflächenschar der Deformationsphase (2) (s. Abb. 70). Im N¹ Anteil der Aufschlüsse fällt die Scherklüftung s₂ bevorzugt nach NE ein, ist also N-vergent tauchend (s. Diagramm D 57, Abb. 70, Gültigkeitsbereich s. Tafel 12). Das Achsenstreichen der zugehörigen Schleppungen und Runzelungen streut zwischen E-W und SE-NW (s. Diagramm D 57, Abb. 70).

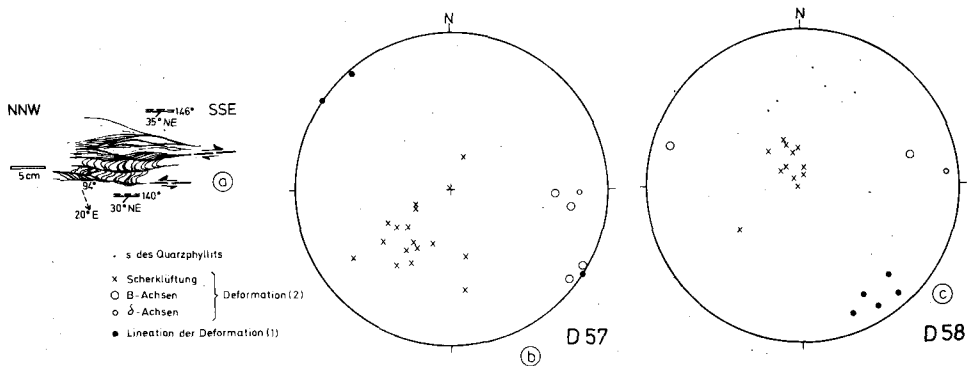


Abb. 70: a: N-vergente Schubklüftung (Deformation (2)) im Quarzphyllit NE' der Unteren Ennsalm. – Struktur Nr. 48. b und c: Gefügediagramme zur Tektonik im Quarzphyllit bei der Unteren Ennsalm; Gültigkeitsbereiche s. Tafel 12.

Nach S zu setzen sich dann um E-W-streichende B_2 -Achsen durch (s. Abb. 70, Diagramm D 58). Die s_2 -Flächen fallen nun aber flach nach SE ein, so daß als Folge davon die Obergrenze des Quarzphyllits im oberen Ennstal nach S zu langsam zum Taltiefsten absinkt. Da die s_1 -Flächen des Quarzphyllits in diesem Abschnitt steiler nach S einfallen als die s_2 -Scherklüftung muß angenommen werden, daß man sich in bezug auf die B_2 -Verfaltung des Quarzphyllits am SE-Hang des oberen Ennstales im überkippten Schenkel einer N-vergenten Falte befindet, deren Achse insgesamt flach nach E abtaucht.

Das letztgenannte Einfallen ergibt sich daraus, daß am W' Ennstalhang die Quarzphyllitobergrenze bereits in eine wesentlich größere Höhe hinaufreicht, W' der Unteren Ennsalm sogar in fast 2000 m Höhe den Ennskraxen-Mosereck-Kamm erreicht, was einer E-W-Höhendifferenz von ca. 450 m entspricht. Nimmt man an, daß die B_2 -Achsen etwa E-W streichen, so ergibt sich ein mittlerer Einfallswinkel von ca. 15° nach E.

2.2.9. Beziehungen zur Großtektonik am S-Rand der Quarzphyllitdecke

Bestimmend für die Anordnung der einzelnen Teileinheiten sind in erster Linie Deformationsvorgänge der Beanspruchungsphase (2) im Sinne der am Lackenkogl entwickelten Terminologie. Hierdurch wurde SE' des Leckriedels der S-Rand der Quarzphyllitdecke weitspannig N-vergent aufgebogen, vor allem aber die Quarzite, die den S' Abschnitt der Quarzphyllitdecke S' Untertauern einnehmen, nach N auf Quarzphyllit aufgeschoben. Dies geschah etwa auf der Linie Schlamingsattel-Sinnhubscharte. Z. T. wurde bei dieser Aufschiebung noch ein Teil des mitteltriadischen Liegendschenkels dieser Teildecke hochgeschleppt. Das Auftreten der isoliert im Quarzphyllit und Schladminger Kristallin liegenden Kalkspitzentrias kann mit auf solche Vorgänge zurückgeführt werden.

Die N-vergente Aufschiebung vom N-Rand der Leckriedelquarzitmasse klingt im Zauchseegebiet aus. Der karbonatische Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke fällt, z. T. in N-vergente enge Tauchfalten der Beanspruchungsphase (1) gelegt, $\pm$ steil nach N ohne größere Komplikation ein.

In dem zwischen Zauch- und Ennstal noch bestehenden E-W' Streichen des Großbaus tritt eine Zäsur durch die Diagonalstruktur des Walchaumesozoikums mit einem NW-SE-Trend im Streichen der Achsen vor allem der Deformationsphase (2) ein.

Die E' der Enns-Pleißling-Talfurche unter den Quarzphyllit eintauchende tiefere und S' davon gelegene Einheit beginnt sich dann W' des Tales an ihrer N-Grenze steilzustellen (NE-Hang des Benzecks) und überlagert schließlich am NW-Hang des Benzecks den hochgeschleppten Liegendschinkel des Quarzphyllits (d. h. die Benzeckschuppen).

Wie im nächsten Kapitel gezeigt wird, tauchen unter der Benzeckdolomitmasse und über dem nach W auskeilenden Mesozoikum der Quarzphyllitdecke nach SW noch tektonisch tiefere Einheiten auf, die aber alle über der im Gesamtbau der Radstädter Tauern höchsten Quarzphyllitdecke lagern. Die W-Fortsetzung dieser Verhältnisse ist in der Überschiebung der Ennskraxentrias auf den Quarzphyllit gegeben (DEMME 1962).

Diese Auf- und Überschiebungen tieferer tektonischer Einheiten auf den Quarzphyllit haben ihr kleintektonisches Pendant in der gerade im oberen Ennstal im Paläozoikum besonders deutlich ausgeprägten Scherflächenschar der Deformationsphase (2) (s. oben Kapitel 2.2.8.).

2.3. Die Verbindung zwischen dem Ennskraxengebiet und dem Benzeck-Steinfeldspitz-Komplex im Bereich der Ennsalmen

DEMME (1962) unterscheidet im Ennskraxengebiet im wesentlichen folgende Einheiten, die vom Liegenden zum Hangenden über dem Quarzphyllit lagern (s. auch ROSSNER 1974, S. 734 u. f.):

- Ennskraxenschuppe (von TOLLMANN 1963 b mit der Lantschfelddecke verglichen),
- Rauhwackeband (s. hierzu auch ROSSNER 1974, S. 736),
- Höhere Deckfalteneinheit (nach TOLLMANN 1963 b: Äquivalent der Pleißlingdecke),
- Wildkarschuppen (vermutlich mit der Kesselspitzdecke nach TOLLMANN 1963 b gleichzusetzen).

Die Anisdolomite bei der Oberen Ennsalm (s. Tafel 12) bilden die SE' Fortsetzung der Ennskraxenschuppe, die sich im Hangenden des Quarzphyllits durch zwei Hangstufen (im SW gebildet aus Aniskalkschiefern, im NE durch Anisdolomite) nachgezeichnet weiter nach NW bis zur Unteren Ennsalm verfolgen läßt (s. Tafel 12, Profile 1–3).

In bedeutender Mächtigkeit folgen dann SE' der Oberen Ennsalm am Sattel zum Ennsfeld über der Ennskraxenschuppe die (z. T. aus mylonitisierten Mitteltriasdolomiten bestehenden) Rauhwacken des Rauhwackebandes. Dieses wird jedoch nach N zu geringmächtiger und ist schließlich nicht mehr als eigenständige tektonische Einheit zu bezeichnen (s. Tafel 12 mit Profilen).

Am Schilcheck trifft man bereits auf die W-Ausläufer der nächsthöheren Pleißlingdecke, die dann weiter SE' fast die gesamten SE-Wände des Marbachtales einnimmt (s. Tafel VI bei TOLLMANN 1958 a).

Der Schilcheckdolomitkomplex taucht nach N am Sattel P. 1875, SW' des Benzecks unter die Ladindolomite am Gipfel dieses Berges ab (s. Tafel 12, Profil 4), die schon wieder zu einer höheren tektonischen Einheit gehören. Die Grenze bildet eine Deckenbahn mit eingelagerten Lantschfeldquarziten, Rauhwacken und anderen basalen Teilen der triadischen Schichtenfolge.

Auf die Zuordnung des Benzeck-Steinfeldspitz-Komplexes zur Kesselspitzdecke (s. Tafel 12) der N' Radstädter Tauern wird weiter unten noch genauer eingegangen.

Die Rauhwacken an letztgenannter Deckenbahn setzen sich vom Sattel SW' des Benzeckgipfels nach ENE noch ein Stück am E-Hang des Benzecks hangabwärts fort und

werden in ca. 1800 m Höhe von Anisbänderkalken abgelöst, die ihrerseits z. T. wieder in Rauhwacken übergehen können (W' oberhalb der Schüttbachalm in ca. 1450 m Höhe). Die Deckenbahn erreicht etwa 500 m N' der Schüttbachalm den Talgrund und setzt sich zu den mächtigen Rauhwackenansammlungen fort, die von der Verbindungslinie Wiesenau-Schwarzkogel nach S zu den tieferen Teil der Schwarzkogl-Windschaukel-Westwände einnehmen.

Die Rauhwacken an der Basis der Benzeckdolomite lassen sich in den schroffen Erosionsrinnen am Benzeck-W-Hang auch nach N verfolgen, doch werden die tektonischen Komplikationen immer größer.

Man gelangt W' des Benzeckgipfels in die Zone, in der einerseits der überschlagene Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke (Benzeckschuppen) von N nach S an der Erdoberfläche auskeilt und wieder unter den Quarzphyllit absinkt, andererseits aber auch die von S heranstreichende Ennskraxenschuppe und Pleißingdecke zwischen Quarzphyllitdecke und Benzeck-Steinfeldspitz-Einheit enden (Tafel 12).

Die Ennskraxenschuppe, die SE' der Aigenhütte (bei P. 1415) als Anisfolge (s. Tafel 12, Profil 3) noch recht gut zu identifizieren ist, beginnt wenig N' davon in der Rinne ESE' der Aigenalm mit steil S' Einfallen nach N aufzubiegen und sich sogar nach S über den ursprünglich im Hangenden lagernden Anisdolomit der Pleißingdecke zu legen (s. Profil 5, Tafel 12). Die basalen Teile der Ennskraxeneinheit lösen sich in Rauhwacken mit eingeschuppten Mitteltriasresten auf. Darauf ist von N her auch noch eine Quarzphyllitscholle aufgeschuppt.

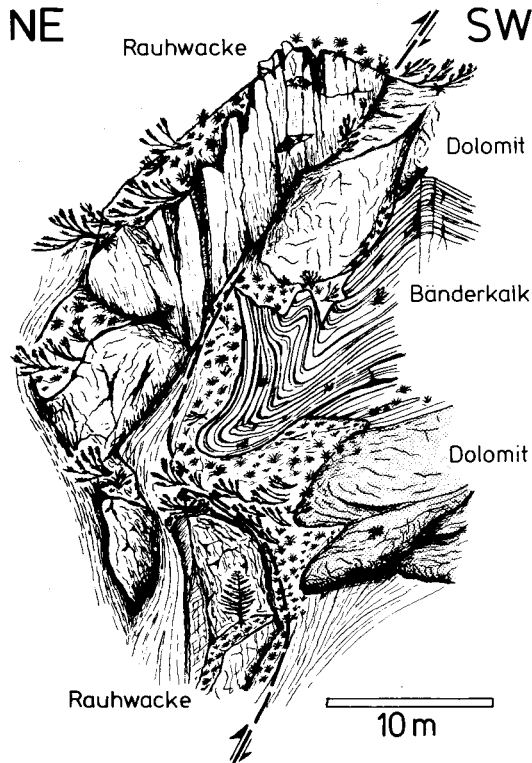


Abb. 71: SW-vergente Biegefaltung in Anisbänderkalken. – S-vergente Rückfaltungszone NW' Benzeckgipfel. – Struktur Nr. 49; Lage s. Tafel 12.

Es liegt hier am N-Rand des nach N über den Quarzphyllit geschobenen Anteils der Ennskraxen- und Pleißlingeinheit eine S-vergente Rückfaltungszone vor (s. auch Abb. 71). Die Pleißlingdecke wurde an ihrem N-Ende durch die S-vergente Deformation in die Reste der Ennskraxenschuppe eingewickelt (s. Profil 5 auf Tafel 12) und abgeschnitten.

Pleißlingdecke und Lantschfelddecke (= Ennskraxenschuppe) setzen sich nach E und NE im Untergrund sicher fort und gewinnen ihre „normale“ Position im Liegenden der Quarzphyllitdecke (und Kesselspitzdecke) zurück. Ihr tatsächlicher N-Rand ist nicht bekannt.

Von den dem Großbau zugrunde liegenden Beanspruchungsakten ist die älteste Phase (1) nach bisheriger Terminologie mit ihren NW-SE-Achsenrichtungen nicht nur im Quarzphyllit des oberen Ennstales (D 58, Abb. 70), sondern auch im überlagernden Mesozoikum zu erkennen, und zwar in Form von Lineationen (s. Tafel 6, SW-Ecke) und kleinteiltektonischen Strukturen wie auf Abb. 72.

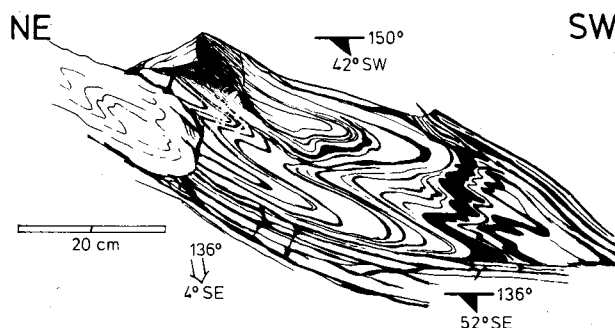


Abb. 72: Falten des Deformationsaktes (1) mit Isoklinalfaltenstil in Anisbänderkalken. – Rinne SE' Eigenhütte. – Struktur Nr. 50; Lage s. Tafel 12, Profil 5.

Es wurde oben auch schon darauf verwiesen, daß die im oberen Ennstal den Quarzphyllit überlagernden Deckeneinheiten in diese Position im wesentlichen durch die jüngere Deformationsphase (2) gebracht wurde. Im Mesozoikum ist eine zugehörige Faltung z. B. am W-Ausgang der großen Erosionsrinne ENE' der Unteren Ennsalm zu beobachten, die die Strömung der Phase (1) verfaltet.

Das aus der Lage der ss-Fläche und der mit der Faltung verbundenen Schieferungsklüftung (in Kalken) bzw. Schieferungsscherklüftung (in Schiefen) wie auch aus den gemessenen delta-Achsen erkennbare NW-SE-Streichen der b-Koordinaten (D 59 und 60, Abb. 73) ist typisch für die Deformationsphase (2) im Mesozoikum E' der Unteren Ennsalm (s. Tafel 6).

Im Quarzphyllit E' der Unteren Ennsalm wurden z. T. die gleichen Achsenrichtungen beobachtet (s. Diagramm D 57, Abb. 70 und Tafel 12), doch streuen dort die Streichwerte bis E-W. Insgesamt können jedoch für die in den Diagrammen D 57, D 58 und D 59 eingetragenen Achsenrichtungen wegen der unterschiedlichen Streichwerte keine verschiedenen Verformungsphasen angenommen werden, da die zugehörigen Formen alle dem Stil der Deformationsphase (2) entsprechen.

Auch die Großmulde des Schilcheck-Gipfels (s. D 62, Tafel 12) gehört zur Beanspruchung (2), leitet mit ihren ENE-WSW-Achsen aber bereits zur Tektonik des Steinfeldspitzgebietes über, die mit ihrem Homogenbereich hier über das Pleißlingtal herüberreicht.

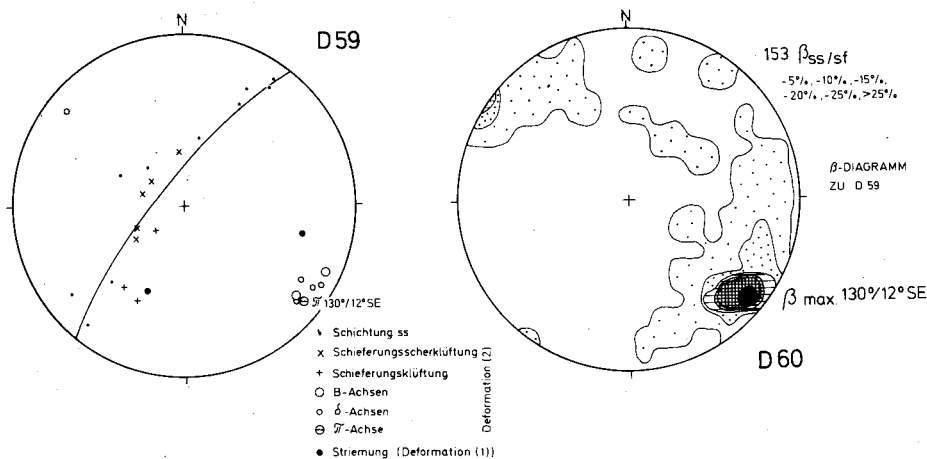


Abb. 73: Gefügediagramme zum Grenzbereich Quarzphyllitdecke – Ennskraxenschuppe – Pleißingdecke ENE' Untere Ennsalm.

Die S-vergente Entwicklung des N-Endes von Ennskraxen- und Pleißingeinheit W' des Benzeckgipfels ist mit der jüngeren Beanspruchungsphase (4) im Lackenkogelgebiet zu parallelisieren. Zugehörige kleintektonische Strukturen (Abb. 74) zeigen gegenüber etwa den Strukturen von Abb. 72 bei mechanisch äquivalent reagierendem Material (Bänderkalke und Kalkschiefer) einen selbständigen Stil mit vorherrschenden Spitzfalten.

Bei den Formen von Abb. 74 handelt es sich speziell um drag-folds, entstanden bei $\pm$ schichtparallelen Biegegleitungen (s. Bewegungsbahn auf Abb. 74) im Zusammenhang mit der Aufrichtung durch S-vergente Einengung (s. Schemazeichnung Abb. 74).

Die Achsen (s. D 61, Abb. 75) streichen wie bei den beiden älteren Deformationsakten NW-SE und fallen bevorzugt nach SE ein.

Die NE-SW-Achsen W' des Benzeckgipfels (Tafel 6), die mit diesem Streichen senkrecht auf den oben erläuterten Hauptrichtungen stehen, sind z. T. echte $B' \perp B$ -Querstrukturen, die insbesondere in Zusammenhang mit der Deformationsphase (1) zu bringen sind (Striemungen in entsprechender Ausbildung wie für die Deformationsphase (1) typisch, aber senkrecht zur sonst vorherrschenden NW-SE-Richtung). Zu einem Teil handelt es sich aber um Zeugen einer eigenständigen, leider nicht eindeutig zuordenbaren Deformation, die in ihrem Achsenstreichen auch am N-Hang des Benzecks (Benzeckschuppen, s. Tafel 6, Diagramm D 46) ausgebildet ist.

Da am Lackenkogel die NE-SW-Richtung vielfach mit den Achsen der Deformationsphase (3) in Verbindung gebracht wird, liegt es nahe, die zuletzt erwähnten Strukturen am Benzeck mit Vorbehalten ebenfalls dem Akt (3) (NW-vergent) zuzuordnen. Mit dieser späten Deformation kann u. U. die Entstehung des Rauhwackebandes (nach SCHMIDT 1924 und DEMMER 1962) in Verbindung gebracht werden (zur Erklärung des Rauhwackebandes s. DEMMER 1962 und ROSSNER 1974, S. 736).

Der oben umrissene Verformungsplan läßt sich gut mit den diesbezüglichen Angaben DEMMERS (1962) für das Ennskraxengebiet vergleichen.

Nach DEMMER (1962, S. 175) sind auch im Quarzphyllit N' der Ennskraxen vor allem NW-SE-Achsenrichtungen vorhanden, was meinen Beobachtungen entspricht (s. Tafel 12).

In Quarziten und Kalkmarmoren der Ennskraxenschuppe beschreibt DEMMER (1962, S. 176) ähnliche Achsenrichtungen vor allem bei Striemungen (Deformationsphase (1))

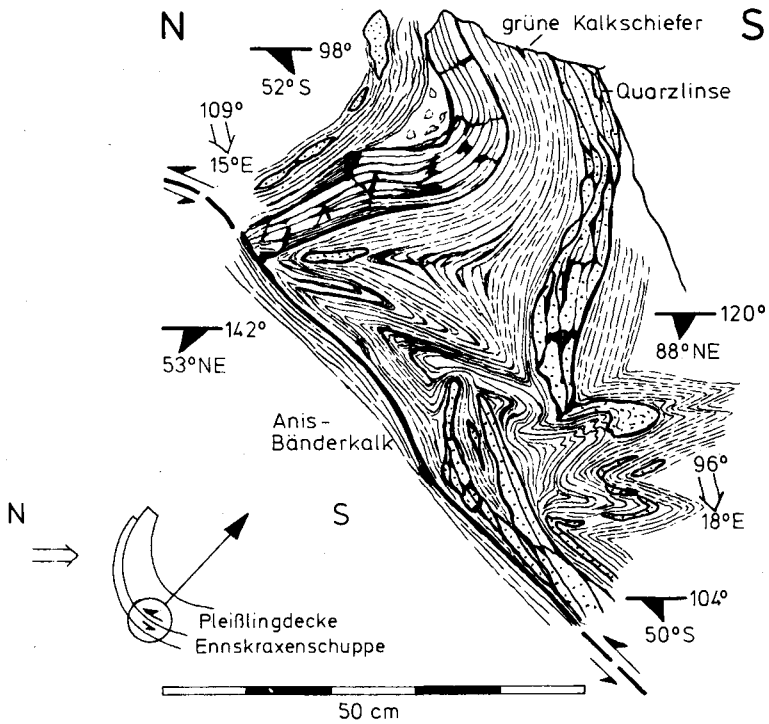


Abb. 74: S-vergente Falten des Deformationsaktes (4). – Lokalität wie Abb. 72. – Struktur Nr. 51; Lage s. Tafel 12, Profil 5.

