

## Ein Beckenmodell für das Nordpenninikum der Ostschweiz

MARC STEINMANN\*)

26 Abbildungen und 5 Tabellen

*Schweiz  
Graubünden  
Zentralalpen  
Bündnerschiefer  
Tektonik  
Stratigraphie  
Neodymium-Isotopenstratigraphie  
Basalte  
Geochemie  
Isotopengeochemie  
Extensionstektonik*

### Inhalt

Zusammenfassung .....	676
Abstract .....	676
1. Einleitung .....	677
1.1. Überblick und Problemstellung .....	677
1.2. Regionalgeologischer Rahmen .....	677
2. Tektonik .....	680
2.1. Einleitung .....	680
2.2. Tektonische Zusammenhänge .....	682
2.2.1. Korrelation der Einheiten beidseits des Hinterrheins .....	682
2.2.2. Tomül-Decke .....	682
2.2.3. Grava-Decke .....	684
2.2.4. Grenze zwischen Tomül- und Grava-Decke .....	684
2.2.5. Tektonische Stellung der Prättigau-Schiefer .....	685
2.3. Alpintektonische Entwicklung .....	685
2.3.1. Korrelation der Deformationsphasen .....	685
2.3.2. Deformationsgeschichte .....	685
3. Lithostratigraphie der Tomül- und Grava-Decke .....	688
3.1. Einleitung .....	688
3.2. Tomül-Decke .....	688
3.2.1. Bärenhorn-Formation .....	688
3.2.2. Nollaton-Formation .....	690
3.2.3. Nollakalk-Formation .....	692
3.2.4. Carnusa-Formation .....	692
3.2.5. Hauptkonglomerat .....	693
3.2.6. Tomül-Flysch .....	693
3.2.7. Interpretation der sedimentären Entwicklung .....	694
3.3. Grava-Decke .....	694
3.4. Zusammenhänge zwischen Tomül- und Grava-Decke .....	696
4. Alter der Sedimente der Tomül- und Grava-Decke .....	696
4.1. Einleitung .....	696
4.2. Stratigraphischer Vergleich mit dem Vocontischen Trog .....	697
4.3. Neodymium-Isotopengeochemie .....	697
4.3.1. Einleitung .....	697
4.3.2. Methodische Grundlagen .....	699
4.3.3. Resultate .....	699
4.4. Organischer Kohlenstoff (TOC) .....	701
4.5. Zusammenfassende Altersdiskussion .....	701
4.6. Vergleiche mit paläogeographisch angrenzenden Gebieten .....	703

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. MARC STEINMANN, Centre de Géochimie de la Surface (CNRS), 1 rue Blessig, F-67084 Strasbourg Cedex.

5. Lithologien der Mélange-Zonen und der Aul-Schuppenzone .....	703
5.1. Einleitung .....	703
5.2. Valsér Mélange .....	705
5.3. Aul-Schuppenzone .....	705
5.4. Tomül- und Grava-Mélange .....	705
5.5. Areua-Bruschghorn- und Martegnas-Mélange .....	706
5.5.1. Einleitung .....	706
5.5.2. Lithologien .....	706
5.5.3. Paläogeographische Herkunft der Martegnas-Ophiolithe .....	706
5.6. Entwicklungen in der Komponentenverteilung .....	707
6. Grüngesteine .....	707
6.1. Einleitung .....	707
6.2. Feldbeobachtungen .....	707
6.2.1. Einleitung .....	707
6.2.2. Allgemeine Beobachtungen .....	708
6.2.3. Grüngesteine an der Basis der Aul-Schuppenzone .....	708
6.2.4. Grüngesteinszug an der Basis der Tomül-Decke (Tomül-Grüngesteinszug) .....	708
6.2.5. Alter der Grüngesteine .....	709
6.2.6. Diskussion der Feldbeobachtungen .....	709
6.3. Geochemie und Isotopengeochemie .....	709
6.3.1. Haupt- und Spurenelemente .....	709
6.3.2. Neodymium- und Strontium-Isotope .....	709
6.4. Ozeanische vs. ausgedünnte kontinentale Kruste .....	710
7. Beckenentwicklung und Extensionsgeschichte .....	711
7.1. Paläogeographische Anordnung der nordpenninischen Einheiten .....	711
7.2. Großräumige Beckenentwicklung .....	714
7.3. Extensionsgeschichte .....	716
7.3.1. Einleitung .....	716
7.3.2. Erste Extensionsphase ab Lias .....	717
7.3.3. Zweite Extensionsphase ab Ende Jura/Anfang Kreide .....	718
7.3.4. Erläuterungen zu den Profilen .....	718
7.4. Zusammenfassung .....	719
Dank .....	719
Literatur .....	719

## Zusammenfassung

Die nordpenninischen Bündnerschiefer der Ostschweiz sind leicht metamorphe, tonig-sandig-kalkige Sedimentserien. Sie wurden in einem E-W verlaufenden Becken abgelagert, das sich im nördlichen Teil des mesozoischen Tethys-Ozeans befand. Die Bündnerschiefer der Misoxer Zone, welche die Hauptmasse der nordpenninischen Bündnerschiefer ausmachen, stehen im Mittelpunkt der vorliegenden Arbeit. Die zentralen Fragestellungen sind das Alter dieser Sedimente und ob es sich bei den mit ihnen vergesellschafteten basaltischen Gesteinen eventuell um Überreste einer nordpenninischen ozeanischen Kruste handelt. Hauptziel der Arbeit ist die Rekonstruktion der Beckenentwicklung des Nordpenninikums. Daneben werden auch regionalgeologische Probleme behandelt.

Trotz ihrer monotonen Lithologie konnten große Teile der Bündnerschiefer der Misoxer Zone schon in früheren Untersuchungen lithostratigraphisch gegliedert werden. Die chronostratigraphische Einstufung dieser weitgehend fossilfreien Serien blieb jedoch rätselhaft. Mit Hilfe von stratigraphischen Vergleichen und geochemischen Untersuchungen (Neodymium-Isotopen, organischem Kohlenstoff) kann nun gezeigt werden, daß die Hauptmasse der Bündnerschiefer der Misoxer Zone kretazischen Alters ist (Tomül-Decke und Grava-Decke) und ältere Sedimente nur in Mélange- und Schuppenzonen auftreten (Valsér Mélange, Aul-Schuppenzone, Grava-Mélange, Tomül-Mélange).