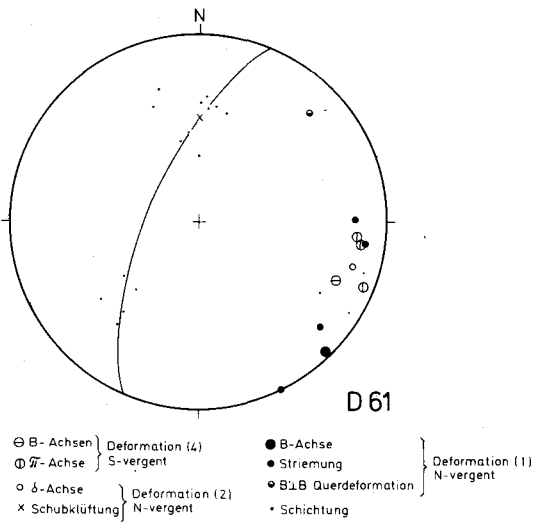


Abb. 75: Gefügediagramm aus der S-vergenten Aufrichtungszone NE' der Unteren Ennsalm (N-Grenze der Ennskraxenschuppe und der Pleißingdecke am W-Hang des Benzecks).

nach der Terminologie oben). NW-SE-Achsen treten nach der Achsenkarte DEMMERs aber ganz allgemein am E-Rand der Ennskraxenmasse (bei der Oberen Ennsalm) und in der SE-Fortsetzung der Ennskraxenschuppe (unter dem Rauhwackeband) im Marbachtal hervor.

Schließlich konnte DEMMER auch noch (gegenüber den NW-SE-Richtungen) jüngere N-S-Achsen innerhalb der Ennskraxenschuppe, aber auch der Oberen Deckfalteneinheit (= Pleißlingdecke) feststellen. Sie dürften etwa den oben beschriebenen NE-SW-streichenden Achsen im E (Gebiet der Ennsalm und des Benzecks) entsprechen (s. oben und Tafel 12).

Die Obere Deckfalteneinheit ist in dem SW' an das von mir bearbeitete Gebiet anschließenden Abschnitt ebenfalls vor allem durch die älteren NW-SE-Achsenrichtungen charakterisiert. Diese lassen sich nach SE in die Pleißlingdecke des Graihornzuges (s. TOLLMANN 1958 a, Abb. 1) weiterverfolgen. Die Ansicht TOLLMANNs (1958 a, S. 105 u. f.), daß die NW-SE-Achsenrichtung eine ältere Deformationsphase repräsentiert, die von einer SE-NW- bis E-W-Einengung abgelöst wird, bestätigt weitgehend meine Vorstellungen.

Ein sehr einheitlicher NW-SE-Bauplan bildet also als ältestes Element in den ganzen N' Radstädter Tauern die Grundlage der Gebirgsstruktur.

Jüngere Einengungsdeformationen zeigen dann starkes Streuen der Faltenachsen, auch infolge abnehmender Überlagerung. Im oberen Ennstal ist die Deformationsphase (2) für den Großbau, insbesondere für die Überlagerung der Quarzphyllitdecke durch normalerweise tiefere Deckeneinheiten bestimmend. Dieser Verformungsakt benutzte dort den bereits vorgezeichneten älteren NW-SE-Bauplan posthum nochmals und konnte so den Deckenbau in der erwähnten Weise umgestalten. Derartige bedeutende Auswirkungen waren im Rahmen des gleichen Beanspruchungsaktes etwa weiter E' nicht möglich, da sich dort infolge der zum alten Bau reneganten Verformung mit vorherrschenden WSW-ENE-Achsen größere mechanische Widerstände ergaben (Ausklingen der Quarzphyllit-S-Rand-Einwicklung vom Benzeck nach E).

2.4. Interntektonik und regionalgeologische Stellung der Benzeck-Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Einheit

Im Gipfelbereich des Benzecks gelangt man, wie oben erläutert, in die tektonisch liegende Einheit der Quarzphyllitdecke, die hier allerdings letztere an ihrem S-Rand sekundär überschoben hat.

Ihren vollen Umfang gewinnt die liegende Teildecke der Quarzphyllitmasse erst E' des Enns-Pleißling-Tales im Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Zug und N' davon. Im oberen Zauchtal taucht sie nach E unter die Quarzphyllitdecke ab, um im Halbfenster von Untertauern nochmals zum Vorschein zu kommen. Weiter S' ist diese Einheit, die vorläufig als Benzeck-Steinfeldspitz-Masse bezeichnet werden soll, nach E bis zur Gnadenalm zu verfolgen, wo sie ebenfalls unter die Quarzphyllitdecke abtaucht, aber am S-Rand des Scheckkopfes in SE' Richtung wahrscheinlich bis zum Tauernpaß zu verfolgen ist (Tafeln 1 und 11).

2.4.1. Die Benzeckdolomitmasse

Der Bau des W' Ausläufers der Benzeck-Steinfeldspitz-Masse am Benzeck ist den Tafeln 1 und 12 zu entnehmen.

Im N grenzen dort Ladindolomite mit einer sattelartigen Aufbiegung (s. Profil 2, Tafel 9) an die mesozoische Liegendserie der Quarzphyllitdecke und überschieben diese weiter SW' sogar an einer E' einfallenden Überschiebungsbahn (s. Tafel 9, Profil 1, und Tafel 12, Profil 3).

Konstruiert man die Großfaltenachse dieses Überschiebungsbereiches (D 63, Tafel 6), so resultiert ein NE-SW' Achsenstreichen, das in diesem Raum bereits in den Benzeckschuppen (s. D 46 auf Tafel 6) und im Kleinfaltenbereich W' des Benzeckgipfels angetroffen worden ist (s. Kapitel 2.3.). Die NE-SW-Richtung ist, wie in Kapitel 2.3.2. ausgeführt, wahrscheinlich mit dem Deformationsakt (3) nach bisheriger Terminologie zu verbinden, der sicher für die sekundäre Überschiebung tieferer Teildecken über den

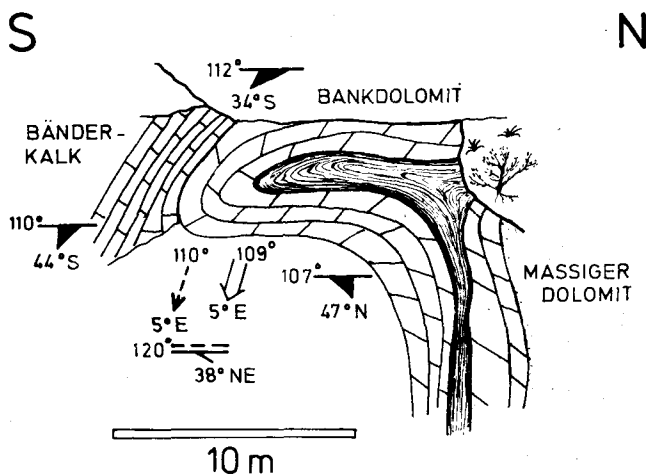


Abb. 76: Faltenstruktur des Deformationsaktes (1) in einer anisichen Dolomit-Schiefer-Bänderkalk-Serie. – Benzeck-NE-Hang. – Struktur Nr. 53, Lage s. Tafel 6.

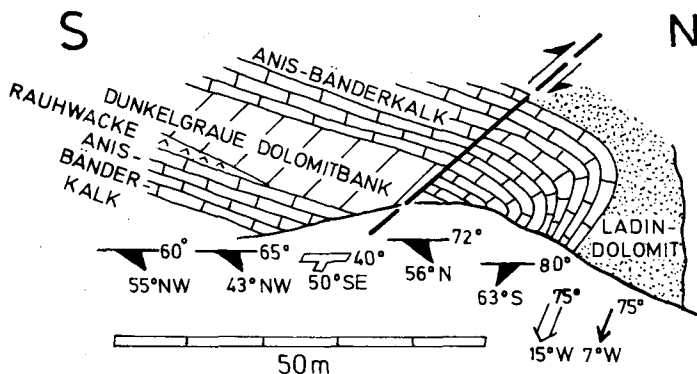


Abb. 77: Biegefalte mit Zerschierung der Sattelpartie (Deformation (2)). – Benzeck-NE-Hang. – Struktur Nr. 52, Lage s. Tafel 6.

Quarzphyllit nicht verantwortlich ist, der aber die Kontaktverhältnisse nochmals recht intensiv überprägt hat, so daß ältere Deformationsachsen im Schichtflächen- und beta-Diagramm nicht mehr zum Ausdruck kommen.

Die älteren Gefügemerkmale sind aber im Kleinbereich besonders in den anisichen Serien am NW-Hang des Benzecks festzustellen. Das Gesamtbild ist nun jedoch anders als im oberen Ennstal. Die dort vorherrschenden NW-SE-Achsen werden durch ein System zweier Richtungen, mit NW-SE- und WSW-ENE-Streichen, abgelöst (s. Tafel 6).

Der NW-SE-Richtung (s. D 64, Tafel 5), sind Strukturen wie auf Abb. 76 und Strömungen zuzuordnen, die beide dem Stil der Deformationsphase (1) entsprechen.

Zur Schar der WSW-ENE-streichenden Falten gehört die Struktur Abb. 77, die mit ihren mittelsteil nach S einfallenden Achsenebenen im Typus Ähnlichkeit mit Verbiegungen der Deformationsphase (2) in kompetenten Serien hat. Da zu den oben bereits erwähnten, eventuell zum Vergleich heranziehbarer NE-SW-streichenden Achsen (N-Rand des Benzecks, Faltung? (3)) offensichtlich kaum Kleinfalten entwickelt sind (nur schwache Runzelung s. D 64, Tafel 5), kann es als gesichert gelten, daß der NNW-vergente Sattel der Abb. 77 Ausdruck der Deformation (2) ist, die somit am Benzeck ENE-WSW-Streichen in ihren Achsen annimmt.

Die Deformation (2) hat in den mächtigen, kompakten Dolomiten am Benzeck wie in den Quarziten etwa am S-Rand des Leckriedels (s. Profile 13 bis 15, Tafel 10) relativ große Strukturen geschaffen. Es entstand in diesem Zusammenhang auch die ebenfalls ENE-WSW-streichende Mulde des Schilcheckgipfels (s. Tafel 12, Profil 2 und Kapitel 2.3.).

2.4.2. Die Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Einheit

2.4.2.1. Der N-Rand im Bereich Tagweideck-Obere Zauchalm

Im Verlauf der Grenze Quarzphyllitdecke-Steinfeldspitzeinheit im Flachauer Tal zeichnet sich die NE-SW-streichende Achsenrichtung der Deformation ? (3) des Benzeck-N-Hanges ab.

Am E-Hang des Pleißlingtales (E' des Schauphofes, s. Tafel 1) erkennt man dann aber eine große Isoklinalfalte (Profil 5, Tafel 9), deren Achsenebene steil nach N einfällt und deren Liegendschenkel durch liegende Falten höherer Ordnung ausgestaltet ist.

Nach den oben entwickelten Vorstellungen von den Deformationsstilen der N' Radstädter Tauern gehört diese Struktur zum Beanspruchungsakt (1), ist mit Sicherheit N-vergent und damit N-tauchend. Ähnliche Formen findet man in den Großsätteln und -mulden der Pleißlinggruppe wieder (s. TOLLMANN 1956, Tafel II).

Die Achse der beschriebenen Großfalte streicht im Kern 70° (s. D 65, Tafel 5, D 66, Tafel 6). Dieser Wert entspricht der für die Deformationsachsen des Stadiums (2) am Benzeck typischen Richtung (ENE-WSW). Das auf Grund des zum Faltungsakt (1) gehörigen Typs zu erwartende NW-SE-Streichen bleibt aus.

Auch im wenig gefalteten Abschnitt des Liegendschenkels des erwähnten Großsattels herrscht die 70° streichende Achsenrichtung vor (D 67, Tafel 6). Das Nebenmaximum von D 67 entspricht der untergeordneten NE-SW-Richtung der Deformation (3) am Benzeck-N-Hang. Die bc-Ebene ist die Achsenebene.

Die dem Großsattel aufgesetzte Faltung im Liegendschenkel (s. Profil 5, Tafel 9) zeigt dann aber eine E-W- bis ESE-WNW-Richtung (D 68, Tafel 5 und Pfeile auf Tafel 5).

Schließlich deuten sich weiter E' (W' des Hirschkopfgipfels) in einer sattelartig in den Ladinolomit eingreifenden Struktur neben der bisher dominierenden ENE-WSW-Richtung noch ausgeprägter wie bei den letztgenannten liegenden Falten (s. bei D 68, Tafel 5) ESE-WNW-Achsen an (s. D 69, Tafel 6).

In dieser kleinen Sattelstruktur W' des Hirschkopfes sind karnische Schiefer und Kalke in den Wettersteindolomit eingepreßt, so daß an und für sich eine S-vergente Muldenstruktur vorliegt (jüngere Schichten sind von älteren umgeben). Nach der Lage der Achsen-ebene und der Gesamtform (s. auch Profil 6, Tafel 9) muß diese Falte aber dem N-tauchenden Großsattel im Ladin-Unterkarn-Dolomit und somit der Deformationsphase (1) zugeordnet werden.

Die beschriebenen Beziehungen zwischen Deformationsstil und Achsenplan und die dabei gezeigten Diskrepanzen zu den Verhältnissen etwa in der Benzeckdolomitmasse lassen sich durch die Annahme einer Überprägung des Großsattels W' des Hirschkopfes erklären. Eine auf den Akt (1) folgende Einengung fand dabei in der SSE-NNW-Richtung statt und ist mit der Beanspruchungsphase (2) zu verbinden (vgl. Achsenrichtung am Benzeck).

Die ursprünglich äquivalent zu den „Kleinfalten“ von Diagramm D 68 (s. Tafel 5) flachliegende Achsenebene der Großstruktur wurde einer ENE-WSW-Achse entsprechend verbogen, die nunmehr als bestimmendes Element in den Gefügediagrammen der Großform hervortritt. Die für den älteren Deformationsakt (1) charakteristische NW-SE-Richtung, der ursprünglich wohl auch die Sattelachse der Großstruktur folgte, kommt nur noch im Kleinbereich gelegentlich abgeschwächt zum Ausdruck (liegende Falten von D 68, Tafel 5, und Struktur von D 69, Tafel 6).

Die Überprägung sieht man z. T. auch in den kleintektonischen Daten, z. B. in der Verstellung von N-fallenden Schieferungsflächen (s. Tafel 5 und Tafel 6, D 69, s₁). Diese gehören zur Deformation des Großsattels, da einerseits die Verformungsphase (2) z. T. relativ steil S' einfallende Schieferungsflächen besitzt (s. Erläuterungen zum Gebiet des Tagweidecks unten und Tafel 5) und andererseits für eine S-vergente Deformation in diesem Raum andere Streichwerte zu fordern wären (s. unten). Diese Schieferungsflächen der Deformation (1) wurden in die Deformation (2) ähnlich wie die Schichtflächen einbezogen und liegen nun auf dem zu $\beta_{\text{MAX } 2}$ (ENE-WSW-Achsen) von D 69 (Tafel 6) gehörigen Großkreis.

Zwischen den Wettersteindolomiten des beschriebenen Großsattels und den gleichartigen Dolomiten am Tagweideckgipfel schiebt sich eine Karnfolge (s. stratigraphischen Teil), in Form einer großen, in sich sehr kompliziert ausgestalteten nach S ausdünnenden Spitzmulde (s. Profile 6 und 7, Tafel 9) ein. Durch gradierte Schichtung in der Lagunenfazies des Dolomits am Tagweideckgipfel konnte nachgewiesen werden, daß nicht nur der Wettersteindolomit-Liegendschenkel dieser Mulde, sondern auch der überlagernde Dolomit aufrecht liegen. Hinzu kommt, daß auch die Muldenfüllung im wesentlichen aus zwei gleichen, aufrecht lagernden Karnserien besteht, die durch eine eng gefaltete und ausgewalzte Falten-Schuppenzone mit Dolomiten und Pyritschiefen getrennt sind.

Vergleichsmöglichkeiten zu diesem Strukturtyp mit Falten und Schuppentektonik sind nur in den Formen der Deformation (2) mit der dafür charakteristischen Kombination von Faltung, Schuppung und Scherung zu sehen.

Auch aus den makroskopischen Lagerungsdaten, wie etwa im ss-Flächendiagramm D 70 (Tafel 5, bc-Ebene-Achsenebene) oder im beta-Diagramm D 71 (Tafel 6) (letzteres bezieht

sich auf den S' Muldenschluß der oberen Teilmulde E' des Tagweideckgipfels, s. Profil 6 auf Tafel 9), erkennt man die charakteristische ENE-WSW-Richtung der Deformation (2).

Die Faltung besitzt E' Achsenfallen und ist oft mit einer deutlichen Schieferung oder Schieferungsklüftung (in Kalken) verbunden. Diese fällt vor allem W' der Arche am N-Rand des Höchkessels zusammen mit lokalen Schuppenbahnen außergewöhnlich steil nach S ein, gehört aber mit Sicherheit zum Bauplan der Karnmulde (s. delta-Achsen, Tafel 6; ? sekundäre Verteilung der Flächen). Strömungen mit NW-SE-Streichen (s. Tafel 6) zwischen Tagweideck und Arche sind als die noch relativ unveränderten Zeugen der ältesten Beanspruchung (1) zu werten.

Die Entstehung der Mulde ist auf eine Überschiebung der Karnschichtenfolge durch die Dolomitplatte von Arche und Tagweideck von SSE her zurückzuführen.

Der Muldeninhalt taucht entsprechend dem E' Achsenfallen am E-Rand des Seekarkessels (S' der Arche bei P. 1855, s. Tafel 1) unter Ladindolomiten ab. Das Karn des Seekarkessels besitzt so die tektonische Position der Füllung eines Halbfensters unter der überschobenen Dolomitmasse von Arche und Tagweideck.

Dieses Halbfenster ist vor allem durch eine flache Aufwölbung des Karn und der überlagernden Ladindolomite mit E-W-streichender Achse bedingt (s. D 72, Abb. 78), die ebenfalls zum Deformationsakt (2) gehört.

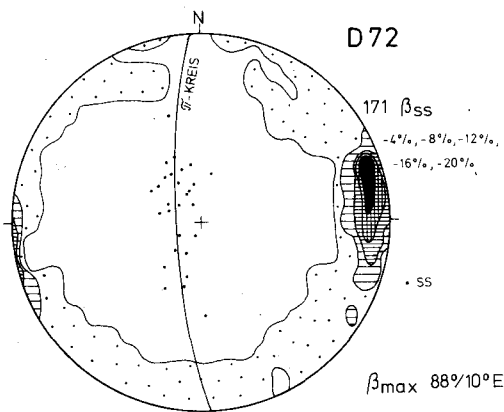


Abb. 78: Gefügediagramm zum Inhalt und Rahmen des Halbfensters vom Seekarkessel (S' Arche).

N' der Arche versinkt die Obertrias nach E. In bedeutender Mächtigkeit erscheint sie wieder vom NE-Ausläufer der Stange (SW' Unterbergeralm) nach E und wird dann im Zauchtal SE' der unteren Zauchalm (s. Tafel 1) von der Quarzphyllitdecke in ihrem E' Fortstreichen verdeckt.

Die Karnmulde am N-Rand der Steinfeldspitzeinheit ist S' der Unterbergeralm und der Unteren Zauchalm etwas anders gestaltet als weiter W' (s. Profile Tafel 9). S' der Unterbergeralm überlagern lokal sogar Karndolomite die S' anschließenden Wettersteindolomite. Diese Obertriasdolomite repräsentieren den Hangendflügel eines über der Karnmulde anzunehmenden Sattels und wickeln die Stirnpartie der von der Arche nach E hinüberziehenden und überschobenen Ladindolomitplatte ein.

Die Ursache der Steilstellung der Schichten und Achsenebenen im Karnzug (s. besonders Profile 6 bis 11 von Tafel 9 und 10) wird im nächsten Kapitel erklärt.

Die Analyse der Schichtlagerungswerte in dem am besten erschlossenen Abschnitt des E' Teils der Karnmulde am N-Ausläufer der Stange (NE' Arche) ergibt zwei B-Achsenrichtungen (s. D 73, Tafel 6), von denen die ENE-WSW-streichende die während der Deformation (2) angelegte Muldenachse der Gesamtstruktur vertritt (äquivalent zu der Großfaltenachse am Tagweideck).

Die ESE-WNW-Achse (D 73) ist nun allerdings nicht, wie sonst üblich, das Anzeichen für die Wirksamkeit der Verformung (1), sondern gehört zu einer sehr jungen S-vergenten Überprägung (näheres s. unten).

Zur Entstehungsphase der Großmulde gehört auch die S' der Unterbergeralm bei P. 1693 (vgl. Tafel 1, 5 und 6) sowie S' der Unteren Zauchalm (SW' P. 1386, s. Tafel 1, 7 und 8) meßbare Schieferung und Runzelung in Pyritschiefen. Gerade das Streichen der delta-Achsen an der letztgenannten Stelle zeigt aber, daß die b-Koordinate der Strukturen vom Deformationsakt (2) nach E zu in Einzelfällen ESE-WNW-Werte annimmt, die dann zusammen mit ENE-WSW-streichenden Elementen besonders auch am Leckriedel festzustellen sind (s. Achsenrichtungsdiagramme zum Leckriedelgebiet auf Tafel 8).

Die Karnmulde ist an ihrem E-Ende in die Aufschiebung am N-Rand der Leckriedel-quarzitscholle (s. oben) einbezogen (Profil 12, Tafel 10).

Zwischen oberer Zauchalm und der Gamskoglhütte (Bergstation des Gamskoglliftes, s. Tafel 1) stellt man N' des in Tafel 1 eingetragenen Cordevolkalkzuges fest, daß die Ladin-dolomite eine steile bis senkrechte, z. T. sogar überkippte Lagerung annehmen (s. Tafel 7 und W' Fortsetzung auf Tafel 5). Diese Aufrichtungszone, die bis zur Gamskoglhütte zu verfolgen ist, kann nur durch eine SW-vergente Anpressung bedingt sein.

Die SW' angrenzenden Cordevolkalke, die dort bevorzugt nach SW' einfallen, wären bei einer N-vergenten Verfaltung in die Aufrichtungszone einbezogen worden, und die Verfaltungszone von Wettersteindolomit und Kalk müßte heute von der Erdoberfläche angeschnitten werden. Das ist jedoch nicht festzustellen. Statt dessen heben sich die den Cordevolkalk unterlagernden Ladinolomite im N heraus und überschieben an der Bergstation des Gamskoglliftes z. T. sogar den Kalk und die begleitenden Pyritschiefer mit SW' Bewegungssinn (Profile 10 und 11 auf Tafel 10).

Den kleintektonischen Beweis für die S-vergente Deutung der Aufrichtungszone liefert eine schiefe Muldenstruktur in ladinischen Dolomiten und Cordevolkalken am N-Abfall des kleinen Bergvorsprungs, auf dem die Gamskoglhütte steht. Zu der S-vergenten Verformung der Aufrichtungszone gehört eine NW-SE-Achse (Hauptpi in D 74, Tafel 7). Sie überlagert ältere und damit schwächer hervortretende Richtungen (s. D 74, Tafel 7).

Zu den älteren Elementen gehören ENE-WSW' bis E-W'-streichende pi-Achsen (Deformationsphase (2) und vor allem auch NW-SE verlaufende Striemen und Runzelungen (s. D 74, Tafel 7) des Beanspruchungsaktes (1).

Gelegentlich auftretende NE-SW-Achsen, wie sie flachwelligen Verbiegungen etwa bei der Gamskoglhütte zugrunde liegen, sind hinsichtlich des zugehörigen Beanspruchungsaktes schwer einzustufen. Die Richtung läßt eine Parallelisierung mit dem Deformationsakt (3) zu (s. Verhältnisse am Benzeck).

Die Zone der S-vergenten Steilstellung setzt sich in den den Dolomitzug der Arche hinein fort und beeinflußt schließlich randlich noch die Karnmulde am N-Abhang dieses Berges.

Am E-Hang der Arche ist mit der Schichtlagerung der Ladinolomite gut zu verfolgen, wie nach N zu der Einfallswinkel (nach SW) immer größer wird (s. Tafel 5 und Profil 8, Tafel 9). Dies ist bedingt durch eine Aufschiebung, die die zwischen Oberer Zauchalm und Gamskoglhütte entwickelte S-vergente Aufsattelungszone an der Arche ablöst. Die Schlep-pungen an dieser Stelle und in dem NE' anschließenden Abschnitt besitzen wiederum NW-SE-streichende Achsen (s. D 75, Abb. 79). Wie am NE-Ausläufer der Stange (s. Tafel 6, D 73) so kommt aber auch in unmittelbarer Nähe der S-Vergenzzone die ältere ENE-WSW-Achsenrichtung der Deformationsphase (2) noch zum Durchbruch (s. D. 76, Abb. 79).

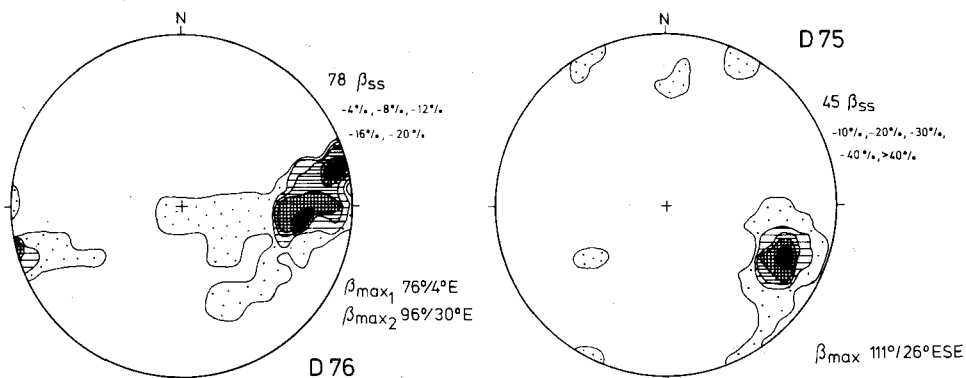


Abb. 79: Beta-Diagramme zur Rekonstruktion der Faltenachsenrichtungen in der SW-vergente Aufrichtungszone zwischen Gamskoglhütte und Stange (NE-Ausläufer der Arche).

Außerhalb der beschriebenen Rückfaltungs- und -aufschiebungszone (zwischen Oberer Zauchalm und Arche) äußert sich die S-vergente Beanspruchung vor allem am N-Rand der Stange (NE-Ausläufer der Arche) in einer schwachen Verfaltung von Bänderkalken des Karn und unterlagernden Wettersteindolomiten (s. Profile 9 und 8 auf Tafel 9), weiter E' nur noch in einer Steilstellung der Schichten am N-Rand der Steinfeldspitzeinheit (s. Profile 10 und 11 auf Tafel 10).

Als Beispiel für kleintektonische Strukturen mit S-Vergenz aus dem letztgenannten Bereich sei die Abb. 80 aufgeführt: an S-vergente Scherflächen sind die älteren, zur Deformation (2) (delta-Achsenrichtung!, s. Tafel 8) gehörigen Schieferungsflächen geknickt.

Es läßt sich somit zu Struktur und Deformationsablauf am N-Rand der Steinfeldspitz-Bärenstaffel-Einheit zwischen Flachau und Zauchtal folgendes aussagen (s. hierzu Achsenrichtungsdiagramme auf den Tafeln 6 und 8 und zugehörige Profile auf den Tafeln 9 und 10):

Die zur Quarzphyllitdecke liegende Steinfeldspitzeinheit taucht W' des Hirschkopfes in einem zum Deformationsakt (1) gehörigen, stirnartigen Sattel nach N unter den mesozoischen Liegendschkel des erstgenannten Deckenkörpers ab. Die Beanspruchungsphase (1) ist im übrigen fast nur durch eine NW-SE-streichende Striemung nachzuweisen.

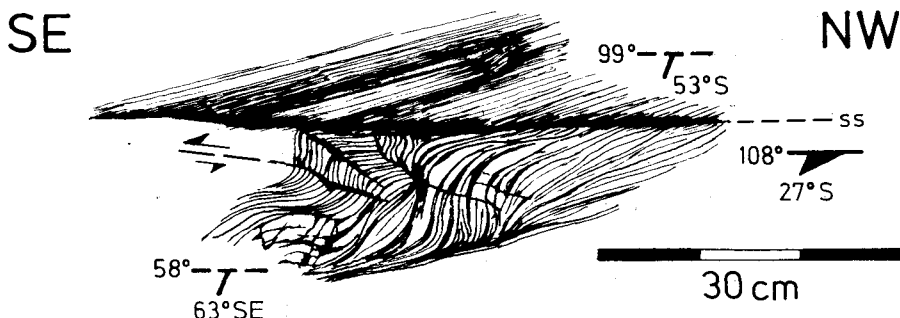


Abb. 80: S-vergente Verbiegung und Zerschierung von N-vergenten Schieferungsflächen in Pyritschieferlagen des Ladindolomits. – Struktur Nr. 56, Lage s. Tafel 8 (W' Obere Zauchalm).

Der große Tauchsattel ist W' des Enns-Pleißing-Tales nicht mehr in der gleichen Form vorhanden. Seinem Kern entspricht die Anisfolge am E-Hang des Benzecks.

Während der ebenfalls N-vergenten Deformationsphase (2) entsteht durch Überföhrung einer Karnfolge eine große Mulde, die in sich gleichermaßen durch Faltung wie durch Schuppung ausgestaltet ist. Bei vorherrschendem E-Fallen streichen die zugehörigen Achsen recht konstant ENE-WSW. Ausnahmen (ESE-WNW-Streichen) ergaben sich nur im E in Anlehnung an die Verhältnisse am Leckriedel.

Eine schwache, dritte Beanspruchung ist nur in pi-Achsen und flachwelligen Verbiegungen mit NE-SW-Streichen zu erkennen.

Lokal relativ bedeutend sind nochmals die SW-vergenten An- und Aufpressungen, die insbesondere die Schichten am N-Rand der Steinfeldspitzeinheit E' der Arche nach S aufgebogen haben. Die Lagerung müßte ohne den S-vergenten Einfluß nach N unter den Quarzphyllit einfallen.

2.4.2.2. Der Zentralteil des Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Komplexes

Als Zentralteil der Steinfeldspitzeinheit ist die große Ladin-Unterkarn-Dolomitmasse zu bezeichnen, die S' der Linie Tagweideck – Gamskoglhütte – Obere Zauchalm an das bisher beschriebene Gebiet anschließt.

N' der Linie Gamskogl – Gasselrain (P. 1737, S' des Leckriedels) sind innerhalb des Dolomitkomplexes nur weitspannige Verbiegungen entwickelt (Profile 6 bis 9, Tafel 9, Profile 10 und 11, Tafel 10). Ein hierzu gehöriger Sattel-Mulden-Zug SW' der Oberen Zauchalm (s. Verlauf der Cordevolkalke) zeigt zwei Hauptachsenrichtungen (s. D 77, Tafel 7), einer E-W' und einer SE-NW'. Auf Grund der aus dem N-Randbereich der Steinfeldspitzeinheit bereits bekannten Achsenstreichwerten ist eine im Rahmen der Deformationsphase (2) angelegte und (in der Nachbarschaft der oben beschriebenen Aufpressungszone) S-vergent überprägte Faltung anzunehmen.

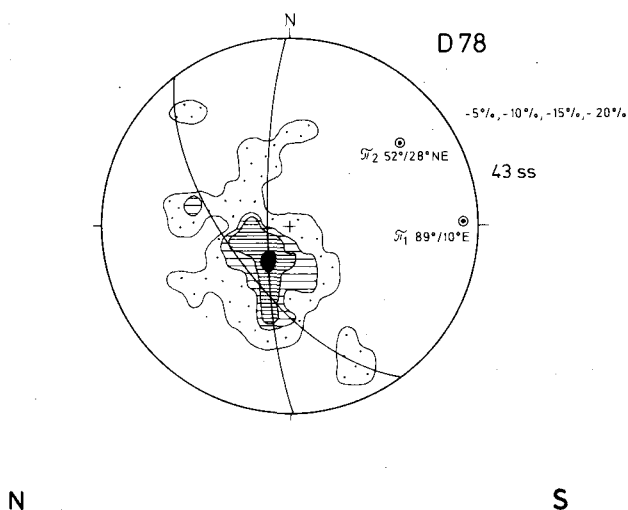


Abb. 81: Gefügediagramm zu flachwelligen Verbiegungen SW' der Gamskoglhütte. – Gültigkeitsbereich s. Tafel 5.

Durch NW-SE-streichende Strömungen spiegelt sich im Bereich des Diagramms D 77 (Tafel 7) wie auch NW davon in den Kalken die Deformationsphase (1) wider.

Im Raum SW der Gamskoglhütte werden die weitspannigen Verbiegungen z. T. von NE-SW-streichenden Achsen beherrscht (D 78, Abb. 81), wobei sich jedoch im Kleinbereich auch noch eine E-W-Richtung schwach abzeichnet, so daß also auch hier die Wirksamkeit der Deformation (2) zu erkennen ist. Es wurde oben (Kapitel 2.4.2.1.) bereits auf die Möglichkeit hingewiesen, daß sich in diesen NE-SW-streichenden Großstrukturen eine Deformation (3) (etwa im Sinne der Terminologie vom Lackenkogl) abzeichnet.

Am N-Abhang des Gamskogls sowie W' und E' davon richten sich die Schichten dann auf, stellen sich steil und werden sogar nach N überkippt. Wir gelangen in den Bereich einer großen Mulde, in deren Kern der Gamskogl liegt und die deshalb im folgenden unter dem Namen Gamskoglmulde geführt wird (s. Profile 6 bis 11 auf den Tafeln 9 und 10). Der Schwarzkoglgipfel liegt bereits im Bereich des überkippten Flügels der Mulde (s. Abb. 82).

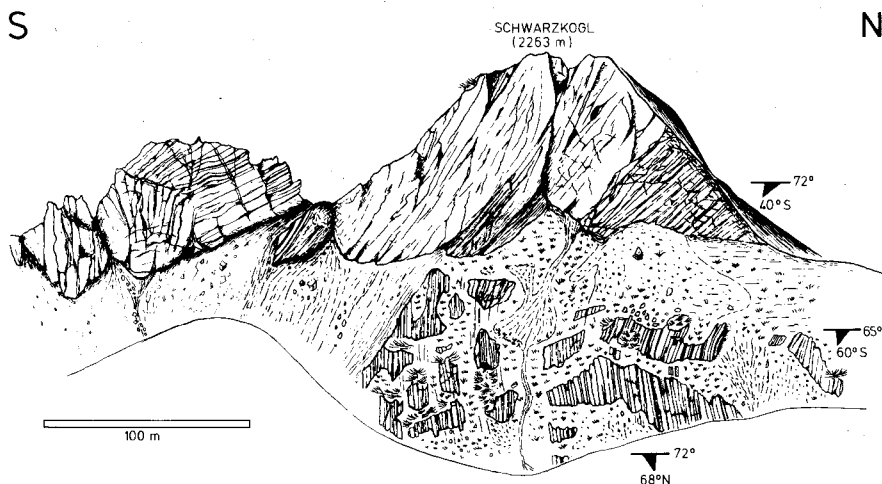


Abb. 82: Blick von E auf den Wettersteinbankdolomit des S-Schenkels der Gamskoglmulde am Schwarzkogl.

Die Achsenebene der Großfaltung steht W' des Gamskogls relativ steil (s. Diagramm D 79, Tafel 5, bc-Großkreis). Die Achse selbst fällt bevorzugt nach E ein (b-Koordinate in D 79), ist aber vermutlich durch eine gleichaltrige Querfaltung etwas verbogen, so daß z. T. ein sehr flacher Einfallswinkel der Achse nach E möglich wird (s. b'-Koordinate in D 79, Tafel 5).

Am Gamskogl selbst ergeben sich (s. D 80, Tafel 5) eine um 70° streichende Achsenrichtung, die für die Deformationsphase (2) etwa im Gebiet des Tagweidecks typisch ist, und eine zweite WNW-ESE-streichende. Letztere könnte man der Beanspruchung (1) zuweisen, doch besteht eine ebenso große Wahrscheinlichkeit, daß die Internfalten des überkippten Schenkels der Gamskoglmulde am Gamskogl selbst, die zum gleichen Beanspruchungsakt wie die 72° streichende Großfaltenachse gehören, etwas im Streichen pendeln und z. T. bereits nach NW-SE eindrehen. Dieses Streichen wird nämlich dann weiter E' beherrschend für die Umbiegung der Gamskoglmulde. Die Tatsache, daß die beiden pi-Kreise in Diagramm D 80 gleich stark besetzt sind, sprechen für die letztere Deutung.

Auf Grund der Ausrichtung der Großfaltenachse und auf Grund des Strukturtyps der Mulde (s. Profile auf Tafel 9 und 10) ist ihre Entstehung auf den Verformungsakt (2) zurückzuführen.

Gegenüber der im gleichen Akt entstandenen Karnmulde des Tagweidecks ergeben sich in der Form natürlich Unterschiede, da das betroffene Material unterschiedliche Kompetenz zeigt.

Vergleichbare Elemente, wie etwa die Schieferung in der Karnmulde (s. Tafel 5) und die Achsenebene in der Gamskoglmulde zeigen aber z. T. gleiche Lage (flaches bis mittelsteiles Einfallen in S' Richtung, s. Profile Tafel 9 und 10).

Das Eindrehen der Achse der Gamskoglmulde in die NW-SE-Richtung E' des Gamskogls ist leicht an den sehr steil stehenden Schichtflächen des S-Schenkels am N-Fuß von Steinfeldspitze und Bärenstaffl abzulesen (s. Tafel 7).

Die stratigraphische Lage der Schichtenfolge im S-Schenkel der Gamskoglmulde (im N Hangendes, im S Liegendes) ist am Bärenstaffl außer durch die Conodontenfunde aus Unterladinkalken des Bärenstafflkammes und durch die Altersdaten von Diploporen aus den N' davon liegenden Ladindolomiten (s. stratigraphischen Teil) direkt durch Geopetalgefüge (einseitige Sedimentfüllung von Diploporenröhrchen) zu belegen.

Die Gamskoglmulde setzt sich nach ESE mit zunehmend steiler nach S einfallender Achsenebene (s. Profile 10 und 11 auf Tafel 10) bis zum SE-Ausläufer der Quarzphyllitdecke, bis zum Leckriedelquarzitkomplex fort und geht dort in die relativ flachwellige S-Randaufbiegung dieser Permoskythmasse über. Beide Muldenformen gehören zusammen. Die zugrunde liegende Deformation (2) ist also jünger als die Anlage der Deckenbahnen oder hat die Fixierung dieser Schubbahnen überdauert (s. Kapitel „Schlußbetrachtungen“).

Der NW-SE-Richtung und damit der Achse der Gamskoglmulde folgen aber auch wieder die Strömungen des Verformungsaktes (1) (s. z. B. Tafel 8), so daß man die gleiche Situation vorfindet wie im oberen Ennstal: Strukturen verschiedener Verformungen sind im Streichen etwa gleich ausgerichtet, unterscheiden sich aber im Stil.

2.4.2.3. Der S-Teil der Steinfeldspitzmasse (S' von Steinfeldspitze und Bärenstaffl)

In den S-Hängen und auf der Kammlinie des Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Zuges grenzen an die aufgerichteten Ladindolomite des S-Schenkels der Gamskoglmulde Unterladin- und vor allem Anisbänderkalken (s. Tafel 1). Diese zeigen in sich wiederum eine große Sattelstruktur, die kinematisch als Pendant zur Gamskoglmulde (Deformation (2)!) zu werten ist (s. Profile 13 und 14 auf Tafel 10). Der Sattel ist in den isoklinal gefalteten Bänderkalken am W-Rand der Gnadenalm bei beschränkten Aufschlußverhältnissen (Waldbedeckung) nur schwer nachzuweisen, kann aber E' der Gnadenalm am W-Fluß des Scheckkopfes (s. unten und Profil 16, Tafel 10), vor allem aber am W-Hang der Windschaufl (E' des Enns-Pleißling-Tales) direkt überblickt werden. Er folgt im W (S' von Schwarzkogl und Steinfeldspitze) entsprechend den Verhältnissen zwischen Schwarzkogl und Gamskoglmulde der E-W-Richtung, im E dem oben erläuterten WNW-ESE-Streichen.

Durch die Auffaltung des genannten Sattels gewinnt das Anis in der Karte eine bedeutende Verbreitung. Wie auch der Übersichtskarte bei SCHMIDT (1924, Tafel 1) zu entnehmen ist, zieht die Anisfolge unter der Quarzitscholle von Spazeck und Spirzingerkoglmulde bis zur Südwienner Hütte durch und ist am S-Rand der Quarzitmasse nach W zu verfolgen, bis die S-Grenze des Ausstrichs am E-Hang des Pleißlingtales nach N langsam zum Talgrund absinkt und von der Zehenthofalm (W' der Windschaufl) ab zunehmend in Rauhewacken übergeht. Unter der Talfüllung des Pleißlingtales ist eine Verbindung zum Anis am E-Hang des Benzecks anzunehmen, womit die Basis der Benzeckdolomitmasse (s. oben,

Kapitel 2.4.1) wieder erreicht ist. Zwischen oberem Ennstal und Gnadenalm besteht also ein durchgehendes, $\pm$ breites Anisband, das die Benzeck-Steinfeldspitz-Bärenstafl-Einheit im S umgürtet und abschließt.

Der darauf lagernde Quarzit des Spazecks ist nicht Bestandteil der Steinfeldspitzmasse. Das geht vor allem aus seiner inversen Lage über aufrechtem Anis hervor: anisische Rauhwacken und Schubfetzen der übrigen Mitteltrias unterlagern die Permoskythschichten und werden selbst von relativ zusammenhängendem Anis unterlagert. Zur Erklärung der regionalen Zusammenhänge muß zunächst noch auf das Kapitel V/2. verwiesen werden.

2.4.2.4. Die E' Fortsetzung der Steinfeldspitzeinheit im Bereich der Gnadenalm

Als Höhenzug wird die Steinfeldspitzmasse im E durch die Senke der Gnadenalm unterbrochen, kann jedoch in isolierten Aufschlüssen in ihrem weiteren Verlauf nach E rekonstruiert werden. Die Grenze Unterladinkalk – Ladindolomit, die weiter W' am Steinfeldspitzkamm verläuft, ist am S-Hang einer kleinen Erhebung (P. 1411) N' der Hinteren Gnadenalm wieder erschlossen. Die Kalke fallen äquivalent ihrer Stellung als Teil des überkippten Sattelschenkels im S der Gamskoglmulde steil nach S ein (s. Tafel 7).

Die gebankten Dolomite vom S-Flügel der Gamskoglmulde tauchen ebenfalls in einem kleinen Hügel inmitten der Gnadenalmebene wieder empor (s. Profil 15, Tafel 10).

Die Anis-Unterladin-Kalke der Steinfeldspitzeinheit treten dann wieder in den tieferen Anteilen der Scheckkopf-W-Hänge unter der Basis der Scheckkopfquarzite (Quarzphyllitdecke) auf. Die Ladindolomite kommen nur SE' des Punktes 1342 an der Tauernpaßstraße in kleinen Vorkommen nochmals zum Vorschein.

Der Großsattel im S der Steinfeldspitze ist allerdings am W-Hang des Scheckkopfes in zwei Teilsättel aufgelöst (Profil 16, Tafel 10).

Auffällig ist, daß etwa im Vergleich zu den Verhältnissen am SE-Rand der Leckriedelscholle die Basis der Quarzphyllitdecke nur schwach in die Aufsattelung einbezogen ist. Außerdem kann man sehen, daß der Ladindolomit des S-Schenkels der Gamskoglmulde in der Sattelstruktur des Steinfeldspitzgebietes nicht erosiv beseitigt ist, sondern bereits tektonisch am N-Schenkel dieses Sattels endet.

Die Faltenachsen der Großformen in den Kalken am Scheckkopf zeigen in ihrer Richtung (s. Tafel 8, N' P. 1769 am Scheckkopf) die Zugehörigkeit zur Beanspruchungsphase (2) an, (vgl. E-Ende der Gamskoglmulde).

Parallel dazu verlaufen Striierungen der Deformationsphase (1) und auch die Achsen kleintektonischer Formen mit entsprechendem Baustil (isoklinale Fließfalten; Pfeil SE' P. 1342 der Tauernpaßstraße, Tafel 8).