Die basaltischen Gesteine sind effusiven Ursprungs und geochemisch und isotopengeochemisch (Neodymium- und Strontium-Isotope) mit MOR-Basalten vergleichbar. Basierend auf aktualistischen Vergleichen kann vermutet werden, daß das Nordpenninikum im untersuchten Querschnitt nur lokal und nicht großräumig von ozeanischer Kruste unterlagert war.

Die Öffnung des Nordpenninikums begann im Lias gleichzeitig mit der Öffnung des Südpenninikums. Gegen Ende dieser ersten Extensionsphase kam es im Dogger-Malm zu submarinem Vulkanismus (Grüngesteine der Aul-Schuppenzone). Ende Jura/anfangs Kreide erlebte der nordpenninische Trog eine zweite Öffnungsphase, die erneut mit submariner vulkanischer Aktivität verbunden war (Tomül-Grüngesteinszug). Erst anschließend erfolgte die Ablagerung der Hauptmasse der Bündnerschiefer der Misoxer Zone.

## A Basin Model for the Northern Penninic of Eastern Switzerland

### Abstract

The North Penninic Bündnerschiefer series of eastern Switzerland consist of low-grade metamorphic shaly-calcareous-terrigenous sediments. They were deposited in an E-W trending basin, which was situated in the northern part of the Mesozoic Tethys ocean. The so-called Misox Bündnerschiefer, which represent the dominant part of the North Penninic Bündnerschiefer series, will be the main subject of this study. The key questions are the age of these series and whether the basaltic intercalations that occur within the sediments represent remnants of North Penninic oceanic crust. The main goal is to reconstruct the evolution of the North Penninic basin. In addition, several problems of regional geology will be discussed as well.

Earlier studies have demonstrated that large parts of the Misox Bündnerschiefer can be lithostratigraphically differentiated despite their monotonous lithology. However, the chronostratigraphic position of these almost completely fossil-free series remained enigmatic. With stratigraphic comparisons and geochemical investigations (Neodymium isotopes, organic carbon) it can now be shown that the main mass of the Misox Bündnerschiefer is of Cretaceous age (Tomül nappe and Grava nappe). The occurrence of older sediments is restricted to melange and Schuppen zones (Vals melange, Aul Schuppen zone, Grava melange, Tomül melange).

The basaltic rocks are of effusive origin. Their geochemical and isotopic compositions (Neodymium and Strontium isotopes) are comparable with those of MOR basalts. Based on actualistic comparisons it can be supposed that the North Penninic basin was only locally but not completely underlain by oceanic crust.

The opening of the North Penninic realm started in Liassic times, contemporaneous with the opening of the South Penninic domain. Towards the end of this first extensional phase, submarine volcanic activity occurred during the Dogger to the Malm. At the end of the Jurassic or from the beginning of the Cretaceous, the North Penninic realm experienced a second extensional phase, which was again coupled with volcanic activity. Subsequently the deposition of the main mass of the Misox Bündnerschiefer commenced.

## 1. Einleitung

### 1.1. Überblick und Problemstellung

Diese Arbeit ist eine stark gekürzte Fassung der Dissertation des Autors (STEINMANN, 1994). Leserinnen und Leser, die an einer detaillierteren Darstellung der Sachverhalte oder an Rohdaten interessiert sind, seien auf die Originalarbeit verwiesen oder mögen sich direkt an den Autor wenden.

Das Untersuchungsgebiet liegt in der Ostschweiz im Kanton Graubünden, wo großflächig nordpenninische Einheiten aufgeschlossen sind (Abb. 1). Die vorliegende Arbeit konzentriert sich vor allem auf das Gebiet zwischen den Flüssen Vorder- und Hinterrhein südwestlich der Kantonshauptstadt Chur. Dieser geographische Rahmen wird aber häufig vor allem im Süden und im Osten überschritten. Die wichtigsten im Text erwähnten Lokalitäten sind in Abb. 1 eingezeichnet. Alle Koordinatenangaben beziehen sich auf das schweizerische Koordinatennetz.

Bündnerschiefer sind mächtige, monotone mesozoische Sedimentserien, die ursprünglich einem hemipelagisch-turbiditischen Ablagerungsmilieu entstammen und heute alpinmetamorph überprägt sind (meist untere Grünschiefer-Fazies). Lithologisch umfassen sie das ganze Spektrum von Tonschiefern über tonige Kalke bis zu quarzreichen, sandigen Kalken. Dominierende Bruch- und Anwitterungsfarben sind unterschiedliche Grau- und Brauntöne. In gewissen Bündnerschiefer-Einheiten treten untergeordnet auch andere Lithologien auf.

Die nordpenninischen Bündnerschiefer nehmen im ostschweizerischen Alpenquerschnitt einen breiten Raum ein. Sie stammen aus einem ungenau definierten Beckensystem, das einen nördlichen Teiltrog des mesozoischen Tethys-Ozeans bildete. Nach klassischer Auffassung wurde dieser sogenannte nordpenninische Trog im N durch den helvetischen Schelf und im S durch die mittelpenninische Hochzone begrenzt. Gegen W hing der nordpenninische Trog wahrscheinlich mit dem Walliser Trog (Valaisan) zusammen. Im E können die nordpenninischen Bündnerschiefer-Serien über das Unterengadiner Fenster vermutlich bis ins Tauernfenster weiterverfolgt werden.

Die französischen und italienischen Ausdrücke Schistes lustrés bzw. Calcescisti stehen für lithologisch ähnliche Sedimentserien wie der deutsche Ausdruck Bündnerschiefer. Sie entstammen jedoch dem südpenninischen Ablagerungsraum. Im Bündner Querschnitt sind die südpenninischen Averser Schiefer mögliche Äquivalente zu den Schistes lustrés bzw. Calcescisti.

Im Untersuchungsgebiet können die nordpenninischen Bündnerschiefer in drei Großeinheiten unterteilt werden (Abb. 1):

- Subpenninische Bündnerschiefer, die sich im vorliegenden Untersuchungsgebiet auf die Zone Piz Terrilunschania beschränken,
- Bündnerschiefer der Misoxer Zone und
- Prättigau-Schiefer.

Die Bündnerschiefer der Misoxer Zone und die Prättigau-Schiefer nehmen im untersuchten Querschnitt den größten Raum ein. Die Bündnerschiefer der Misoxer Zone haben ihren Namen erhalten, weil sie gegen S in die Mi-

soxer Zone s.str. zwischen Adula- und Tambo-Decke verfolgt werden können (Abb. 1 u. 2). In der vorliegenden Arbeit kann gezeigt werden, daß die Prättigau-Schiefer die nordöstliche Fortsetzung einer der Untereinheiten der Bündnerschiefer der Misoxer Zone, nämlich der Grava-Decke, sind.

Während die subpenninischen Bündnerschiefer unlängst neu bearbeitet wurden (PROBST, 1980), basiert unser Wissen über die Bündnerschiefer der Misoxer Zone und die Prättigau-Schiefer auf mehreren älteren Arbeiten (GANSSER, 1937; JÄCKLI, 1941, 1944; NABHOLZ, 1945; NÄNNY, 1948). Die jüngeren Teile der Prättigau-Schiefer konnten schon damals dank der weniger starken metamorphen Überprägung mit mikropaläontologischen Methoden biostratigraphisch gegliedert werden (NÄNNY, 1948). Im Falle der Bündnerschiefer der Misoxer Zone haben die monotone lithologische Ausbildung, die Fossilarmut, die starke tektonische Deformation und die Metamorphose dazu geführt, daß sie bis heute nur unzureichend untersucht sind und ihr Alter kaum bekannt ist. Daher konzentriert sich die vorliegende Arbeit in erster Linie auf die Bündnerschiefer der Misoxer Zone. In diesen Bündnerschiefern treten im Gegensatz zu den subpenninischen Bündnerschiefern und zu den Prättigau-Schiefern auch basaltische Gesteine auf. Es war bis heute unklar, ob es sich dabei um Überreste einer nordpenninischen ozeanischen Kruste handelt oder um Vulkanite, die bei starker Ausdünnung der kontinentalen Kruste entstanden sind.

Wegen dieser Wissenslücken ist bis heute nur wenig bekannt über den zeitlichen Ablauf und das Ausmaß der Öffnung sowie über die spätere Einengung des nordpenninischen Beckens. Für ein besseres Verständnis der paläotektonischen Entwicklung des alpinen Tethys-Raums während des Mesozoikums sind aber gerade diese Kenntnisse von Bedeutung. Daher ist die Rekonstruktion der Beckenentwicklung des Nordpenninikums das Hauptziel dieser Arbeit. In einem stark deformierten Gebiet wie dem Penninikum der Alpen sind für derartige Rekonstruktionen neben der stratigraphisch-sedimentologischen Analyse auch die regionalgeologisch-tektonischen Zusammenhänge von grundlegender Bedeutung. Dem wird im zweiten Kapitel Rechnung getragen.

### 1.2. Regionalgeologischer Rahmen

Im Alpenquerschnitt Graubündens befinden sich die externen Grundgebirgseinheiten des Aar-Massivs und des Gotthard-„Massivs“ in tektonisch tiefster Position (Abb. 2). Die sie überlagernden Sedimente sind in bezug auf ihre kristalline Unterlage teilweise paraautochthon (Infrahelvetikum), zum größten Teil jedoch allochthon (Ilanzer Verrucano, gotthardmassivisches Mesozoikum).

Abgetrennt durch die penninische Basisüberschiebung folgen über dem gotthardmassivischen Mesozoikum die nordpenninischen Bündnerschiefer-Einheiten, die in die schon erwähnten großen Untereinheiten unterteilt werden können (subpenninische Bündnerschiefer, Bündnerschiefer der Misoxer Zone, Prättigau-Schiefer). Während die subpenninischen Bündnerschiefer lithofaziell teilweise noch ans gotthardmassivische Mesozoikum erinnern, sind die Bündnerschiefer der Misoxer Zone und die Prätti-