Auf Grund des geschilderten Strukturbildes am Scheckkopf läßt sich zum Ablauf des dafür im wesentlichen zuständigen Deformationsstadiums (2) folgendes aussagen: Die Beanspruchung steht in Zusammenhang mit großräumigen Tangentialtransporten bei der Teildeckenbildung der Radstädter Tauern (vgl. auch die häufig mit dem Akt (2) verbundene Scherflächenbildung). Es entstanden dabei auch Großfalten wie die Gamskoglmulde und der S' anschließende Sattel, wobei durch die Überschiebungsbewegungen Teile dieser Strukturen infolge materialbedingter Kompetenzunterschiede abgesichert werden konnten (Ladindolomit des Steinfeldspitzsattels). Die Deformation wirkte jedoch nach der Fixierung der Deckenbahnen in etwa der heutigen Position noch weiter und beeinflusste, meist mit

etwas geringerer Verformungsintensität, auch diese Schubbahnen selbst, z. B. die Basalfläche der Quarzphyllitdecke, durch Faltung.

Verwiesen sei noch auf eine innerhalb des Arbeitsgebietes nur selten zu beobachtende Querdeformation. Sie zeichnet sich z. B. in Anispyritschiefern NW des Johannesfalls in Form einer Knick- und Scherfaltung ab (Abb. 83), die Parallelen zur Deformation (2) (Scherflächen!) erkennen läßt. Für eine Deutung als $B' \perp B$ -Quereinengungsformen zum Akt (2) sprechen auch die NE-SW- bis NNE-SSW-streichenden Achsen (s. Tafel 8).

Mit Querstrukturen faltentektonischer oder bruchtektonischer Art hängt wahrscheinlich auch die Entstehung der Gnadenalmsenke zusammen. Bruchstrukturen lassen sich entlang der Taurachtalstraße in den Ladindolomiten des Halbfensters von Untertauern (s. Kapitel 1.3.3. des tektonischen Teils) in Form von N-S-streichenden steilstehenden Harnischen mit $\pm$ horizontalen Rillungen nachweisen.

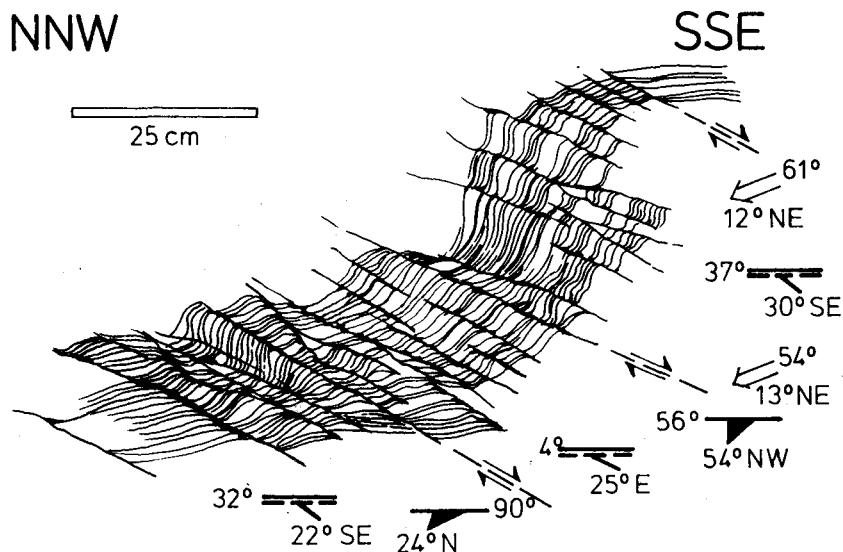


Abb. 83: Scherfaltung mit unterverschiebender Schubklüftung als Erscheinung einer Querdeformation; Anispyritschiefer; Struktur Nr. 58; Lage s. Tafel 8.

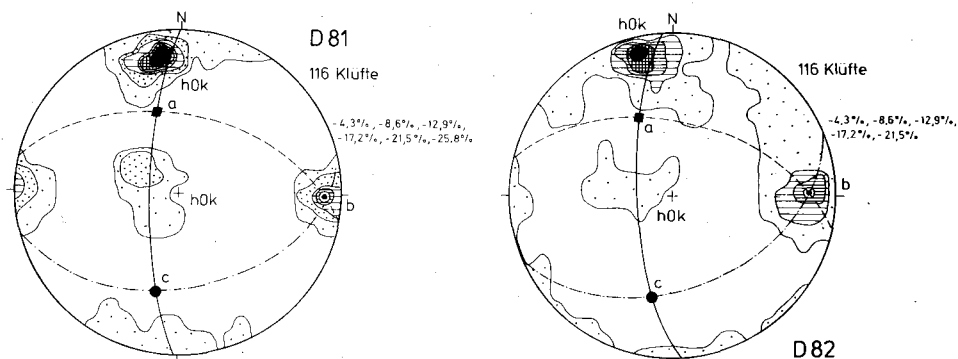


Abb. 84: Klüfte im Ladindolomit an der Tauernpaßstraße zwischen Gnadenbrückl und Gnadenfall.

Die Klüftung dieser Dolomite läßt an Hand der Maxima von D 81 und D 82 (Abb. 84) ac-Klüfte bzw. (hOl)-Flächen zu einer S-N-Einengung mit E-W-streichender b-Koordinate erkennen (bc-Ebene ist die Achsenebene der zugehörigen Faltung), die dem Deformationsakt (2) auf Grund der b-Richtung zuzuordnen ist.

Für die Vorzeichnung der Gnadental-Taurachtal-Furche wichtig sind die ac-Klüfte (s. Abb. 84). Sie müssen eine starke Auflockerung des Gesteins bewirkt haben, da ihnen teilweise engständige Spaltenscharen gefüllt mit Quarz und vor allem mit Flußspat (Einzelkristalle mit Kantenlängen von 1 cm) folgen (s. MATZ 1953, REDLICH 1911, MEDWENITSCH 1957).

Die Steinfeldspitz-Bärenstall-Einheit taucht am Scheckkopf endgültig nach E unter die Quarzphyllitdecke und das Schladminger Kristallin ab. Ihre Ladindolomite, die bei P. 1302 (s. Tafel 1) inmitten des Gnadentalquartärs auftauchen, setzen sich aber nach N ins Halbfenster von Untertauern fort und bildet den Fensterinhalt.

Die Zugehörigkeit dieses Fensterinhalts zur Steinfeldspitzeinheit ist außer durch geometrische Überlegungen (Achsen- und Schichtfallen) und petrographische Vergleiche insbesondere auch durch Geopetalgefüge belegbar, die die aufrechte Lage der Dolomite des Tagweidecks (s. Kapitel 2.4.2.1.), der Dolomite des Halbfensters von Untertauern (Geopetalgefüge in Brekzienlagen in Form der Überlagerungsstrukturen synsedimentärer Brekzien durch jüngere Schichten) und der steil N-fallenden Dolomite am N-Hang des Bärenstalls (s. Kapitel 2.4.2.2.) beweisen.

2.4.2.5. Der S-Rahmen des Steinfeldspitzkomplexes

Die S-Grenze der Verebnung der Gnadental wird von den steil aufragenden Abstürzen der Pleißlinggruppe gebildet, die nach TOLLMANN 1956 den Zentralteil der Pleißlingdecke darstellt. Es besteht nun das Problem: Ist die Steinfeldspitzmasse ein Teil der Pleißlingdecke und existieren kontinuierliche Übergänge zwischen diesen beiden Einheiten oder liegen zwei getrennte Großbauelemente vor?

Eine entscheidende Stelle zur Beantwortung dieser Frage ist die Umgebung der Hinteren Gnadental (s. Tafel 1). Am N-Hang des Pleißlingbachtals heben die Anisbänderkalke des S-Teils der Steinfeldspitzmasse nach S aus, und darunter kommt ein Rauhwackenhorizont zutage. Im gleichen Bereich sinken SW der Hinteren Gnadental die von E heranstreichenden, im stratigraphischen Teil beschriebenen Anisdolomite des Johannesfallgebietes, die zur Pleißlingdecke gehören, unter die Aniskalke der Steinfeldspitzmasse ab und werden diskordant von den Rauhwacken überdeckt (Profile 14 und 15, Tafel 10).

Der Benzeck-Steinfeldspitz-Bärenstall-Komplex bildet also eine selbständige Teileinheit und ist von der Pleißlingdecke im Liegenden durch eine Überschiebungsbahn abgetrennt.

Sowohl die Lagerungsverhältnisse als auch das Aneinanderstoßen verschiedener Anisfazies an dieser tektonischen Trennfläche bei der Hinteren Gnadental bilden die Grundlage dieser Deutung.

MEDWENITSCH (1956, 1957) suchte im Bereich der Gnadental die Grenze zwischen dem Mesozoikum der Quarzphyllitdecke und seiner Steinfeldspitzschuppe. Diese als Steinfeldspitzüberschiebung bezeichnete Trennfläche existiert nach meinen Aufnahmen nicht.

Näher kommen den Tatsachen die Vorstellungen TOLLMANNs (1956). Für ihn existiert im Raum Gnadental – Johannesfall eine Deckenbahn, an der die Pleißlingdecke von einer höheren Einheit, bei TOLLMANN allerdings vom inversen Liegendschkel der Quarzphyllitdecke, überlagert wird.

Die Basisfläche der Steinfeldspitzeinheit setzt sich von der Hinteren Gnadental dem Pleißlingtal nach W folgend zunächst bis zur Oberen Pleißlingalm fort. TOLLMANN (1958 a, Tafel VI) rechnete dort die über der Schubbahn folgenden Anisbänderkalke als inverse Serie zur Quarzitscholle des Spazecks. Nach den neuen Aufnahmen gehören hierzu lediglich Rauhwacken an der Quarzitisbasis und darin eingequetschte relativ geringmächtige

Anisbänderkalkreste. Der Hauptteil der Aniskalke bei der Südwienener Hütte und am Hahnpalzköpf gehört zur Steinfeldspitzeinheit.

Deren Untergrenze liegt auch NW' des Hahnpalzköpfes an der Basis der Anisbänderkalkmasse (s. SCHMIDT 1924, Tafel 1) und von der Zehenthofalm nach N zu im Liegenden der mächtigen Rauhwacken am E-Hang des Flachauer Tales (s. auch Ausführungen im Kapitel 2.4.2.3.). Auf den Verlauf der basalen Schubbahn am Benzeck und im oberen Ennstal wurde oben bereits eingegangen (s. Kapitel 2.3.1.). Die Benzeckdolomitmasse als W' Bestandteil der Steinfeldspitzeinheit liegt dort über den zur Pleißlingdecke gehörigen Ladinolomiten des Schilchecks und ihrer E' Fortsetzung N' des Marbachtales.

Kehren wir zum Taurachtal zurück. E' der Hinteren Gnadenalm liegt die Grenze der Pleißlingdecke zur überlagernden Einheit zunächst unter der Talfüllung, steigt aber dann an der SW-Seite des Scheckkopfes steil nach S empor (s. Profil 16, Tafel 10) und verläuft dann z. T. im Bereich der Tauernpaßstraße N' des Johannesfalls. Die Steinfeldspitzeinheit läßt sich zum Tauernpaß hinauf weiter verfolgen, doch sind die Verhältnisse in diesem Raum nicht mehr Gegenstand der vorliegenden Abhandlung.

V. Zusammenfassende Schlußbetrachtungen

1. Der Bau der Quarzphyllitdecke und ihre Einordnung in den Deckenbau der N' Radstädter Tauern

Im Deckenkörper der zu einem großen Teil aus paläozoischen Schiefen bestehenden Quarzphyllitmasse stecken zwei große Mulden mit aufrecht lagernden triadischen Schichtenfolgen, am Lackenkogl und im Geißstein-Strimskogl-Zug. Durch die Erosion der Tauern sind N' Untertauern weiterhin zwei Triasfenster innerhalb der Quarzphyllit freigelegt, in denen Teile des Liegendchenkels der Quarzphyllitdecke mit inverser Lagerung zum Vorschein kommen.

Die Erhaltung der Schichtenfolge des Lackenkogls ist einerseits der Einmuldung mit E-W-Streichen, aber auch einer Querdepression der Achsen wenig E' des Zauchtales zu verdanken.

Im Taurachtal ist das Emporragen des Untergrundes einerseits durch E-W-streichende Aufsattelungen der Quarzphyllitbasis, andererseits aber vor allem auch durch eine schwache, N-S-verlaufende Queraufwölbung der Achsen zu verstehen.

Eine Aufsattelung und Queraufwölbung der Großfaltenachse besteht im Prinzip auch im N-Teil des Halbfensters von Untertauern, das allerdings nur randlich von Anteilen des mesozoischen Liegendchenkels der Quarzphyllitdecke umrahmt wird.

Die Quarzphyllitdecke ist somit eine in Spezialsättel und -mulden gegliederte große Deckfalte mit einem mesozoischen Hangend- und Liegendschenkel (s. Abb. 85 und Ausführungen bei ROSSNER 1976 a, S. 298). Der alpidische Internbau ist von E-W-bis NW-SE-streichender Faltung und Schuppung, aber auch von einer deutlich hervortretenden Querwellung mit N-S-Achsen bestimmt (die jedoch in der Kleintektonik wenig zum Ausdruck kommt).

Die im Kartenbild hervortretenden Elemente des Großbaus wie auch die Quarzphyllitdecke insgesamt sind im wesentlichen N-vergente Strukturen.

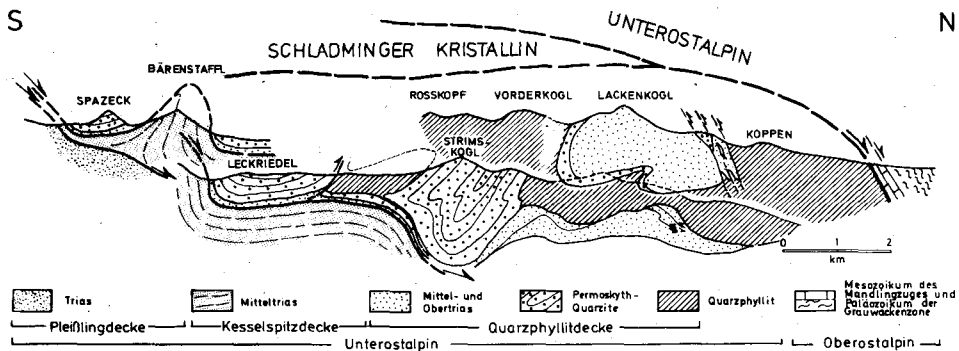


Abb. 85: Schemaprofil zur Struktur des Nordteils der Quarzphyllitdecke und ihrer Südrandzone in den Meridianen von Altenmarkt und Radstadt.

Die durch die N-vergente Verformung entstandene Grundstruktur der Quarzphyllitdecke wurde durch eine in ihrer Wirkung sehr unterschiedliche N-S-Anpressung überprägt, aber i. allg. lediglich modifiziert. Die S-vergente Beanspruchung führt zur Steilstellung von Achsenebenen und Schubbahnen und zur Entwicklung von Schuppenzonen am N-Rand der Mesozoikumskomplexe am Lackenkogl und im Taurachtal. Im Kalkspitzengebiet verstärkte sich der Stau der Spannungen im Zusammenhang mit der N-S-Einengung und es entstand aus dem inversen Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke die riesige Rückfaltungerscheinung der Kalkspitzenmulde, die in ihrer Form deutlich vom Baustil der Deckenkörper der Radstädter Tauern abweicht (s. Profil bei TOLLMANN 1964).

Die Form der S-vergenten Strukturen kann auch allgemein in unserem Raum nie in Verbindung mit dem Stil des Deckenbaus gebracht werden. Somit lassen sich von der Kleintektonik her überzeugende Argumente gegen die Vorstellung erbringen, daß der Radstädter Deckenbau teilweise oder vollständig durch S-vergente Rückschubbewegung erklärt werden muß (ROSSNER 1974, S. 709, 750, 752).

Die Quarzphyllitdecke ist nun insgesamt in den äußeren Konturen diskordant zu ihrer Interngliederung zugeschnitten (ROSSNER 1976 a, S. 299). Dieser Baustil ist im allgemeinen auch bei den anderen Decken des Radstädter Systems anzutreffen, die jedoch im Unterschied zur Quarzphyllitmasse eine (abgesehen von Spezialfalten) generell aufrechte Schichtenfolge besitzen (s. z. B. TOLLMANN 1964).

Infolge des N-Abtauchens der Deckenkörper der Radstädter Tauern kommt am S-Rand der Quarzphyllitdecke der mesozoische Liegendschenkel dieser Einheit in mehr oder minder ausgewalzter Form zum Vorschein. Zwischen dem Taurachtal und dem Flachauer Tal tauchen die Schichten innerhalb dieser S-Randzone nach N unter den Quarzphyllit ab, werden aber W' des Enns-Pleißing-Tales von Gesteinen tieferer Deckeneinheiten von S überschoben und durch potenzierte Faltung eingewickelt (s. Profile 1 und 2 auf Tafel 9 und Profile auf Tafel 12). Bei der unteren Ennsalm keilt dann übertage der mitteltriadische Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke zwischen den überschobenen tieferen Teildecken und dem Quarzphyllit aus.

An der tektonischen Basis des Liegendschenkels liegt in jedem Fall eine Schubbahn, die die Grenze der Quarzphyllitdecke gegen die nächsttieferen Teildecke bildet.

An Hand der oben dargestellten Einzelheiten muß nunmehr die Stellung der Quarzphyllitdecke als höchste Decke des Radstädter Systems als gesichert gelten.

Das Abtauchen des Paläozoikums unter das Mesozoikum der S' anschließenden Einheiten an der Ennskraxen und im oberen Ennstal ist die Folge einer Einwicklung und Überfaltung des Quarzphyllitsüdrandes.

Die vom Verfasser 1976 (ROSSNER 1976 a, S. 300) aufgestellte Arbeitshypothese, daß der N-Teil der Quarzphyllitdecke möglicherweise unter die Pleißling- oder Lantschfelddecke einzuordnen ist, läßt sich nach der Ausdehnung des Aufnahmegebietes nach S nicht bestätigen.

2. Die Position der Steinfeldspitzeinheit und der Spazeckquarzitscholle im Deckenbau der Radstädter Tauern

Die Steinfeldspitzmasse bildet zwischen Benzeck und Taurachtal die S' an die Quarzphyllitdecke angrenzende und im Prinzip tektonisch liegende Einheit.

Sie liegt wiederum der Pleißlingdecke als eigener Schubkörper auf. Versucht man nun dieses Großelement in den von TOLLMANN (z. B. 1964) zusammengestellten Teildeckenbau der Radstädter Tauern einzuordnen, so kann die großtektonische Stellung der Steinfeldspitzfolge nur mit der der Kesselspitzdecke korreliert werden (s. auch Verhältnisse im oberen Ennstal, Tafel 12).

Die Kesselspitzdecke, die bisher zusammenhängend (allerdings in geringer Mächtigkeit) lediglich im Twenger Wandzug verfolgt werden konnte (TOLLMANN 1960), reicht über die Deckschollen der Kesselspitze und der Gipfelpartien von Zehnerkarspitz und Glöcknerin bis zur Hinteren Großwand nach W, ist also in ihrer Existenz trotz weitgehender Beseitigung durch die Erosion noch S' des oben behandelten Gebietes nachzuweisen.

Im Zusammenhang mit dem N' Abtauchen der Deckenkörper des Radstädter Systems gewinnt dann auch die Kesselspitzdecke nach N zunehmend an Bedeutung und erreicht im Benzeck-Steinfeldspitz-Bärenstafel-Zug ihre größte zusammenhängende Verbreitung und Mächtigkeit.

Da an der Hinteren Großwand der Schichtbestand der Kesselspitzdecke nur noch Karn und Nor umfaßt, während er an der Südwienner Hütte aus Aniskalken besteht, muß ähnlich wie in der E-W-Richtung (s. TOLLMANN 1970, S. A 70–A 71) auch im N-S-Profil eine stark diskordant zur internen Schichtenfolge angelegter Zuschnitt angenommen werden (s. auch Profil 16 auf Tafel 10).

Über die auch morphologisch isolierte Stellung der inversen Quarzitscholle des Spazecks, die dem S-Teil der Kesselspitzdecke im Steinfeldspitzgebiet aufliegt, besteht vollständige Klarheit. Die gleiche verkehrte Abfolge Anisrauhwacken – Permoskythquarzit trifft man dem regional beherrschenden Streichen des großräumigen Bauplans folgend wieder am Scheckkopf an. Dieser Komplex ist jedoch sicher ein Bestandteil der Quarzphyllitdecke. Somit wird der Spazeckquarzit zu einer Deckscholle des Quarzphyllitkörpers, von dessen Hauptverbreitungsgebiet durch das Taurachtal und durch die Aufwölbung der unterlagernden Kesselspitzdecke im Steinfeldspitzkamm getrennt.

Die Kesselspitzdecke endet in der Überfaltungs- und Überschiebungszone des oberen Ennstales. Dem Schema der übereinander lagernden Radstädter Teildecken entsprechend tauchen dort nach S zu unter der Kesselspitzseinheit (Benzeckdolomitmasse) die Pleißlingdecke (= Obere Deckfalteinheit nach DEMMER 1962) in Form eines Ausläufers des Grauhornzuges und die Lantschfelddecke (= Ennskraxenschuppe nach DEMMER 1962) empor. Diese wurde an der Ennskraxenüberschiebung zusammen mit den auflagernden Teildecken über den N' davon liegenden Quarzphyllit befördert.

Der Internbau der Kesselspitzdecke ist durch einige wenige N-vergente Großsättel und -mulden z. T. mit mittelsteil (Gamskoglmulde), z. T. mit flach (Karnmulde des Tagweidecks) nach S einfallenden Mittelebenen gestaltet.

3. Kinematik und Deformationsstil der alpinotypen Tektonik im Mesozoikum am NE-Rand des Tauernfensters

3.1. Deformationsphasen und ihre Charakteristika

In der vorliegenden Abhandlung ist es gelungen, die Beanspruchung des Mesozoikums durch einengende Kräfte auf 4 Deformationsphasen zurückzuführen, die sich in ihren wesentlichen Zügen auch in den dem engeren Aufnahmegebiet benachbarten Zonen nachweisen lassen und damit allgemeine Bedeutung in den N^o Radstädter Tauern besitzen.

Die älteste Deformationsphase (1) ist in ihren B-Achsen generell durch die NW-SE-Richtung und durch E' Einfallen charakterisiert, soweit nicht jüngere Verstellungen stattgefunden haben. Das wichtigste damit verbundene kleintektonische Phänomen ist eine intensive Striemung besonders in Kalken, Quarziten und Schiefern. Für den Faltenstil sind Biegefalten und seltene Biegescherfalten typisch, deren Schenkel nur sehr spitze Winkel miteinander bilden, oder die sogar als Isoklinalfalten zu bezeichnen sind. Isoklinalfalten kommen nur in Verbindung mit der Phase (1) vor. Die gelegentlich fast an Fließfalten erinnernden Formen lassen den Schluß auf eine hohe Belastung und damit verbundene große Materialbeweglichkeit zu. Auch das s_1 des Quarzphyllits, in das die typischen Quarzlinsen eingeregelt sind, entstand wenigstens z. T. in diesem Zusammenhang. Schub- und Scherflächen kommen in Verbindung mit der Deformation (1) kaum vor, so daß kleintektonisch keine größeren Tangentialtransporte nachzuweisen sind. Die Vergenz weist nach N.