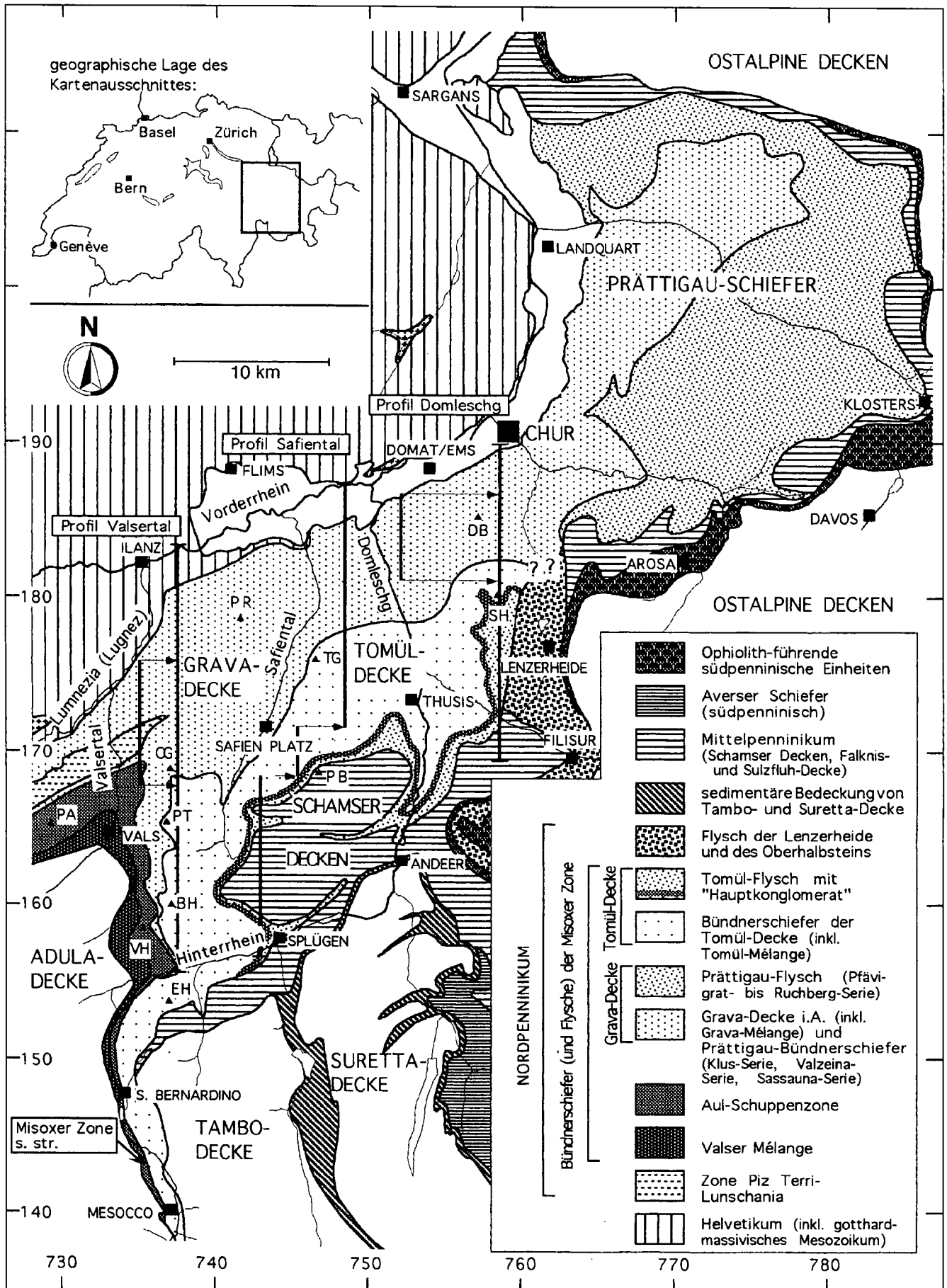


Abb. 1. Geologische Karte des Untersuchungsgebiets und angrenzender Gebiete (modifiziert nach der tektonischen Karte der Schweiz 1 : 500.000). Für die Berggipfel (schwarze Dreiecke) wurden folgende Abkürzungen verwendet: BH = Bärenhorn; CG = Crap Grisch; DB = Dreibündenstein; EH = Einhorn; PA = Piz Aul; PB = Piz Beverin; PR = Piz Riein (Teil d. Cadeina dil Signina); PT = Piz Tomül; SH = Stätzerhorn; TG = Tguma; VH = Valslerhorn. Die Profilinien „Valsertal“, „Safiental“ und „Domleschg“ beziehen sich auf Abb. 3.

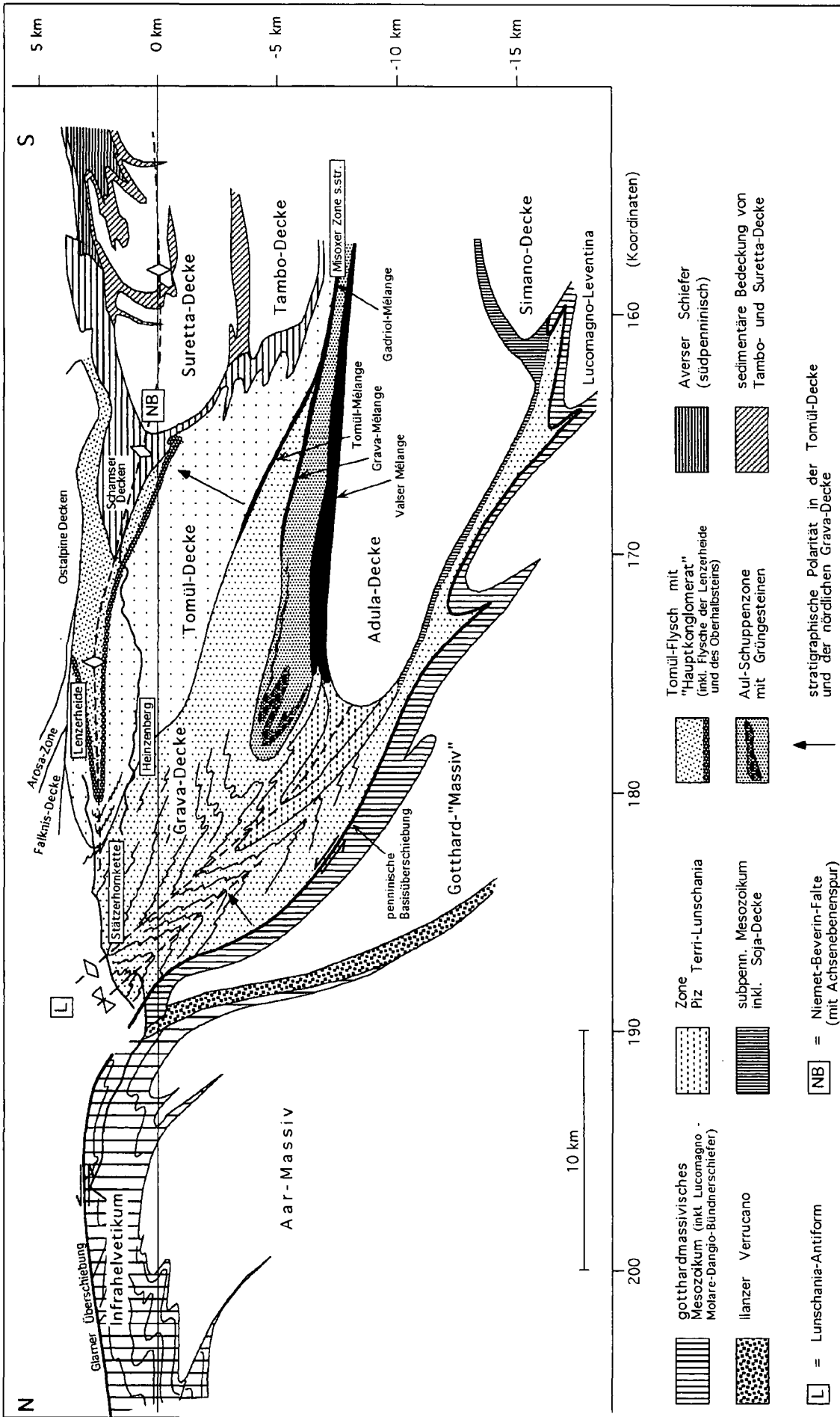


Abb. 2. Tektonisches Sammelprofil durch das Nordpenninikum und angrenzende Einheiten entlang der N-S-Koordinate 755. Angrenzende Einheiten nach SCHMID et al. (in Druck) und PFIFFNER et al. (1990). Das Profil beruht auf Axialprojektionen kombiniert mit seismischen Daten (Linie NFP 20 Ost).