Der im Großbau am stärksten hervortretende Deformationsakt (2) ist demgegenüber beim Vorliegen entsprechend inkompetenter Materialien (Kalke, Kalkschiefer, Mergel, Tonschiefer) im Kleinbereich häufig durch Scherfaltung, Scherflächen- und Schuppenbildung gekennzeichnet, aber auch Biegefalten treten auf. In faltbaren, aber kompetenten Gesteinskomplexen wie Dolomitabfolgen oder Lantschfeldquarziten entwickeln sich in diesem Zusammenhang Großfalten mit flach bis mittelsteil nach S einfallenden Achsenebenen. Tangentialtransporte bedeutenden Ausmaßes mit N-Vergenz sind anzunehmen.

Die B-Achsen streichen häufig (abgesehen von Bereichen mit jüngerer Verstellung) E-W bis ENE-WSW, in einigen Zonen aber auch NW-SE. Eine Unterscheidung von der Deformation (1) ist in diesem Fall nur auf Grund der kleintektonischen Formen möglich.

In diesen Abschnitten des Arbeitsgebietes, in denen die älteste Verformungsrichtung durch die folgende Beanspruchung posthum wieder auflebte, sind auch die großtektonisch intensivsten Strukturbildungen festzustellen, etwa die Einwicklung des S-Randes der Quarzphyllitdecke durch tiefere Deckeneinheiten im obersten Ennstal.

Infolge des stärkeren Streuens der Achsenrichtungen von (2), sind die Homogenitätsbereiche von Akt (1) zu Akt (2) kleiner geworden, zeigen aber immer noch regional bestimmenden Umfang. Schubflächen und weitständige Scherflächen zeigen eine verringerte Gesteinsbeweglichkeit unter verminderter Materialbelastung an.

Nur recht sporadisch treten auch im Großbereich Achsenrichtungen von NE-SW bis N 80° E (bei E' Einfallen) auf, die SCHEINER (1960) im Kalkspitzengebiet als die jüngsten und unbedeutendsten N-vergenten Deformationszeugen beschreibt. Sie werden hier unter den Deformationsakt (3) eingereiht. Kleintektonische Strukturen zeigen im allgemeinen eine Biegefaltung. Meist sind mit der Phase (3) aber nur großräumige, relativ flachwellige Verbiegungen verbunden. Im Mündungsgebiet von Enns und Pleißlingbach (Flachauer Tal) erreicht sie lokal bedeutenderes Ausmaß und bewirkt eine Überprägung des Quarzphyllit-S-Randes (N-Hang des Benzecks) sowie wahrscheinlich die Diagonaltektonik des Walchaumesozoikums.

Intensivere, aber ebenfalls nur lokal entwickelte kleintektonische Strukturbildungen sind während der S-vergenten Beanspruchungsphase (4) festzustellen. Charakteristische Merkmale sind schiefe bis schwach überkippte Biegefalten und Scherfalten mit weitständiger Schubklüftung. Die B-Achsen wechseln im Streichen außerordentlich stark von NW-SE bis NE-SW, wobei allerdings die NW-SE- bis E-W-Richtung betont wird. Ebenso zeigt sich unterschiedliches Achsenfallen, z. T. in W', z. T. in E' Richtung.

Wie bereits erwähnt, werden im Zusammenhang mit der S-vergenten Deformation z. B. großtektonische Schubflächen und die Achsenebenen der Großstrukturen steilgestellt. In Zonen mit materialbedingt besonders großem N-S-Stau (Grenze inkompetenter Quarzphyllit gegen kompetente Trias, Quarzphyllit und Trias gegen Schladminger Kristallin) entstehen S-vergente Schuppenzonen oder sogar riesige S-vergente Rückfaltungsercheinungen wie in der Kalkspitzenmulde. Die tektonische Rauhwackenbildung besonders in diesen Schuppenzonen läßt eine relativ geringe Überlagerung durch höhere Deckeneinheiten vermuten.

Die S-vergente Verformung nimmt in ihrem Einfluß auf die Gestaltung des Gesamtbaus von N nach S zu den zentralen Radstädter Tauern hin ab.

Die junge N-S-Einengung ist fast überall am N-Rand des Tauernfensters (s. z. B. FRISCH & SCHMIDEGG 1975) und auch am S-Rand der Nordalpen festzustellen, kann aber bisher noch nicht in die Dynamik der orogenen Vorgänge in den Ostalpen befriedigend eingebaut werden. Auf keinen Fall kann sie für den Teildeckenbau im Tauernfenster und in seinem Rahmen verantwortlich gemacht werden (MATURA 1967, KNEIDL 1971). Kinematisch sind Zusammenhänge mit den Vorgängen des Heraushebens der Zentralalpen anzunehmen.

Für die N-S-streichenden bzw. auf die allgemein diesem Trend folgenden, senkrecht auf anderen Achsen stehenden Querverbiegungen, wurde gezeigt, daß sie z. T. als $B' \perp B$ -Formen mit einer N-vergenten Faltung gleichzeitig angelegt wurden, daß sie z. T. aber auch eigenständige Querverformungen darstellen (vgl. SCHWAN 1965 a). Besonders während der Deformationsphase (3) sind solche entstanden.

BAUMGARTNER (1976 a) erkennt in der Pleißlingdecke der zentralen Radstädter Tauern ebenfalls einen selbständigen, wenn auch unbedeutenden Quereinengungsakt an.

Alle Faltenachsen, die nicht zu diesem strukturell charakterisierten Deformationstyp gehören, darunter auch deutlich quer zum regionalen Trend verlaufende Achsen, faßt dieser Autor dann aber zusammen und führt sie über eine progressive Deformationsreihe mit Hilfe eines mathematischen Modells auf einen Beanspruchungsakt zurück. Bei flach lagernden Achsenebenen der Faltung werden die Achsen infolge einer Auswalsung von Material in der Achsenebene verdreht (vgl. auch SCHWAN 1965 b).

Gegen die Ausführungen BAUMGARTNERS (1976 a) sind nun aber zwei Einwände vorzubringen:

1. Die als Voraussetzung für die Anwendung der mathematischen Überlegungen verwendete flache Lage der Achsenebenen ist in der Pleißlingdecke sicher nicht insgesamt für alle in den Diagrammen bei BAUMGARTNER (1976 a, Fig. 1a) verwendeten Falten gegeben. Außerdem tritt die gleiche Palette verschiedener Achsenrichtungen auch in den N' Radstädter Tauern auf, und dort sind z. T. sogar mittelsteil nach S einfallende Achsenebenen festzustellen (s. obige Ausführungen).

2. Es läßt sich direkt über die im Gelände erkennbaren Achsen und indirekt über den Baustil der Kleinstrukturen zeigen, daß verschiedene Deformationen an der Verteilung der Achsenrichtungen beteiligt sind.

Für die einengenden Deformationen können zusammenfassend zwei wesentliche Grundprinzipien herausgestellt werden:

1. Je jünger eine Verformung ist, desto mehr streuen die zugehörigen Faltenachsen in ihrem Streichen und desto geringer ist die Materialbelastung gewesen.

2. Bei anstehenden Entscheidungen über die Zugehörigkeit einer Deformationsstruktur zu einer Verformungsphase ist der Aussagekraft der kleintektonischen Form gegenüber der ihrer Richtung der Vorzug zu geben.

Die tektonische Gestaltung der N' Radstädter Tauern wird durch eine junge Zerbrechung abgeschlossen.

3.2. Beziehungen zum Deckenbau im NE' Tauernfensterrahmen

Die Konturen der Teildecken und der Verlauf der großen Internstrukturen im NE' Teil des Tauernfensterrahmens sind wesentlich durch die E-W-Richtung bestimmt (s. Abb. 2 und 86).

Abb. 86 zeigt die für den bearbeiteten Raum festgestellten lokalen Richtungen des einengenden Hauptstrains. Dem E-W-Streichen der Großstrukturen entsprechen am besten die dazu senkrechten Strainrichtungen der Deformation (2), wenn sie auch lokal etwas pendeln.

Es ist deshalb anzunehmen, daß die Konturen des Deckenbaus, wie sie heute in den Nördlichen Radstädter Tauern in Erscheinung treten, auf die Deformation (2) zurückgehen, wobei, wie oben gezeigt, diese Beanspruchung die Fixierung der Decken in ihrer heutigen Position überdauerte.

Die ältere Deformation (1) mit ihren recht konstant SW-NE-ausgerichteten Hauptachsen des einengenden Strain ist damit auch älter als der heute im Kartenbild erkennbare Deckenbau. Die starke Auswalzung (Striung) des Materials läßt auf eine Beanspruchung unter hoher Belastung schließen.

Im Grenzgebiet Schladminger Kristallin – Quarzphyllit (Preunegg- und Forstautal) konnte VOLL (1977) als älteste alpidische Deformationserscheinung ebenfalls NW-SE-streichende Faltenachsen (z. T. mit Isoklinalfaltenstil und Striungen) feststellen, die allerdings 3 Teilakten der Verformung zugeordnet werden müssen. Auf Grund des Auftretens von Disthen neben Chloritoid ist im Zusammenhang mit diesen Deformationen eine sehr hohe Belastung anzunehmen.

Nach VOLL (1977) geht auf die älteste Strukturbildung (vor allem auf B₂) die Anlage der Deckenbahnen zurück. Andererseits zeigen die Ergebnisse meiner kleintektonischen Untersuchungen aber bei der parallelisierbaren Deformationsphase (1) nur sehr geringe Tangentialtransporte an. Daraus muß gefolgert werden, daß während der ältesten Beanspruchung zwar das Unterostalpin als größerer Deckenkörper zwischen Pennin und Oberostalpin bereits angelegt wurde, daß aber der interne Teildeckenbau etwa der Radstädter Tauern erst eine Folge jüngerer Vorgänge ist.

Als Transportmechanismus des Unterostalpins bei seiner Wanderung nach N wird von VOLL (1977) Schweregleitung angenommen. Die oben erwähnte Verknüpfung der großräumigen Decken- und Internstrukturen mit dem kleintektonisch erfaßbaren intensiven Deformationsakt (2) muß aber als Hinweis betrachtet werden, daß die Anlage der Teildecken der Radstädter Tauern auf direkte tektonische Einengung, nicht auf Zergleitung zurückgeht.

378



378

Gegen Gleitdecken spricht die gegenüber der N-S-Ausdehnung sehr ausgeprägte E-W-Längserstreckung der Deckenkörper und das Auftreten der Teildecken mit den ältesten Schichten (Quarzphyllit) in der Frontpartie des Gesamtsystems (s. TOLLMANN 1973, S. 44 und 46).

Die Druckübertragung, die zur Bildung der Radstädter Teildecken geführt hat, erfolgte nun aber vermutlich nicht von den Wurzelzonen her, sondern durch Mitschleppen unter der Schladminger Kristallinmasse. Die ober- und mittelostalpinen Komplexe haben bei ihrem z. T. gravitativen Gleiten nach N wie ein Schlitten auf die unterlagernden Radstädter Serien gewirkt und Schleppdecken (s. TOLLMANN 1973, S. 47) geschaffen. Nur so ist es auch zu erklären, daß die meisten Radstädter Decken in ihrem rückwärtigen Teil durch die Überschiebungsbahn des zentralalpinen Kristallins gekappt werden.

Mit der Ausbildung der Schleppdecken während der Phase (2) entstanden zunächst in einem Frühstadium großräumige Schuppen- und Faltenstrukturen, die z. T. bereits durch die ältere Deformation (1) vorgezeichnet waren (NW-SE-Streichen der Gamskoglmulde). Daraufhin wurden die diskordant zum Internbau verlaufenden Konturen der Teildecken geschaffen und das gesamte Deckensystem nach N transportiert. Der gleiche Beanspruchungsplan wirkte aber auch nach der Platznahme der Decken in der heutigen Position noch weiter: die fixierten Schubbahnen wurden überprägt und überfaltet (potenzierte Faltung). Es entstanden z. B. die Überschiebungen der tieferen Teildecken über die Quarzphyllitdecke im oberen Ennstal und die Aufsattelung an der Basis der Quarzphyllitdecke, die zur Entstehung der Spazeckdeckscholle geführt hat.

So wird die Deformation (2) zum zentralen tektonischen Ereignis für die Gestaltung der Radstädter Tauern.

Die Vorgänge der Phase (2) sind mit einem Teil der Deformationen B₄ bis B₆ nach VOLL (1977) zu vergleichen (vgl. Glimmerdeformation im Quarzphyllit, s. oben).

Die jungen N-vergenten Anpressungen der Deformation (3) sind ohne bedeutende Relevanz zur Großtektonik.

Der S-vergente Akt (4) als Abschluß der einengenden Beanspruchung modifizierte die Konturen des Deckengebäudes in unterschiedlichem Maße und führte besonders im Kalkspitzengebiet zu sehr intensiven Rückfaltungserscheinungen. Trotz eines wahrscheinlich recht einheitlichen Kräfteplanes führte die Deformation zu lokal stark variierenden Strainrichtungen (s. Abb. 86).

In bezug zu dem regionaltektonischen Rahmen, in dem wir uns bewegen, ist festzustellen: Mit der Überschiebung und dem Zuschub des Tauernfensters sind die Deformationen (1) und vor allem (2) in Verbindung zu bringen. Sie bilden in Richtung und Stil der Bewegungsvorgänge eine N-vergente Überschiebungstektonik zwischen Ober- bzw. Mittelostalpin und Pennin ab, wie dies der Konzeption der Tauernfenstervorstellung entspricht.

Zum Alter der genannten Deformationen in den N' Radstädter Tauern läßt sich direkt wegen des Fehlens vor allem oberkretazischer und tertiärer Gesteine nur wenig aussagen. Sicher haben die tektonischen Vorgänge nach der Unterkreide stattgefunden (unterkretazische Sedimente als jüngste Anteile in den S' Radstädter Tauern). Erste Unruhen manifestieren sich in den oberjurassisch-unterkretazischen Schwarzeckbrekzien der S' Radstädter Berge. Nach HAWKESWORTH et al. 1975 wird das Unterostalpin in der Oberkreide in den Subduktionsprozeß, der den Bau der Ostalpen bestimmte, einbezogen und vom ostalpinen Altkristallin überfahren. Die Deformationsphase (1) ist in die Hauptzeit dieser Ereignisse einzuordnen, während die Phase (2) bereits einem Spätstadium angehört (geringere Überlagerung!). Mit den jüngsten Verformungen (3) und (4) wird bereits das Stadium des vertikalen Aufstiegs an der Wende Alttertiär-Jungtertiär erreicht (s. HAWKESWORTH et al. 1975, Phase 3). Insbesondere die S-vergente Strukturbildung dürfte mechanisch mit dem Aufstieg des Tauernbereiches zusammenhängen (s. FRISCH 1975).

4. Bemerkungen zur Metamorphose

VOLL (1977) gibt an, daß die Forstauserie (Alpiner Verrucano) am E-Rand der Quarzphyllitdecke im Forstau- und Preuneggatal eine durch alpidische Metamorphose bedingte Paragenese mit Disthen und Chloritoid enthält, die bei 450° C entstanden ist. Diese Paragenese weist vor allem auf die Biotitzone der low grade-Metamorphose nach WINKLER 1976 (S. 204 u. f.) hin, kann aber noch im höchsttemperierten Bereich der Chloritzone (unterhalb der Stilpnomelan + Muskovit out/ Biotit + Muskovit in-Reaktion) vorkommen.

Für die Biotitzone der low grade-Metamorphose sprechen in der Literatur gelegentlich erwähnte Biotitgehalte im Quarzphyllit (s. TRAUTH 1925, S. 115–116, vgl. auch Angaben bei WAGNER 1972, S. 18).

Da Disthen auftritt und Temperaturen von 450°C herrschten, sind auf jeden Fall Drucke > ca. 4 kb bei der Entstehung der Paragenese anzunehmen (s. WINKLER 1976, S. 204, Fig. 14-1).

Auf Grund der Farbe von Conodonten sind nun neue Möglichkeiten gegeben, wenigstens die Temperaturbedingungen der Metamorphose in der Mittel- und Obertrias abzuschätzen.

Untersuchungen durch EPSTEIN et al. (1977) zeigten, daß die Farbe der Conodonten in Abhängigkeit von der Temperatur und der Zeit, in der diese Mikrofossilien einer erhöhten Temperatur ausgesetzt waren, von honiggelb und schwach bräunlich bis schwarz, ja sogar bis opak weiß und durchsichtig weiß variieren kann. Die letztgenannten Erhaltungszustände weisen dabei auf sehr hohe Temperaturen und/oder sehr lange Zeitdauer der thermischen Beeinflussung hin.

Das mir zur Verfügung stehende Material besteht z. T. aus opak weißen Conodonten und z. T. aus durchscheinend grauen Formen, die dem Farbindex 7 bis 6 nach EPSTEIN et al. (1977) zuzuordnen sind.

Die älteren, unterladinischen und opak weißen Conodonten wurden vor etwa 215 Mill. Jahren eingebettet. Die Heraushebung des Tauernfensters und die Freilegung seines Deckeninhalts erfolgte nach Abkühlungsdaten der Tauernkristallisation ca. vor 15 Mill. Jahren (SATIR 1976, S. 408) oder sogar erst vor (8–17) Mill. Jahren (FREY et al. 1974). Die betrachteten Conodonten waren also maximal ca. 200 Mill. Jahre einer größeren Versenkung und Erwärmung ausgesetzt, woraus sich nach EPSTEIN et al. (1977) eine mittlere Temperatur > 300°C ergibt. Nimmt man an, daß die thermische Beeinflussung im wesentlichen auf die junge Tauernkristallisation zurückgeht, die ihren Höhepunkt vor 30–36 Mill. Jahren erreichte (SATIR 1976), so kann man auf Grund einer Dauer der Erwärmung von ca. 28 Mill. Jahren (Differenz zwischen dem jüngsten Abkühlungsdatum von 8 Mill. Jahren und dem ältesten anzunehmenden Datum für den Höhepunkt bei 36 Mill. Jahren) nach EPSTEIN et al. (1977, Abb. 9) eine Temperatur > 320°C annehmen. Bei diesen Zeitdimensionen spielen also auch Differenzen in der Aufheizungsdauer von ca. 170 Mill. Jahren keine große Rolle bei der Temperaturbestimmung mehr. Der weiße, opake Erhaltungszustand vom Steinfeldspitzkamm drückt an und für sich sehr viele höhere Temperaturen als die genannten 300°C oder 320°C aus, die vom schwarzen Erhaltungszustand abgeleitet wurden. Doch kommen in der Nähe, nämlich bei der Gamskoglhütte graue Conodonten vor, die nach EPSTEIN et al. (1977, S. 8) noch im Temperaturbereich um 320°C auftreten können. Für beide Fundorte sind der gleiche Metamorphosegrad und die gleichen P-T-Bedingungen anzusetzen.

Der unterschiedliche Erhaltungszustand geht wahrscheinlich nicht so sehr auf Temperaturdifferenzen als vielmehr auf den Einfluß des umgebenden Muttergesteins zurück (s. auch Bemerkungen bei EPSTEIN et al. 1977, S. 8). Für eine noch relativ geringe metamorphe Veränderung spricht auch, daß etwa im Gegensatz zu Cono-

donten aus höher metamorphem Kristallin (s. SCHÖNLAUB & ZEZULA 1975, S. 259) die Oberflächenornamentierung bei den von mir gefundenen weißen, opaken Conodonten noch gut erhalten ist.

Man kann also annehmen, daß die Temperaturen, die mit der Metamorphose der Mittel- und Obertrias der N' Radstädter Tauern verbunden waren, im Bereich von 300° bis 400°C und damit im Grenzbereich der very low grade- zur low grade-Metamorphose (nach WINKLER 1976) lagen.

5. Skizzen einer paläogeographischen Rekonstruktion triadischer Sedimentationsverhältnisse

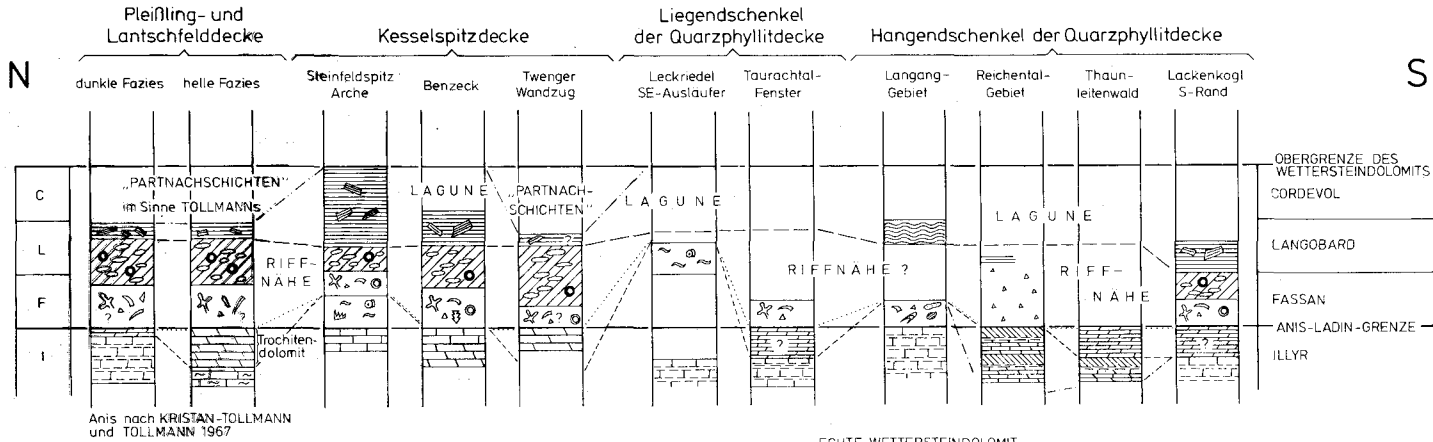
Die Zuordnung der triadischen Schichtenfolge des Arbeitsgebietes zu verschiedenen Deckeneinheiten der N' Radstädter Tauern und deren nunmehr festgelegte Stellung zueinander ermöglichen es, zusammen mit den für verschiedene stratigraphische Stufen erarbeiteten Vorstellungen vom Sedimentationsmilieu, die Paläogeographie in ihren Grundzügen zu rekonstruieren.