gau-Schiefer zum größten Teil in typischer Bündnerschiefer-Fazies ausgebildet. Inmitten dieser nordpenninischen Sedimente befindet sich die Adula-Decke. Sie ist stark metamorph überprägt und besteht aus einem komplexen Stapel von sauren, basischen und sedimentären Gesteinen. Dieser Aufbau unterscheidet sich von demjenigen der übrigen penninischen Kristallindecken.

Die nordpenninischen Einheiten werden durch das Mittelpenninikum überlagert. Es handelt sich dabei entweder um reine Sedimentdecken (Schamser Decken, Falknis-Decke, Sulzfluh-Decke) oder um Kristallindecken mit Teilen ihrer sedimentären Bedeckung (Tambo-Decke, Suretta-Decke). Die Bündnerschiefer der Misoixer Zone, welche die tektonisch höchsten nordpenninischen Einheiten sind, werden von den mittelpenninischen Schamser Decken durch eine dünne Mélange-Zone getrennt (Areua-Bruschhorn-Mélange). Bei den Sedimentserien von Falknis- und Sulzfluh-Decke könnte es sich teilweise um die abgescherte sedimentäre Bedeckung von Tambo- und Suretta-Decke handeln. Die Herkunft der Sedimentserien der Schamser Decken ist komplex und wird im nächsten Abschnitt diskutiert. Über dem Mittelpenninikum folgen Ophiolith-führende südpenninische Einheiten (Platta-Decke, Arosa-Zone) und die Ostalpinen Decken.

Zwischen der Adula-Decke im Liegenden und der Tambo-Decke im Hangenden befindet sich die Misoixer Zone s.str. Sie bildet einen tiefen Einschnitt innerhalb des penninischen Deckenstapels und kann gegen S bis in die Gegend von Chiavenna verfolgt werden. Neben den Bündnerschiefern der Misoixer Zone ziehen auch eine Untereinheit der Schamser Decken (Gelbhorn-Einheit) und das Areua-Bruschhorn-Mélange in die Misoixer Zone s.str. hinein (SCHMID et al., 1990; SCHREURS, 1993, 1995). Offensichtlich stammen all diese Einheiten aus dieser heute nur noch schmalen Zone und wurden im Laufe der Gebirgsbildung gegen N vorgepreßt. Da es sich bei den Schamser Decken faziell um mittelpenninische Sedimentserien handelt, muß angenommen werden, daß zumindest die Gelbhorn-Einheit und eventuell auch die übrigen Untereinheiten vom nördlichsten Teil der mittelpenninischen Schwelle stammen, deren kontinentale Kruste im Laufe der alpinen Kompression vollständig eliminiert wurde. Die kristallinen Komponenten der Schamser Vizan-Brekzien (Taspinit) könnten Überreste dieser heute fehlenden Kruste sein.

## 2. Tektonik

### 2.1. Einleitung

Die tektonischen Zusammenhänge sind in den Abbildungen 1 bis 3 dargestellt. Sie basieren teilweise auf früheren Kartierungen, die zusammengefaßt und mit neuen Aufnahmen ergänzt wurden. Die Namen der einzelnen Einheiten wurden von NABHOLZ (1945) übernommen und leicht modifiziert. Es wurde darauf geachtet, daß die Kontinuität zu den früheren Namen erhalten blieb, gleichzeitig wurde aber versucht, eine konsistente Namengebung zu erreichen und die wesentlichen Eigenschaften der Einheiten schon im Namen selbst zu erfassen (Tab. 1).

Für die Diskussion der tektonischen Zusammenhänge wird an dieser Stelle eine lithologische Kurzbeschreibung der einzelnen tektonischen Einheiten gegeben. Für eine detaillierte Beschreibung sei jedoch auf Kapitel 3. bis 5. verwiesen.

#### □ Valser Mélange

Das Valser Mélange kann in ein unteres und oberes Valser Mélange unterteilt werden. Charakteristisch sind

Tabelle 1.

Tektonische Gliederung der Bündnerschiefer der Misoixer Zone nördlich des Hinterrheins.

Vorliegende Arbeit	NABHOLZ (1945)
Begrenzung im Hangenden durch die Schamser Decken	
Tomül-Decke	Tomüllappen
Tomül-Mélange	Basale Schuppenzone des Tomüllappens
Grava-Decke	Gravaserie
Grava-Mélange	Basale Schuppenzone der Gravaserie
Aul-Schuppenzone	Aullappen
Oberes Valser Mélange	Obere Valserschuppen
Unteres Valser Mélange	Untere Valserschuppen
Begrenzung im Liegenden durch die Adula-Decke	

die häufig auftretenden Komponenten aus Para- und Orthogneisen und Dolomit, die alle mit Lithologien der Adula-Decke vergleichbar sind. Deshalb können die beiden Valser Mélanges als verschuppte Übergangszone zwischen der Adula-Decke und den Einheiten der Misoixer Zone betrachtet werden. Im oberen Valser Mélange treten vermehrt auch sandige Kalke, sandig-kalkige Schiefer, Tonschiefer und Grüngesteine auf. Im Vergleich zu den tektonisch höheren Mélange-Zonen ist der Anteil dieser neu hinzugekommenen Komponenten aber gering.