Innerhalb der Oberen Radstädter Decken hat sich generell die Quarzphyllitdecke als höchster Anteil erwiesen. Der Ablagerungsraum der dieser Einheit zugehörigen Trias muß nach dem Großbau der Radstädter Tauern und des Tauernbereiches (s. auch TOLLMANN 1963 a) weit im S der unterostalpinen Zone angenommen werden. Die Quarzphyllitdecke besitzt einen Hangend- und Liegendschenkel; die dem letzteren zugehörigen Abfolgen besaßen bei der zugrunde liegenden N-Vergenz eine primär weiter N' gelegene Position als die Schichten des Hangendschenkels. Nach N folgte dann das Sedimentationsareal der tektonisch tieferen Kesselspitzdecke mit ihren aufrechten Serien (s. TOLLMANN 1960 und oben), an das das Mesozoikum der Pleißlingdecke und schließlich der Lantschfelddecke nach N anschloß.

Das Skyth besitzt allerdings mit seinen vorherrschenden eintönigen Lantschfeldquarzitserien kaum eine Aussagekraft für die Paläogeographie.

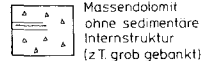
Im Anis bestehen nach TOLLMANN (1958 a) zwei Faziesbezirke, von denen der dunkle, N', wie im Kapitel III/3.4 angedeutet, in bedeutendem Maße Anzeichen einer Beckenfazies, der helle, S' Hinweise auf ein Überwiegen der Flachwasserfazies erkennen läßt. Abb. 87, die die Verbreitung der dunklen und hellen Fazies und (generalisiert eingetragen) die flachwasserbetonten oder tiefwasserbetonten Faziesabschnitte der Einzelschichtfolgen des Oberanis wiedergibt, zeigt, daß allgemein eine sehr wechselvolle Gliederung in flachere und dazwischen eingeschaltete tiefere Sedimentationsareale vor allem im höheren Anis vorhanden gewesen sein muß. Eine generelle Zunahme des dunklen Faziescharakters von S nach N läßt sich nicht feststellen. Die erwähnte intensive Detailgliederung kann mit einer synsedimentären Bruchtektonik in Verbindung gebracht werden, die auch für den stellenweise erkennbaren Brekzienreichtum verantwortlich sein kann.

Der Wettersteindolomit setzt über den Zonen mit Flachwasserfazies am Ende des Anis in der Regel früher ein und breitet sich erst im Unterladin auch über die tieferen Zonen aus (s. z. B. die Verhältnisse Steinfeldspitz-Arche, Abb. 87). Es sind entsprechend der Gliederung des Sedimentationsbeckens im Oberanis verschiedene Ausgangspunkte der Wettersteindolomitfazies anzunehmen. Die riffnahe Fazies dehnte sich offensichtlich sehr schnell aus und wird im Oberladin und Unterkarn von einer ausgedehnten Lagunenentwicklung abgelöst. Die Begrenzung durch ein Riff (wenn eine solche vorhanden war) läßt sich nach dem zur Verfügung stehenden Material noch nicht erkennen. Nach N schaltet sich dann in



Profilschema zur Paläogeographie der Anis-Ladin-Folgen der Nördlichen Radstädter Tauern

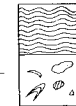
Legende:



ECHTE WETTERSTEINDOLOMIT-ENTWICKLUNG



LADINFAZIES OHNE DIREKTE BEZIEHUNG ZU EINEM RIFF



DUNKLE ENTWICKLUNG



HELLE ENTWICKLUNG



Abb. 87.

diese Lagunenfazies aber die Sonderfazies der „Partnachschiechten“ im Sinne TOLLMANNs (1958 a) ein. Sie repräsentieren wahrscheinlich einen tieferen, landferneren Abschnitt der Lagune, wobei die Cordevolkalke bei der Gamskoglhütte (in der Kesselspitzdecke) bereits ein erstes Anzeichen einer im N einsetzenden Vertiefung darstellen könnten. Es ist damit in Erwägung zu ziehen, daß man sich nach N dem Außenrand der Lagune näherte, und daß sich insgesamt die Wettersteindolomitfazies bevorzugt von S nach N ausdehnte.

Ab dem Mittelkarn (Jul) machten sich verstärkte feinklastische Schüttungen bemerkbar, wobei aber die Karbonatsedimentation immer wieder zum Durchbruch kam. Für die N' Radstädter Tauern ist wiederum das Hervortreten von Brekzien auffällig, die möglicherweise auf tektonische Bodenunruhen zurückgehen.

Der Hauptdolomit ist durchwegs in einer Lagunenfazies ausgebildet. Das Plattenkalk-niveau mit seinem gegenüber dem Hauptdolomit im Durchschnitt etwas tieferen Sedimentationsmilieu ist nur recht untergeordnet beobachtet worden (s. z. B. DEMMER 1962, S. 113 u. f.).

Im tieferen Rät der N' Radstädter Berge ist allgemein Kössener Beckenfazies vorhanden (s. ROSSNER 1976 b, S. 552). In kleinen Vorkommen wird diese von Oberrätkalk überlagert, der am Lackenkogl mit dem Rätoliasriffkalk der W' Nordkalkalpen vergleichbar ist, in der Pleißlingdecke aber Lagunenfazies besitzt (s. ROSSNER 1976 b, S. 553–554). Es zeigt sich somit an, daß im Rät von S nach N ein Übergang von einem riffnahen zu einem riffernen Sedimentationsraum gegeben ist.

Trotz der von TOLLMANN (1974, S. 186) hervorgehobenen Uniformität der Mitteltrias-entwicklungen in der zentralalpiner Fazies läßt sich bei genauerer Betrachtung der Details, etwa wie hier für das Unterostalpin der N' Radstädter Tauern geschehen, eine starke Variabilität der Einzelprofile und damit eine vielgestaltige Gliederung des Ablagerungsraumes vor allem im Anis ablesen. Mit den mitteltriadischen Faziesdifferenzierungen der N' Kalkalpen bestehen in Einzelheiten allerdings nur z. T. direkte Parallelen.

Enger noch als die Mitteltrias ist die Obertrias der Radstädter Berge mit den Schichtenfolgen der Kalkalpen vergleichbar. Für den überwiegenden Teil der Trias besteht eine gute Korrelierbarkeit mit den Serien der W' Nordkalkalpen, wie von TOLLMANN 1974 (S. 187) gezeigt wurde.

Literatur

- ADLER, R., FENCHEL, W., PILGER, A.: Statistische Methoden in der Tektonik II. – Clausthaler Tektonische Hefte 4: 111 S.; Clausthal-Zellerfeld 1965.
- ALKER, A. et al.: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. Ein Symposium. – N. Jb. Min. Mh., 1962: 163–172; Stuttgart 1962.
- BAUER, F. K.: Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. – Jb. Geol. B.-A., 113: 189–246; Wien 1970.
- BAUMGARTNER, W.: Die Querstrukturen in der Pleißling-Decke (Radstädter Tauern, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976: 513–521; Stuttgart 1976.
- BAUSCH, W. M.: Clay Content and Calcite Crystal Size of Limestones. *Sedimentology*, 10: 71–75; Amsterdam 1968.
- BECHSTÄDT, T. & BRANDNER, R.: Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser und Olangertal Dolomiten, Südtirol). – Festband d. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck: 9–103; Innsbruck 1970.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4/H. 5/6: 1–74; Innsbruck 1974.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Z. dt. Geol. Ges., 127: 271–289; Hannover 1976.

- BÖSE, E.: Zur Gliederung der Trias im Berchtesgadener Lande. – N. Jb. Min. etc., 1895/1: 218–220; Stuttgart 1895.
- DEL-NEGRO, W.: Geologie von Salzburg. – 348 S.; Innsbruck (Wagner) 1950.
- DEMME, W.: Geologische Neuaufnahmen in den westlichen Radstädter Tauern. – Diss. Univ. Wien, 196 S.; Wien 1962.
- DONOFRIO, D. A. & MOSTLER, H.: Neue Schwebecrinoiden aus Hallstätter Kalken des Berchtesgadener Raumes. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 5/H. 2: 1–28, Innsbruck 1975.
- DUNHAM, R. J.: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – (in:) Classification of carbonate rocks. – Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1: 108–121; Tulsa/Oklahoma 1962.
- ELLIOTT, G. F.: Zonotrichites (Calcareous Algae) from the Arabian Triassic. – Ecl. geol. Helv., 57: 567–570; Basel 1964.
- EMBRY, A. F. & KLOVAN, J. E.: Absolute Water Depth of Late Devonian Palaeoecological Zones. – Geol. Rdsch., 61: 672–686; Stuttgart 1972.
- ENZENBERG, M.: Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17: 5–50; Wien 1966.
- EPSTEIN, A. G., EPSTEIN, J. B., HARRIS, L. D.: Conodont Color Alteration – an Index to Organic Metamorphism. – Geol. Survey Prof. Paper, 995: 27 S.; Washington 1977.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000. – 168 S.; Wien (Geol. B.-A.) 1957. Geologische Karte hierzu 1:50.000; Wien (Geol. B.-A.) 1956.
- FABRICIUS, F.: Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – Intern. Sed. Petrogr. Ser., 9: 143 S.; Leiden 1966.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S.; Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1978.
- FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M.: Typlokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes (Anis) der nordalpinen Trias. – Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark, 93: 106–136; Graz 1963.
- FOLK, R. L.: Practical Petrographic Classification of Limestones. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 43: 1–38; Tulsa/Oklahoma 1959.
- FOLK, R. L.: Spectral Subdivision of Limestone Types. – Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1: 62–84; Tulsa/Oklahoma 1962.
- FRECH, F.: Über den Gebirgsbau der Radstädter Tauern. – Sitz-Ber. Preuß. Akad. Wiss. Berlin, 1896: 1255–1277; Berlin 1896.
- FRECH, F.: Geologie der Radstädter Tauern. – Geol. paläont. Abh. (hrsg. von KOKEN), N. F. 5: 3–66; Jena 1901.
- FREY, M. et al.: Alpine Metamorphism of the Alps. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54: 247–290; Zürich 1974.
- FRISCH, W.: Die Gliederung der Schieferhülle des Zillertaler Zentralgneiskernes (Tauernfenster, Südtirol). – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), 2. Bericht (1974): 8–9; Graz, Innsbruck, Salzburg, Wien 1975.
- FRISCH, W. & SCHMIDEGG, O.: Blatt 148, Brenner (Aufnahmebericht). – Verh. Geol. B.-A., 1975: A 92–A 94; Wien 1975.
- GERMANN, K.: Reworked Dolomite Crusts in the Wettersteinkalk (Ladinian, Alpine Triassic) as Indicators of Early Supratidal Dolomitisation and Lithification. – Sedimentology, 12: 257–277; Amsterdam 1969.
- HAWKESWORTH, C. J., WATERS, D. J. & BICKLE, M. J.: Plate Tectonics in the Eastern Alps. – Earth and Planetary Science Letters, 24: 405–413; Amsterdam 1975.
- HEUBERGER, H.: Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. – Eiszeitalter und Gegenwart, 19, 270–275; Öhringen 1968.
- HOEPPENER, R.: Tektonik im Schiefergebirge. – Geol. Rdsch., 44: 26–58; Stuttgart 1955.
- KARL, F.: Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines Bergbaues (Kupferbergbau Mitterberg, Salzburg). – N. Jb. Min. Abh., 85: 203–246; Stuttgart 1953.
- KNEIDL, V.: Geologische Untersuchungen am NW-Rand der Hohen Tauern im Gebiet zwischen Gerlos und Hintertux (Tirol, Österreich). – Diss. Univ. Erlangen – Nürnberg, 75 S.; Erlangen 1971.
- KNEIDL, V.: Vorschlag zur Systematisierung von Verschiebungsflächen. – Ber. Naturf. Ges. Freiburg/Br., 61/62: 105–109; Freiburg 1971/72.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. – 379 S.; Wien (Deuticke) 1955.
- KOZUR, H.: Beiträge zur Paläoökologie der Triasconodonten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4/H. 7: 1–16; Innsbruck 1974.
- KRAUS, O. & SCHMIDT-THOMÉ: Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967: 117–127; Stuttgart 1967.

- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Das mittelostalpine Rhät-Standard-Profil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 56 (1963): 539–589; Wien 1964.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., TOLLMANN, A., GEYSSANT, J.: Zur Schichtenfolge und Fossilführung des zentralalpinen (unterostalpinen) Rhät der Tarntaler Berge in Tirol. – Jb. Geol. B.-A., 112: 1–29; Wien 1969.
- KUBANEK, F.: Sedimentologie des alpinen Muschelkalks (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). – Diss. TU-Berlin, 202 S.; Berlin 1969.
- LUKAS, W.: Tektonische Analyse der Antimonitlagerstätte Schlaining (Burgenland). – Verh. Geol. B.-A., 1970: 34–60; Wien 1970.
- MATURA, A.: Zur Geologie des Türchlwand-Kramkogel-Gebietes (SE' Wörth am Rauristal, Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17 (1966): 87–126; Wien 1967.
- MATZ, K. B.: Genetische Übersicht über die österreichischen Flußspatvorkommen. – Der Karinthin, 21: 199–215; Graz 1953.
- MEDWENITSCH, W.: Übersichtsbegehungen 1955 in den nördlichen Radstädter Tauern auf den Blättern 126/2 (Radstadt), 126/3 (Flachau) und 126/4 (Untertauern). – Verh. Geol. B.-A., 1956: 65–69; Wien 1956.
- MEDWENITSCH, W.: Bericht 1956 über Aufnahmen auf den Blättern 126/3 (Flachau) und 126/4 (Untertauern). – Verh. Geol. B.-A., 1957: 39–41; Wien 1957.
- MEDWENITSCH, W.: Bericht 1962 über Aufnahmen auf den Blättern Untertauern (126/4), Flachau (126/3) und Radstadt (126/2). – Verh. Geol. B.-A., 1963: A 31–A 32; Wien 1963.
- MELLO, J.: Pelagic and reef sediment relations of the Middle Triassic in the Silica Nappe and transitional strata nature (the Slovak Karst, West Carpathians). – Geol. Zborník – Geologica Carpathica, 26: 237–252; Bratislava 1975.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W. U. & TOSCHEK, P. H.: Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen (Begriffe, Erläuterungen, Hinweise). – Veröff. Univ. Innsbruck, 8, Alpenkundliche Studien IV: 32 S.; Innsbruck 1969.
- OTT, E.: Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Ägäis). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21: 251–276; Innsbruck 1972 a.
- OTT, E.: Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpenen Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21: 455–464; Innsbruck 1972 b.
- PATZELT, G.: Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpengletschern. – Ber. Deutsch. Bot. Ges., 85: 47–57; Stuttgart 1972.
- PIA, J. v.: Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden, mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine. – Sitz-Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt I, 132: 35–79; Wien 1923.
- REDLICH, K. A.: Der Kupfererzbergbau Seekar in den Radstädter Tauern (Salzburg). – Zeitschr. prakt. Geol., 1911: 350–355; Berlin 1911.
- ROSSI, A.: Petrographische Notizen über einige krystallinische und „halbkristallinische“ Schiefer sowie Quarzite aus der Umgebung der Radstädter Tauern I. – Verh. Geol. B.-A., 1893: 365–372; Wien 1893.
- ROSSNER, R.: Die Geologie des nordwestlichen St. Martin Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin). – Erlanger geol. Abh., 89: 57 S.; Erlangen 1972.
- ROSSNER, R.: Neuere Vorstellungen und Probleme über den Bau der Radstädter Tauern (Salzburg, Österreich). – (Literaturbericht 1949–1972). – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 1973: 708–756; Stuttgart 1974.
- ROSSNER, R.: Struktur und Position der Quarzphyllitdecke im Rahmen des Unterostalpins der Radstädter Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 151: 281–303; Stuttgart 1976 a.
- ROSSNER, R.: Neue Daten zur Mikrofazies und Mikrofauna der karbonatischen zentralalpinen Trias der Nördlichen Radstädter Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976: 541–557; Stuttgart 1976 b.
- SARNTHEIN, M.: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck (Österreich). – Geol. Rdsch., 56: 116–127; Stuttgart 1967.
- SATIR, M.: Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien des südlichen Ötztalkristallins und der westlichen Hohen Tauern. – Geol. Rdsch., 65: 394–421; Stuttgart 1976.
- SCHNEIDER, H.: Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitze. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 11: 67–110; Wien 1960.
- SCHMIDT, W.: Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 99: 309–339; Wien 1924.
- SCHNEIDER, H. J.: Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc-concentration in the Ladinian geosyncline of the Eastern Alps. – Sedimentology, 2 (Sedimentology and ore genesis): 29–45; Amsterdam – London – New York 1964.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Zum Alter der Radstädter Quarzphyllite (Unterostalpin, Salzburg). – Manuskript, 10. S.; Wien 1972.

- SCHÖNLAUB, H. P. & ZEZULA, G.: Silur-Conodonten aus einer Phyllonitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau, Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., 1975: 253–269; Wien 1975.
- SCHULER, G.: Lithofazie, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). – Erlanger geol. Abh. 71: 60 S.; Erlangen 1968.
- SCHWAN, W.: Begriff und Bedeutung der Leitstrukturen. – Geotekt. Forsch., 19: 1–47; Stuttgart 1964.
- SCHWAN, W.: Leitende Strukturen am Nordostrand der Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., Sh. G: 214–245; Wien 1965 a.
- SCHWAN, W.: Maximales Streuen von B-Achsen bei flachliegenden Falten-Mittelebenen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1965: 141–163; Stuttgart 1965 b.
- SCHWAN, W.: Zur Ableitung der Großtektonik eines Gebirges aus leitenden Strukturen seiner Kleintektonik. Möglichkeiten und Grenzen einer geotektonischen Arbeitsmethode. – Stockwerkbau und Felderteilung, 14: 317–352; Potsdam 1973.
- SEEFELDNER, E.: Salzburg und seine Landschaften. – 574 S.; Salzburg – Stuttgart (Verlag „Das Berglandbuch“) 1961.
- SELLEY, R. C.: Ancient Sedimentary Environments. – 237 S.; London (Chapman and Hall) 1976.
- SUESS, E. & MOJSISOVICS, E. v.: Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. Nr. II. Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. – Jb. Geol. R.-A., 18: 167–200; Wien 1968.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L.: Der Lithostratotypus des Gutensteiner Kalkes (Gutenstein, Niederösterreich, Mitteltrias). – Annal. naturhist. Mus. Wien, 75: 343–356; Wien 1971.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). – Verh. Geol. B.-A., 1956: 146–164; Wien 1956.
- TOLLMANN, A.: Aufnahmebericht 1956. Mittlere Radstädter Tauern, Blatt Muhr (156). – Verh. Geol. B.-A., 1957: 86–88; Wien 1957.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Mosermannl-Gruppe (Radstädter Tauern). – Jb. Geol. B.-A., 101: 79–115; Wien 1958 a.
- TOLLMANN, A.: Bericht 1957 über die geologische Aufnahme der Mosermannl-Gruppe in den Radstädter Tauern. – (Blatt Muhr, 156). – Verh. Geol. B.-A., 1958: 267–269; Wien 1958 b.
- TOLLMANN, A.: Semmering und Radstädter Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957): 325–354; Wien 1958 c.
- TOLLMANN, A.: Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 52 (1959): 117–131; Wien 1960.
- TOLLMANN, A.: Lantschfeldquarzit. – Lex. strat. int. I (Europe), H. 8 (Autriche): 265–266; Paris 1962.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S.; Wien (Deuticke) 1963 a.
- TOLLMANN, A.: Das Westende der Radstädter Tauern (Tappenkarberge). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 55 (1962): 85–125; Wien 1963 b.
- TOLLMANN, A.: Exkursion 1/4: Radstädter Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 57 (1963): 49–56; Wien 1964.
- TOLLMANN, A.: Beitrag zur Frage der Skyth-Anis-Grenze in der zentralalpinen Fazies der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1968: 28–45; Wien 1968 a.
- TOLLMANN, A.: Potenzierter Faltung in den Ostalpen. – Geotekt. Forsch., 29: 60–80; Stuttgart 1968 b.
- TOLLMANN, A.: Aufnahmebericht 1969 über Blatt 156 – Muhr. – Verh. Geol. B.-A., 1970: A 69–A 71; Wien 1970.
- TOLLMANN, A.: Alter und Stellung des Alpinen Verrucano in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20: 83–95; Wien 1972.
- TOLLMANN, A.: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen I. – 404 S.; Wien (Deuticke) 1973.
- TOLLMANN, A.: Zur Gliederung der triadischen Faziesregionen in den Ostalpen. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenreihe der Erdw. Komm., 2: 183–193; Wien 1974.
- TOLLMANN, A.: Analyse der klassischen nordalpinen Mesozoikums. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen II. – 580 S.; Wien (Deuticke) 1976.
- TOSCHEK, P. H.: Sedimentological Investigation of the Ladinian „Wettersteinkalk“ of the „Kaiser Gebirge“ (Austria). – (in:) Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe: 219–227; Berlin – Heidelberg – New York 1968.
- TRAUTH, F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. I und II. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1. Teil: 100: 101–212; 2. Teil: 101: 29–65; Wien 1925, 1927.
- VOLL, G.: Seriengliederung, Gefügeentwicklung und Metamorphose in den Nördlichen Radstädter Tauern, zwischen Forstau- und Preunegg-Tal. – Geodynamics and Geotraverses around the Alps. – Abstracts. Als Manuskript vervielfältigt, 2 S.; Salzburg – München 1977.