#### □ Aul-Schuppenzone

Die dominierenden Lithologien der Aul-Schuppenzone sind die Aul-Marmore und die Grüngesteine. Die Aul-Marmore sind dickbankige, grau bis bräunlich anwitternde, sandige Kalkmarmore, die im Gelände als charakteristische Lithologie gut erkennbar sind. Bei den Grüngesteinen der Aul-Schuppenzone handelt es sich wie in den Mélange-Zonen in erster Linie um Metabasalte. In ihnen konnten die einzigen sicheren Pillows der Bündnerschiefer der Misoixer Zone nachgewiesen werden. Daneben treten auch Meta-Ultraschista (Serpentinite) auf. Es handelt sich dabei jedoch nicht um zusammenhängende Körper, sondern lediglich um serpentinitische Linsen innerhalb von Grüngesteinszügen basaltischer Zusammensetzung. Untergeordnet findet man in der Aul-Schuppenzone auch Dolomitlinsen und einzelne Kristallinlamellen.

#### □ Tomül- und Grava-Mélange

Diese Mélange-Zonen haben ein identisches Komponentenspektrum. Im Gegensatz zum Valser Mélange und zur Aul-Schuppenzone fehlen Orthogneis-Komponenten. Typisch für Tomül- und Grava-Mélange sind häufig auftretende sedimentäre Brekzien, arkosische Sandsteine sowie eisenreiche Sandsteine mit Gryphaeen. Diese Gryphaeen sind die einzigen Makrofossilien, die je in den Bündnerschiefern der Misoixer Zone gefunden wurden (NABHOLZ, 1945). Grüngesteine sind häufig, die einzelnen Vorkommen sind aber kleiner als in der Aul-Schuppenzone. Im Vergleich zu den tieferen Mélange-Zonen und zur Aul-Schuppenzone ist im Tomül- und Grava-Mélange der Anteil von sandigen Kalken, sandig-kalkigen Schiefer und Tonschiefern deutlich höher. Diese Sedimente sind mit Lithologien der überlagernden Tomül- und Grava-Decken vergleichbar.

#### □ Tomül- und Grava-Decke

Diese beiden Decken bestehen aus kohärenten stratigraphischen Abfolgen. Die vorliegende Untersuchung

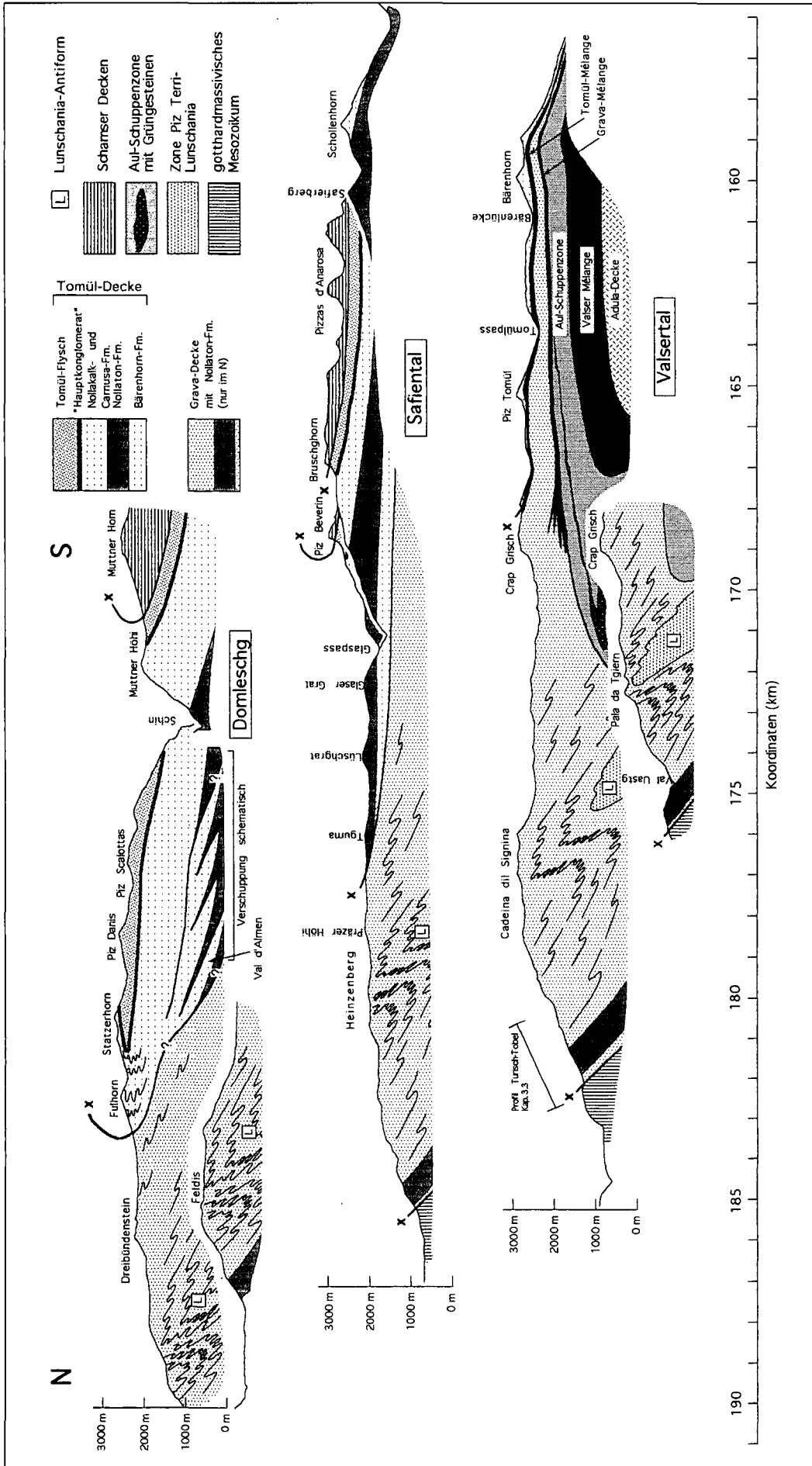


Abb. 3. N-S-Längsprofile durch das Valsertal, das Safiental und das Domleschg. Die Profile zeigen jeweils die Verhältnisse auf der östlichen Talseite. Profillinien gem. Abb. 1.

zeigt, daß ihre Stratigraphie identisch ist. Die Sedi-  
mentserien von Tomül- und Grava-Decke müssen im  
Liegenden tektonisch vom Tomül- bzw. Grava-Mélan-  
ge abgetrennt werden. Die liassischen Gry-  
phaeen der Mélanges-Zonen geben daher  
keinerlei Anhaltspunkte zum Alter der Se-  
dimente der beiden Decken. Die Basis der To-  
mül-Decke wird durch einen weiträumig verfolgbaren  
Grüngesteinszug gebildet, der sedimentär von den  
Bündnerschiefer-Serien der Tomül-Decke überlagert  
wird und daher ebenfalls zur Tomül-Decke gehört  
(Tomül-Grüngesteinszug, Kap. 6.2.4.). An der Basis  
der Grava-Decke fehlen Grüngesteine. Die lithostrati-  
graphische Gliederung der beiden Decken ist in Abb.  
11 dargestellt.