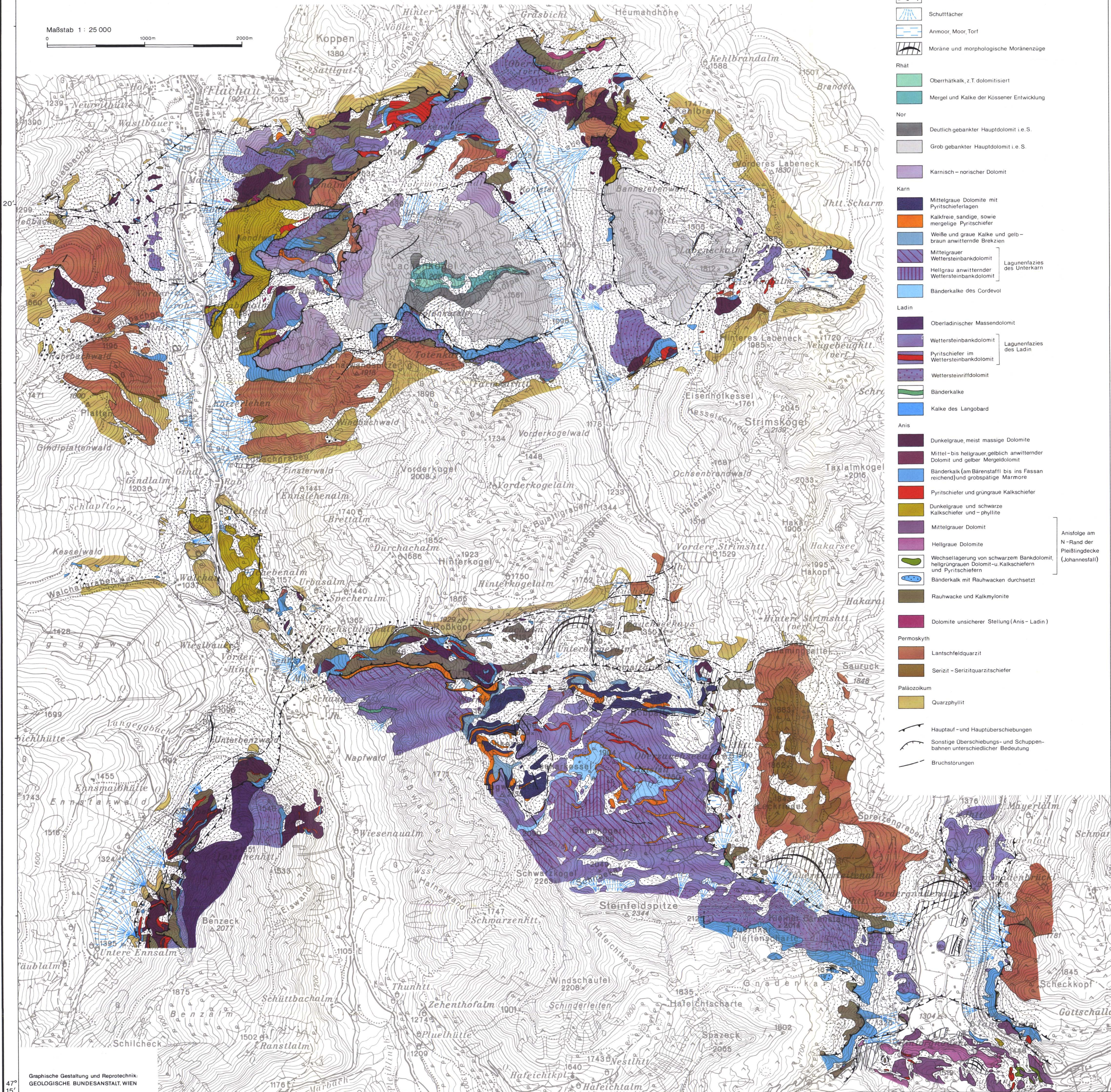
- WAGNER, H.: Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Bereich des Kleinarltales, Salzburg, Österreich. – Diss. Univ. München, 59 S.; München 1972.
- WILSON, J. L.: Carbonate Fazies in Geologic History. – 471 S.; Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1975.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – 334 S.; Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1976.
- WOLFF, H.: Faziesgliederung und Paläogeographie des Ladin in den bayerischen Kalkalpen zwischen Wendelstein und Kampenwand. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 143: 246–274; Stuttgart 1973.
- ZANKL, H.: Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. – (in:) Sedimentology of Parts of Central Europe. – Guidebook to the Excursions. VIII. International Sedimentological Congress 1971, Heidelberg: 147–185; Frankfurt 1971.
- ZORN, H.: Mikrofazielle Analyse eines mitteltriadischen Rifffkomplexes in den Tessiner Kalkalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21: 123–142; Innsbruck 1972.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 11. 6. 1979.

Geologische Karte der Lackenkogelzone und des Quarzphyllitsüdrahmens zwischen Enns- und Taurachtal (Nördliche Radstädter Tauern) aufgenommen von R. ROSSNER

Maßstab 1 : 25 000

0 1000m 2000m



- Quartär**
- Junge und alte Talfüllungen
 - Hangschutt allgemein
 - Blockschutt allgemein
 - Quarzphyllit-Schutt und -Blockschutt
 - Schuttfächer
 - Anmoor, Moor, Torf
 - Moräne und morphologische Moränenzüge

- Rhat**
- Oberhätalk, z.T. dolomitisiert
 - Mergel und Kalke der Kössener Entwicklung

- Nor**
- Deutlich gebankter Hauptdolomit i.e.S.
 - Grob gebankter Hauptdolomit i.e.S.

- Karn**
- Karnisch – norischer Dolomit
 - Mittelgraue Dolomite mit Pyritschieferlagen
 - Kalkfreie, sandige, sowie mergelige Pyritschiefer
 - Weißer und graue Kalke und gelb-braun anwitternde Brekzien
 - Mittelgrauer Wettersteinbankdolomit
 - Hellgrauer anwitternder Wettersteinbankdolomit
 - Bänderkalke des Cordevol

- Ladin**
- Oberladinischer Massendolomit
 - Wettersteinbankdolomit
 - Pyritschiefer im Wettersteinbankdolomit
 - Wettersteinriffdolomit
 - Bänderkalke
 - Kalke des Langobard

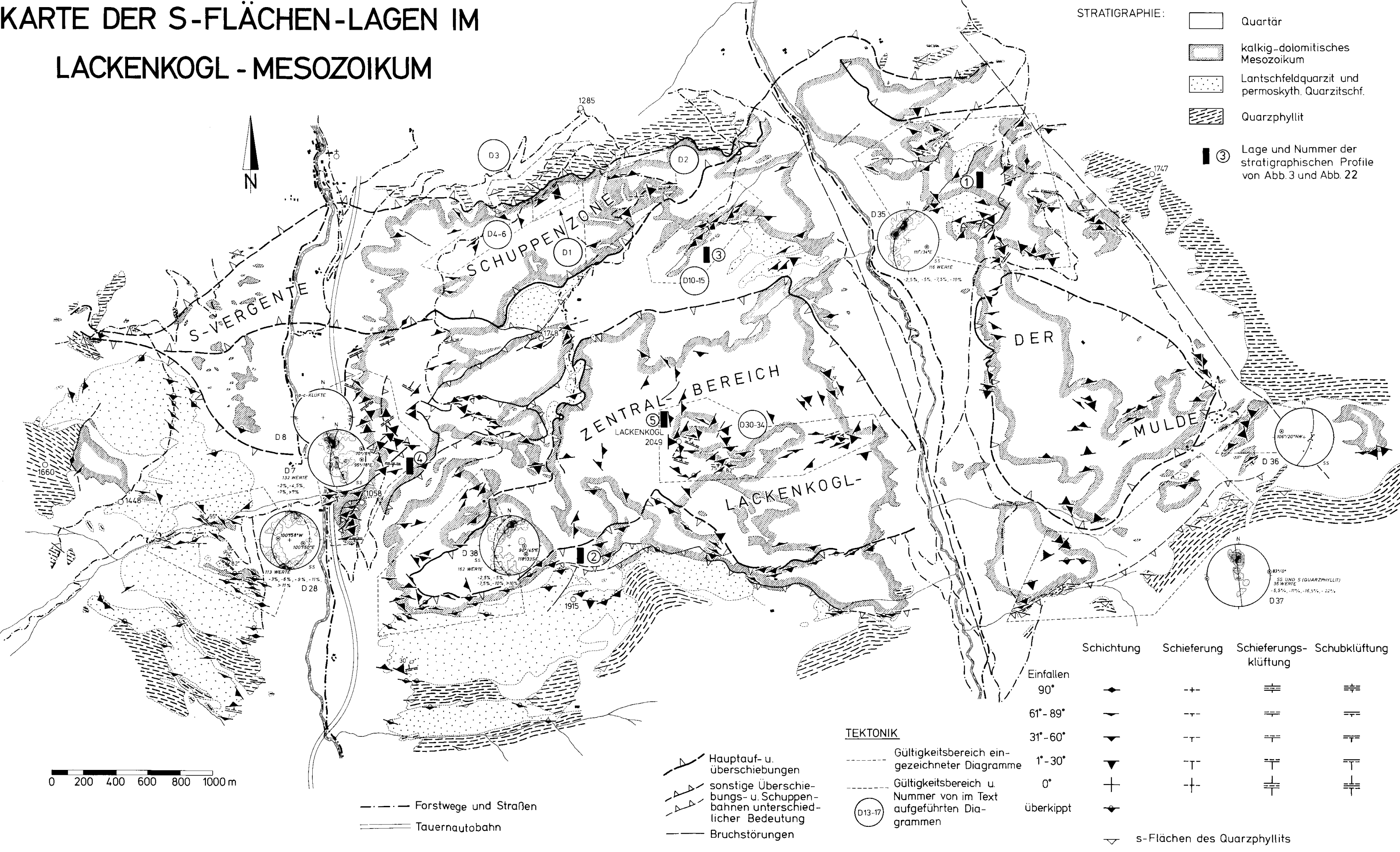
- Anis**
- Dunkelgraue, meist massige Dolomite
 - Mittel- bis hellgrauer, gelblich anwitternder Dolomit und gelber Mergeldolomit
 - Bänderkalk (am Bärenstall bis ins Fassan reichend) und grobspatige Marmore
 - Pyritschiefer und grüngaue Kalkschiefer
 - Dunkelgraue und schwarze Kalkschiefer und -phyllite
 - Mittelgrauer Dolomit
 - Hellgrauer Dolomite
 - Wechsellaagerung von schwarzem Bankdolomit, hellgrünen Dolomit- u. Kalkschiefern und Pyritschiefern
 - Bänderkalk mit Rauhwacken durchsetzt
 - Rauhwacke und Kalkmylonite

- Permian**
- Lantsfeldquarzit
 - Serizit – Serizitquarzitschiefer

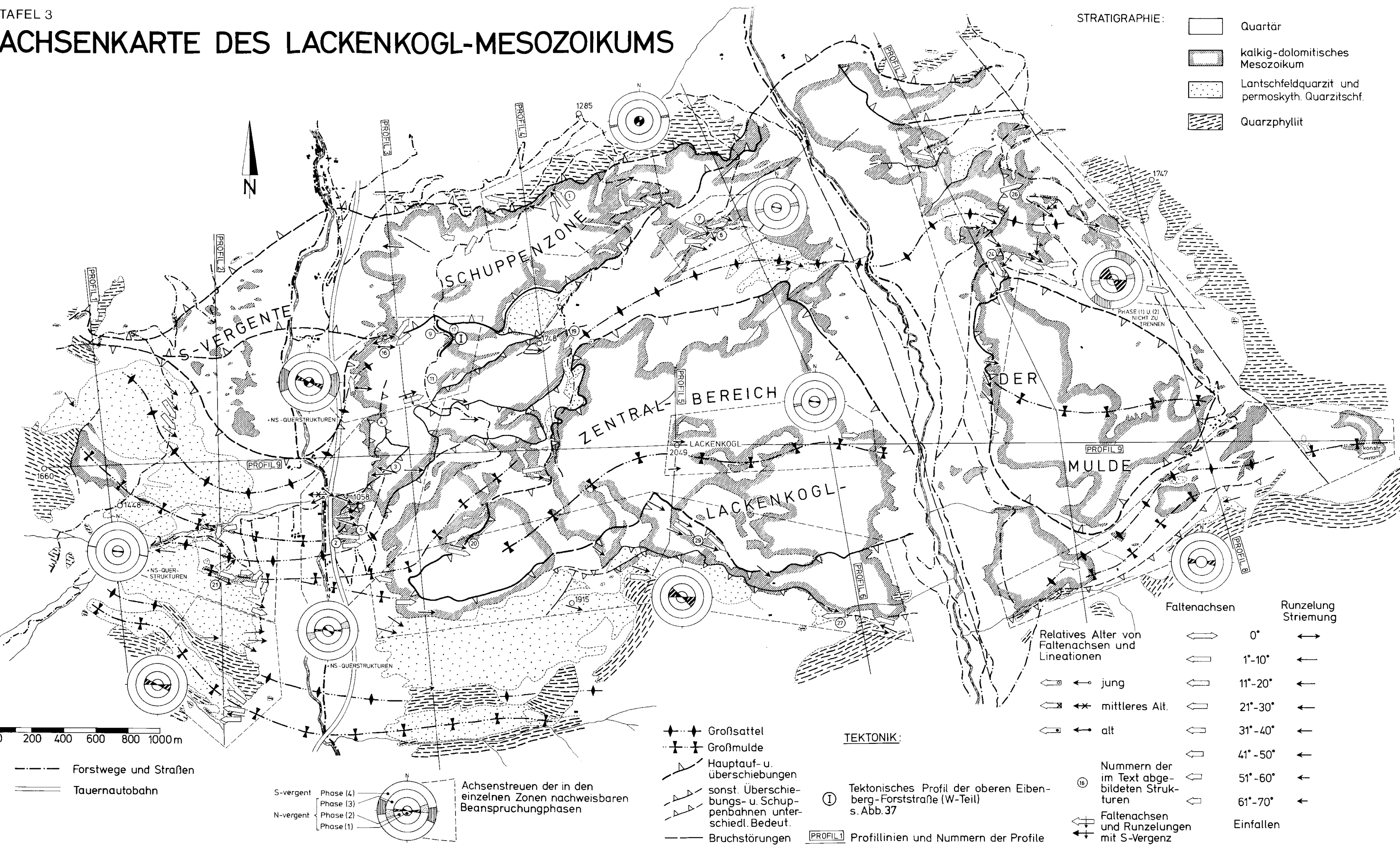
- Paläozoikum**
- Quarzphyllit

- Struktural**
- Hauptauf- und Hauptüberschiebungen
 - Sonstige Überschiebungs- und Schuppenbahnen unterschiedlicher Bedeutung
 - Bruchstörungen

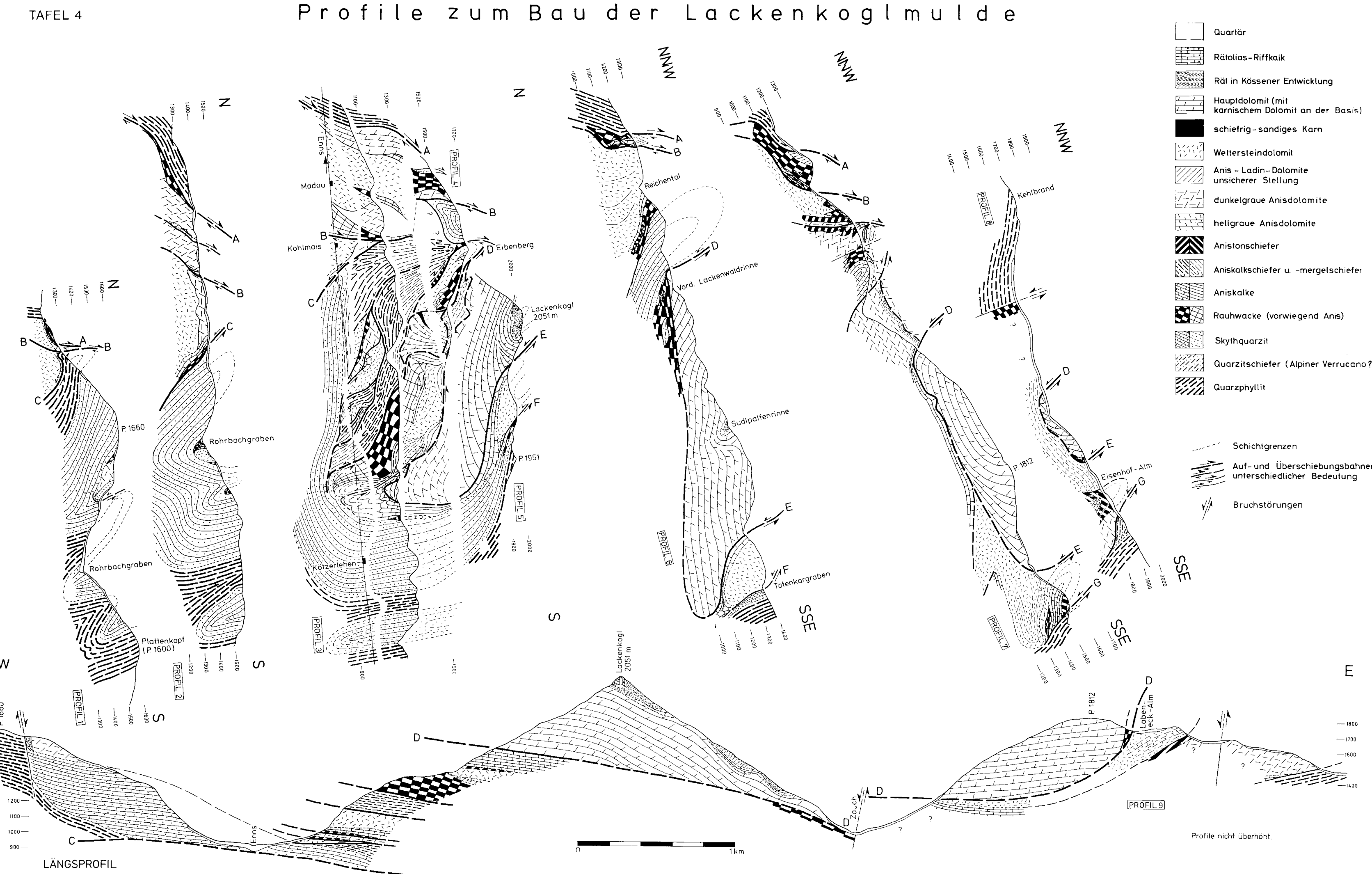
KARTE DER S-FLÄCHEN-LAGEN IM
LACKENKOGL - MESOZOIKUM



TAFEL 3
ACHSENKARTE DES LACKENKOGL-MESOZOIKUMS

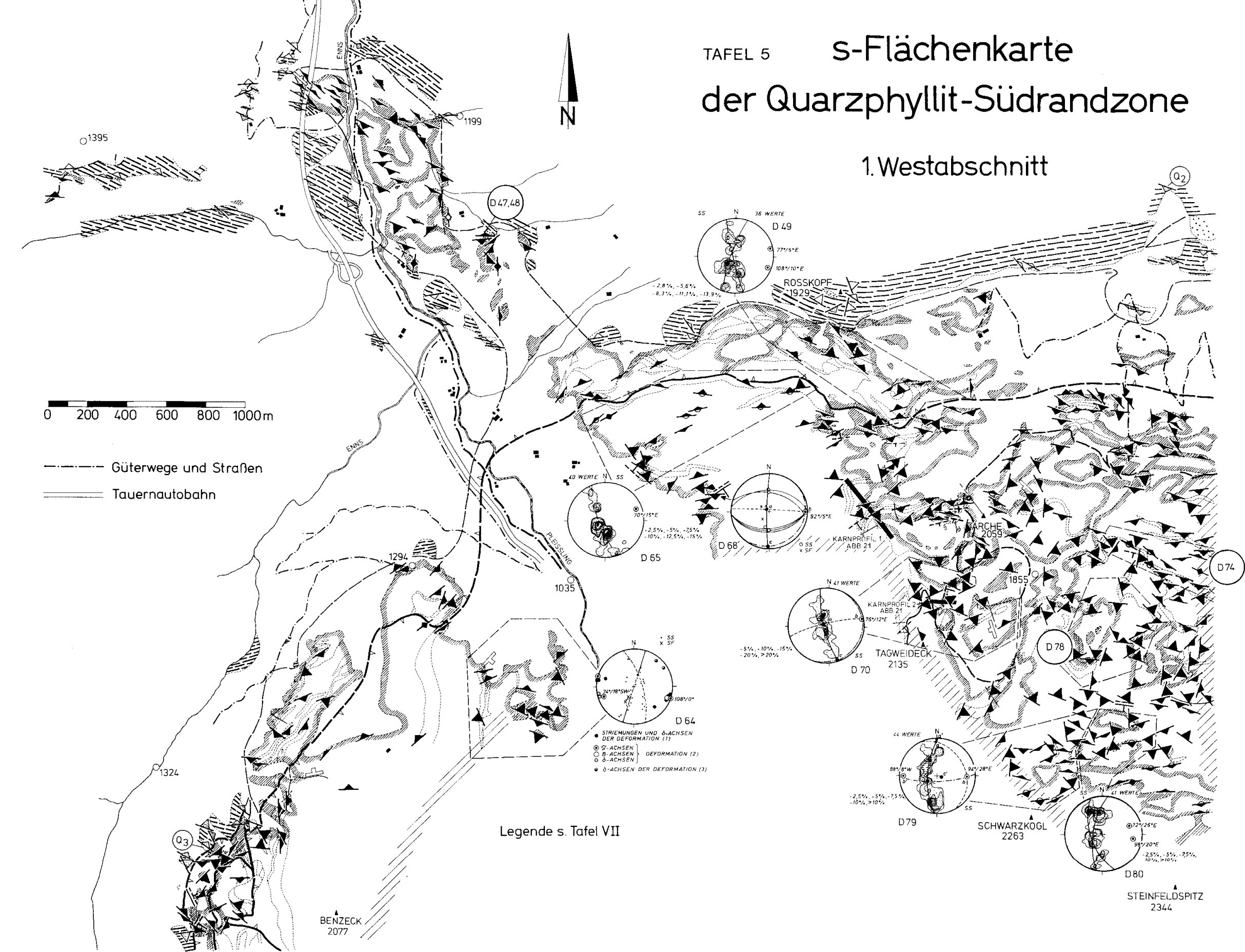


TAFEL 4
Profile zum Bau der Lackenköglmulde



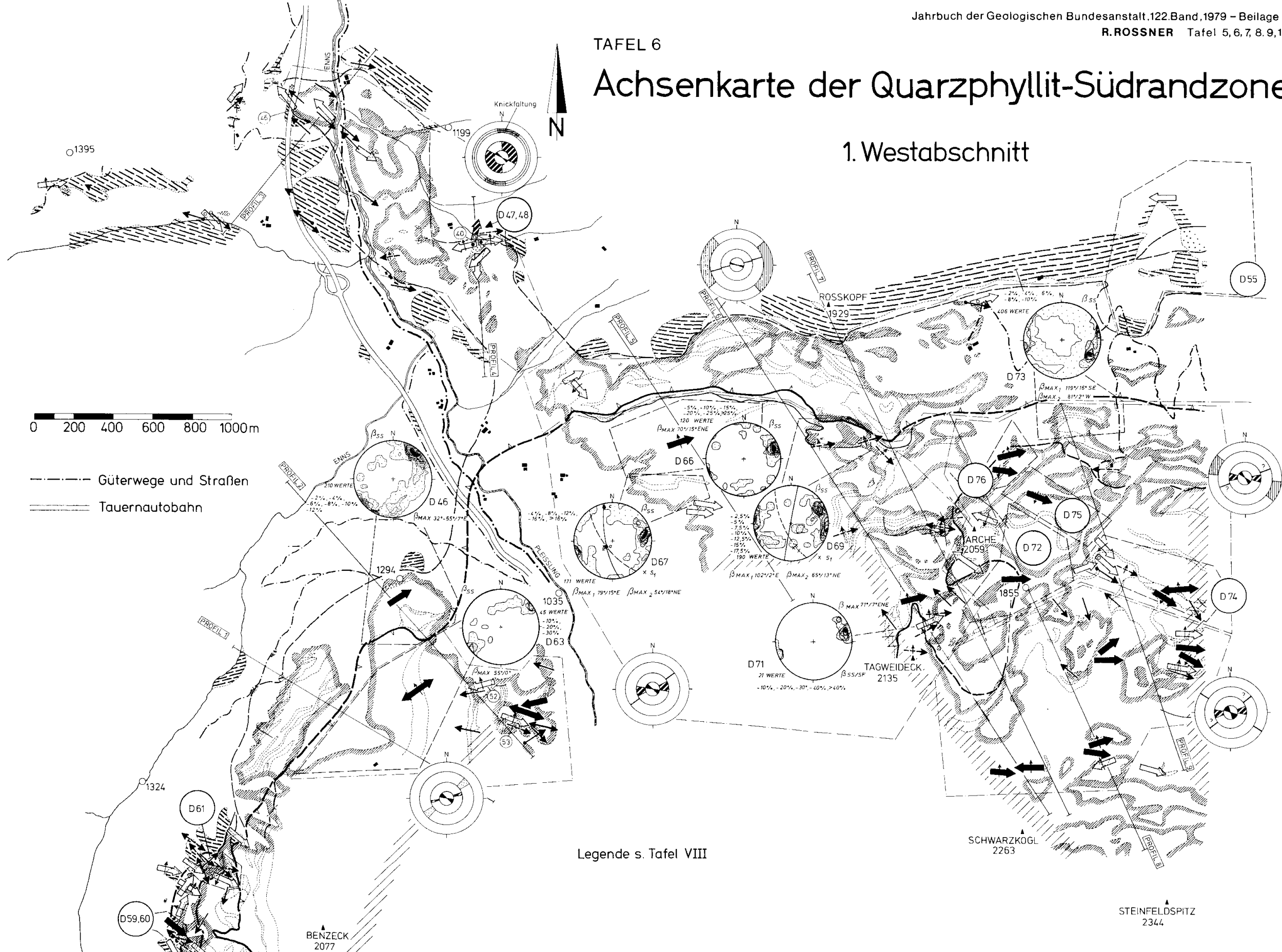
TAFEL 5
s-Flächenkarte
der Quarzphyllit-Südrandzone