Gebiete, in denen die großräumige tektonische Kontrol-  
le fehlte, wurden strukturgeologisch untersucht. In den  
Bündnerschiefern der Misoxer Zone treten dieselben  
Strukturen auf wie in den benachbarten Schamser Dek-  
ken (SCHMID et al., 1990; SCHREURS, 1993, 1995). Deshalb  
wurden für die vorliegende Arbeit die drei in den Scham-  
ser Decken definierten Deformationsphasen übernom-  
men (Tab. 2). In der Region des Valsertals und des Lugnez  
werden die D3-Strukturen durch eine weitere Deforma-  
tion überprägt. Diese Deformationsphase D4 fehlt aber in  
den Gebieten östlich des Valsertals. Daher wird sie im fol-  
genden nicht weiter berücksichtigt, der Vollständigkeit  
halber wird sie aber in Tab. 4 aufgeführt.

Tabelle 2.  
Deformationsphasen der Schamser Decken nach SCHREURS (1993;  
1995). Diese Gliederung wurde auf die Bündnerschiefer der Misoxer  
Zone übertragen.  
D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub>, D<sub>3</sub> = Deformationsphasen.

Kleinstrukturen	Großstrukturen
D1 Hauptschieferung, meist pene- trativ. Außer in den isoklinalen F1-Falten subparallel zur Stoff- bänderung und zu den tektoni- schen Kontakten.	Anlage der Schamser Decken und Überschiebung auf das Nordpenninikum.
D2 Enge, ungefähr gegen N schlie- bende, liegende Falten unter- schiedlichster Größe mit flach gegen E bis SE einfallender Achsenrichtung. Die Orientierung der Faltenachsen variiert stark.	Rückfaltung von unten her um die Stirn der Suretta-Decke (Niemet-Beverin-Falte) unter dem „orogenic lid“ des Ostal- pins.
D3 Steil gegen SE einfallende Cre- nulationsschieferung. Einzelne NW bis NNW vergente, kleinere Falten.	Keine Großstrukturen, sondern lediglich großräumige Stau- nung.

## 2.2. Tektonische Zusammenhänge

### 2.2.1. Korrelation der Einheiten beidseits des Hinterrheins

Die tektonische Gliederung der Misoxer Zone südlich  
des Hinterrheins geht auf GANSSER (1937) zurück und  
konnte in späteren Arbeiten gegen S bis zum Passo della  
Forcola (8 km W Chiavenna) weiterverfolgt werden  
(STROHBACH, 1965; WEBER, 1966). Diese Einheiten südlich  
des Hinterrheins können mit denjenigen nördlich des Hin-  
terrheins in der in Tab. 3 gezeigten Weise korreliert wer-  
den. Eine ausführliche Diskussion dieser Korrelation gibt  
STEINMANN (1994). Die lokalen Verhältnisse beidseits des  
Hinterrheins zeigt Abb. 4. Zur Vereinfachung werden im  
folgenden die Namen der nördlich des Hinterrheins defi-

Tabelle 3.  
Korrelation der tektonischen Einheiten der Bündnerschiefer der Misoxer  
Zone nördlich und südlich des Hinterrheins.

Einheiten nördlich des Hinterrheins (diese Arbeit)	Einheiten südlich des Hinterrheins GANSSER (1937)
Tomül-Decke	Obere Uccello-Zone
Tomül-Mélangé	Gadriol-Zug p.p. bzw. neu: Gadriol-Mélangé p.p.
Grava-Decke	keilt nördlich des Hinterrheins aus
Grava-Mélangé	Gadriol-Zug p.p. bzw. neu: Gadriol-Mélangé p.p.
Grava-Mélangé	Basale Schuppenzone der Gravaserie
Aul-Schuppenzone	Untere Uccello-Zone
Oberes Valsér Mélangé	keilt nördlich des Hinterrheins aus
Unteres Valsér Mélangé	Schuppenzone von Adula-Kristallin und Dolomit („Zone der Adula-Trias“ bei GANSSER, 1937)

nierten tektonischen Einheiten auch auf das Gebiet süd-  
lich des Hinterrheins übertragen. Da der Gadriol-Zug süd-  
lich des Hinterrheins dem Tomül- und Grava-Mélangé  
nördlich des Hinterrheins entspricht, wird der Name Gad-  
riol-Zug durch den Namen Gadriol-Mélangé er-  
setzt.

### 2.2.2. Tomül-Decke

Die südlichsten, lithologisch noch korrelierbaren Auf-  
schlüsse der Tomül-Decke sind bei Mesocco zu finden  
(Abb. 10). Nördlich des Hinterrheins liegt die Hauptmasse  
der Tomül-Decke wegen des großräumigen E-Axialgefäl-  
les in den Gebieten östlich des Safientals. Die nördlich-  
sten Teile der Tomül-Decke sind in der Stätzerhornkette  
erhalten. Dieses Gebiet wurde von JÄCKLI (1944) bearbei-  
tet. Er konnte das Hauptkonglomerat der Tomül-Decke