1. Westabschnitt



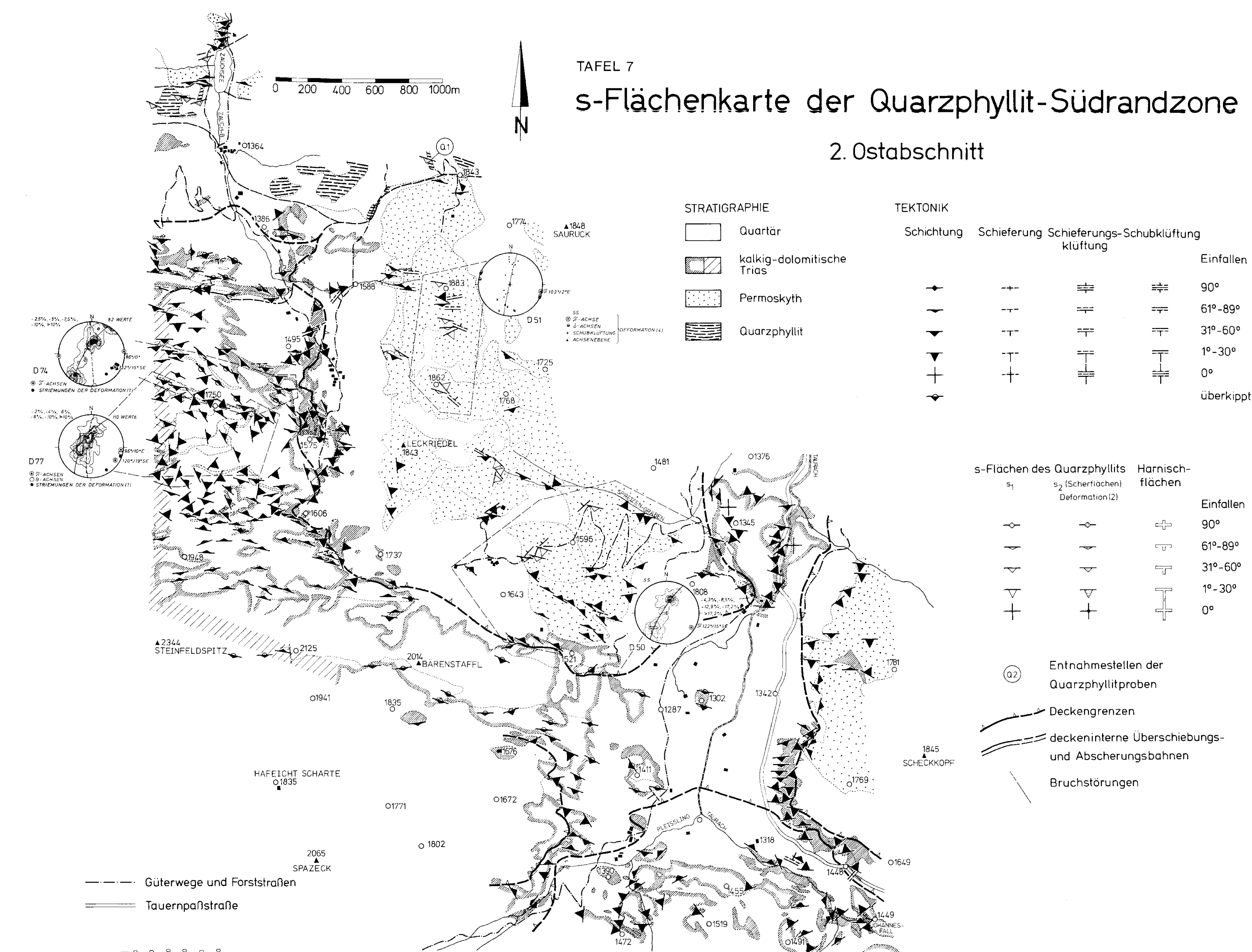
TAFEL 6
Achsenkarte der Quarzphyllit-Südrandzone

1. Westabschnitt



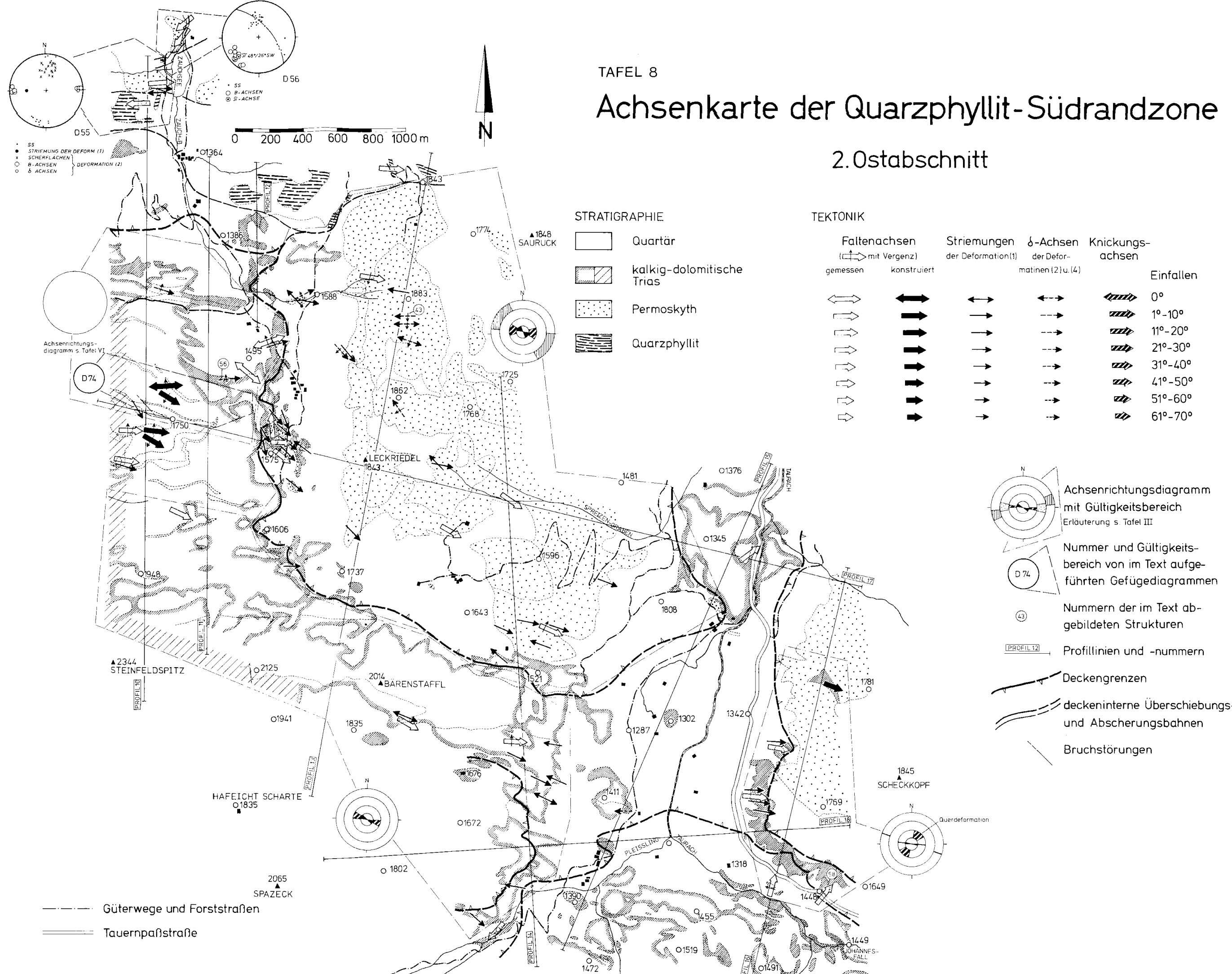
TAFEL 7
s-Flächenkarte der Quarzphyllit-Südrandzone

2. Ostabschnitt

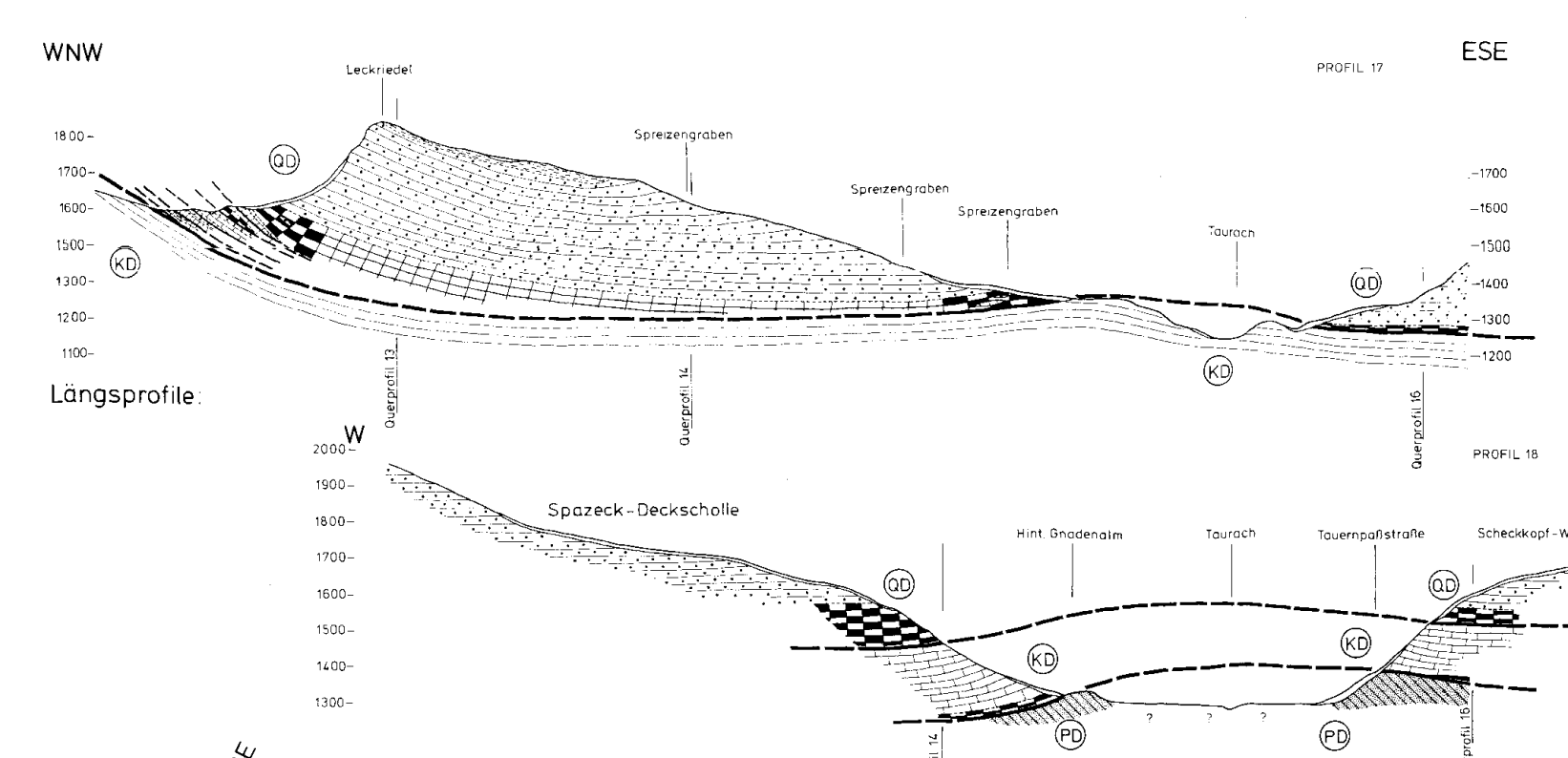
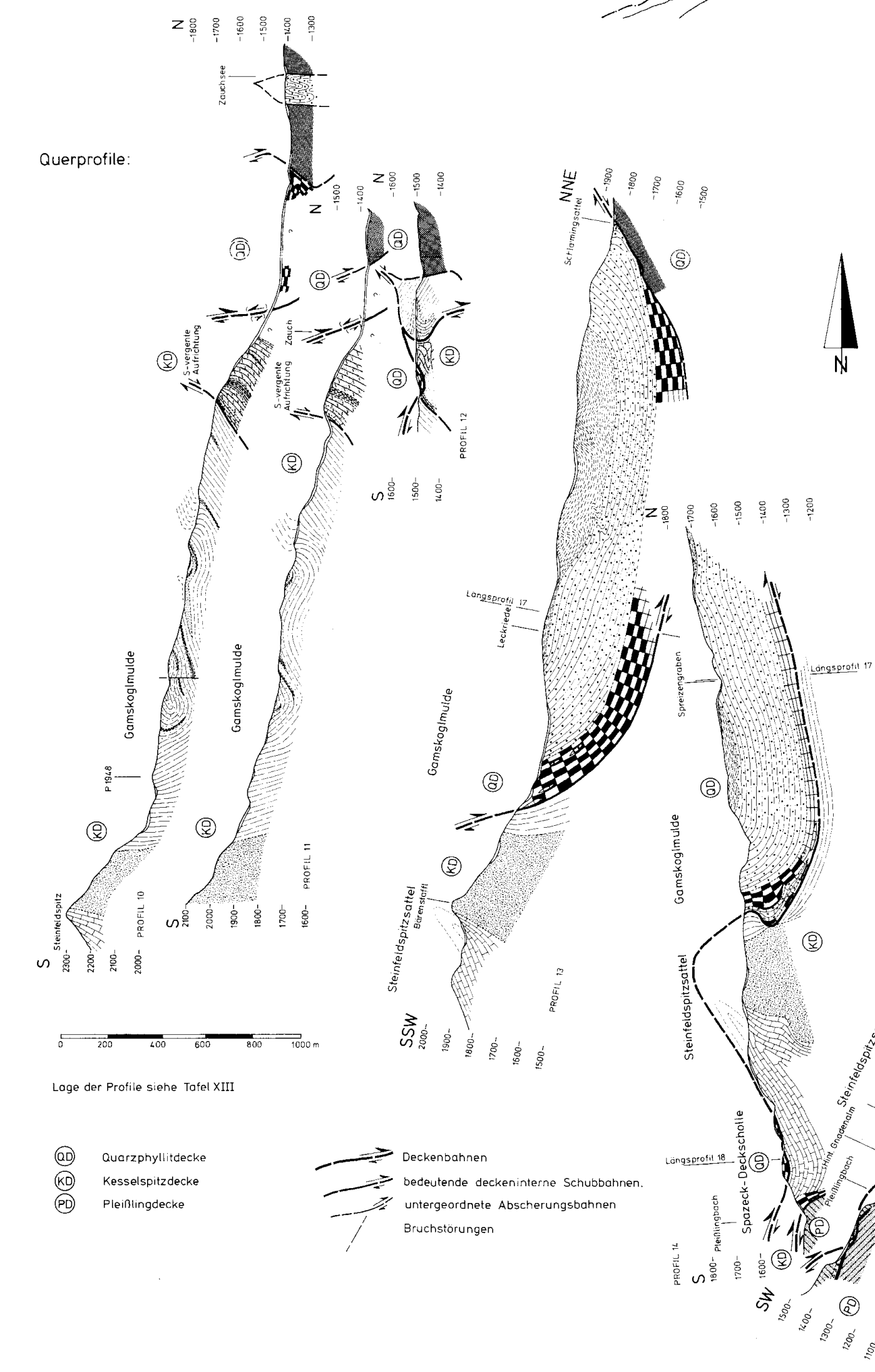


TAFEL 8
Achsenkarte der Quarzphyllit-Südrandzone

2. Ostabschnitt

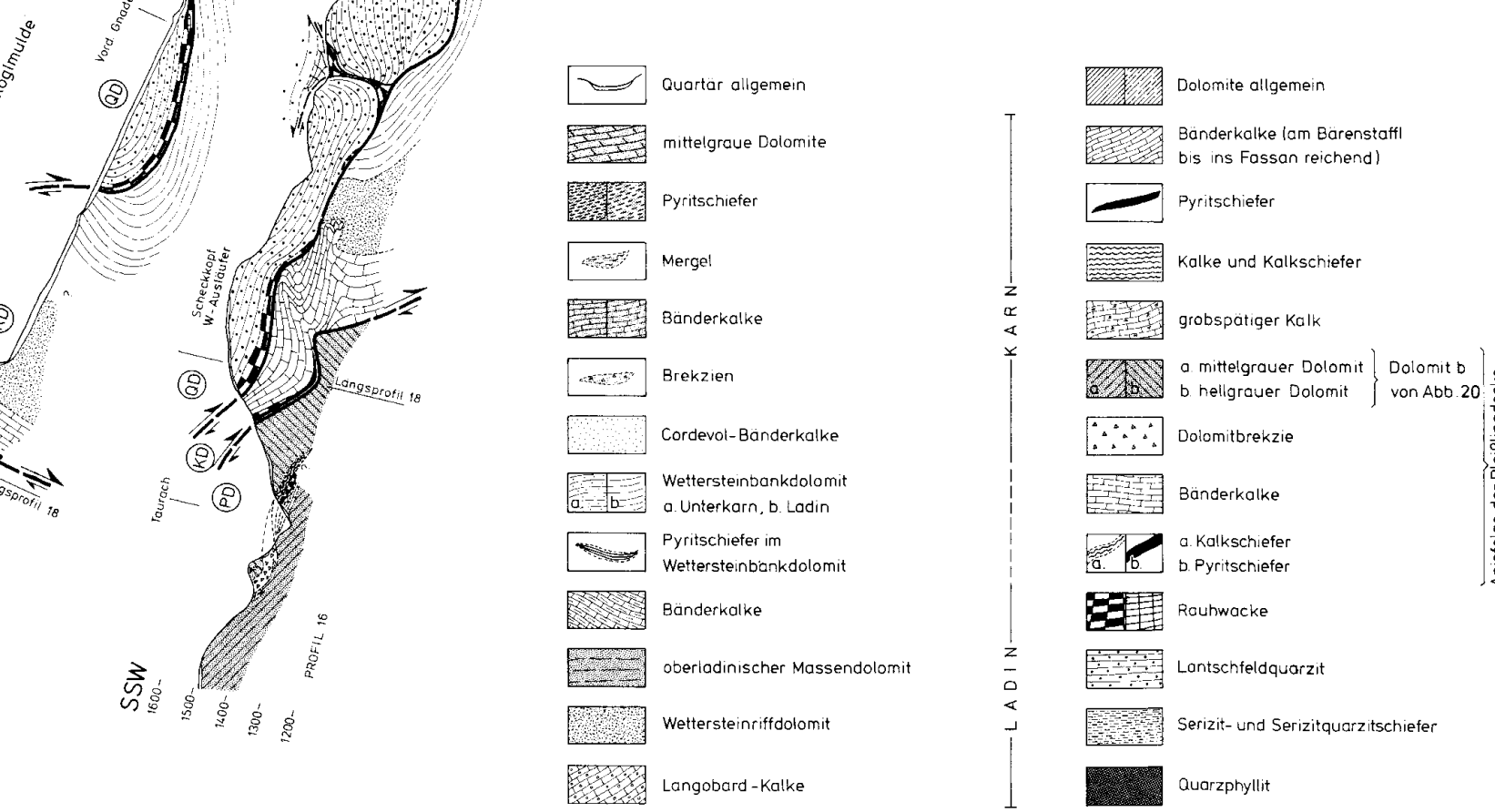


Querprofile:



TAFEL 10
Profile zum Bau der Südrandzone der
Quarzphyllitdecke

2. Ostabschnitt



TAFEL 9
Profile zum Bau der Südrandzone der Quarzphyllitdecke

1. Westabschnitt