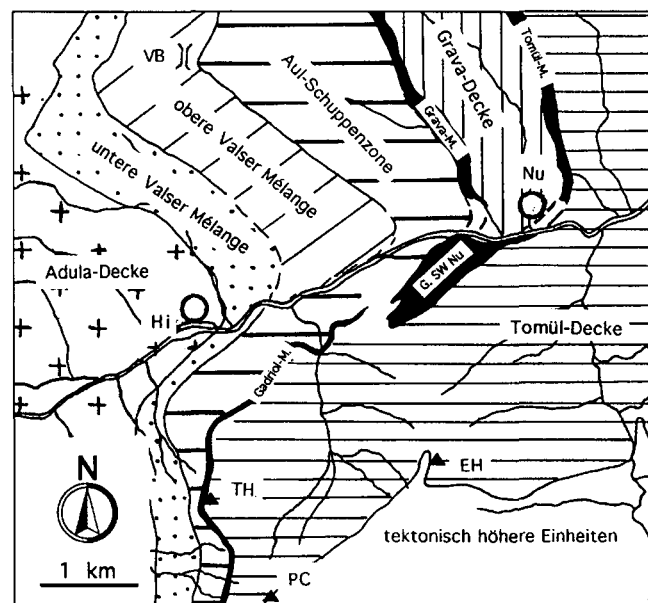


Abb. 4.  
Die tektonischen Zusammenhänge beidseits des Hinterrheins.  
Die Karte zeigt, wie Tomül- und Grava-Mélangé im Grüngesteinskomplex  
SW Nufenen (G. SW Nu) zusammenlaufen. Das Gadriol-Mélangé kann  
mit dem Tomül-Mélangé parallelisiert werden. Abkürzungen: Hi = Hin-  
terrhein (Ortschaft), Nu = Nufenen, EH = Einshorn, PC = Piz Cadriola, TH =  
Tempahorn, VB = Valsérberg. Die Karte basiert auf Daten von GANSSER  
(1937), NABHOLZ (1945) und eigenen Aufnahmen.



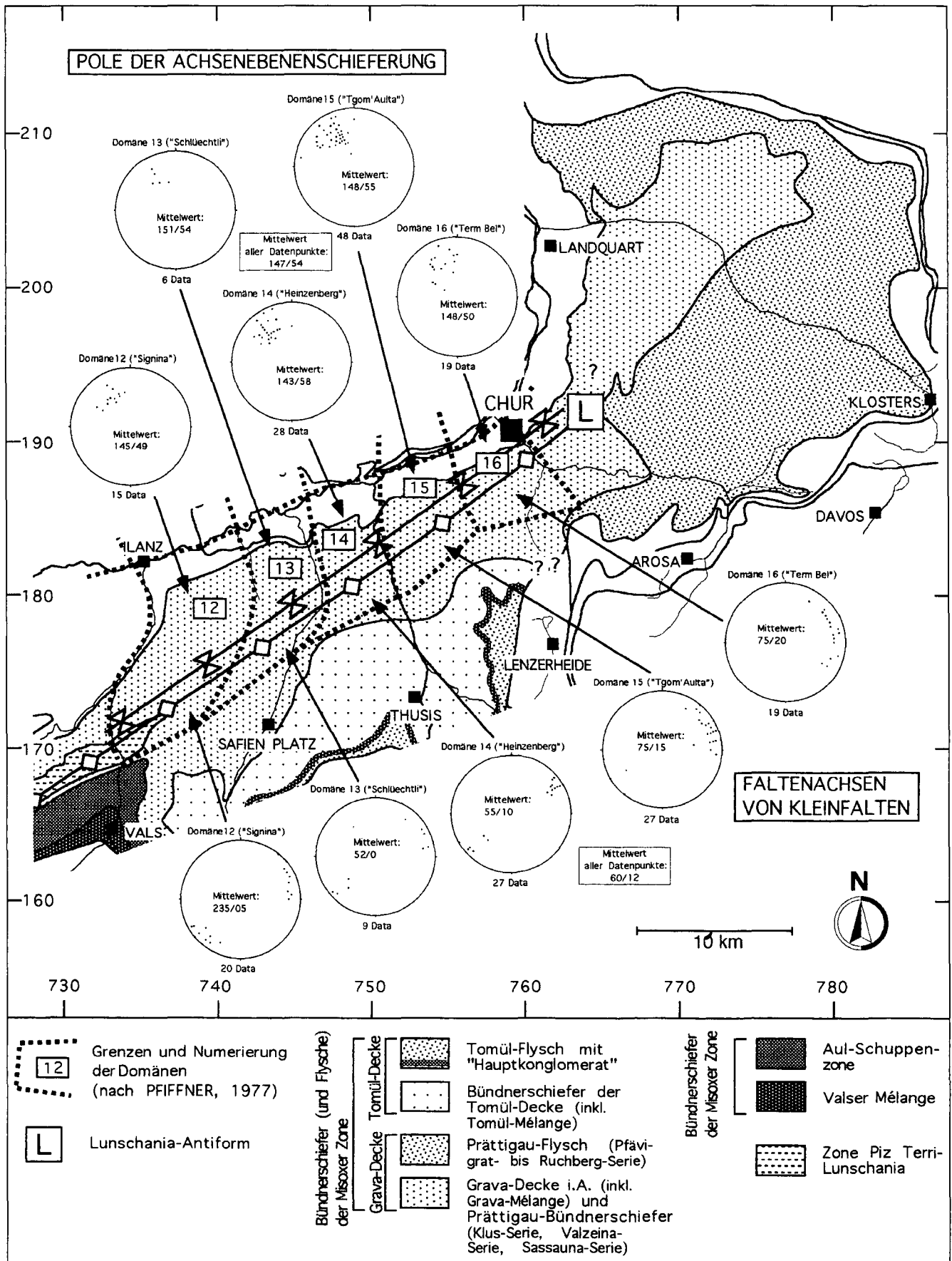


Abb. 5. Stereographische Projektionen der Pole der Achsenebenenschieferung und der Faltenachsen von Kleinfalten der Lunschania-Antiform (Schmidtsches Netz, untere Halbkugel). Die Strukturen der Lunschania-Antiform können mit der Domleschg-Phase (PIFFNER, 1977) bzw. mit D3 der Schamser Decken korreliert werden.

(Kap. 3.2.5.) beinahe durchgehend kartieren und zeigen, daß es im Gipfelbereich des Stätzerhorns durch eine große, flachliegende Falte nach S abgedreht wird (Abb. 3). Strukturgeologische Vergleiche mit den benachbarten Schamser Decken zeigten, daß dieses Umbiegen mit der großräumigen Niemet-Beverin-Falte (D2, vgl. Abb. 2) verbunden werden kann (SCHMID et al., 1990; SCHREURS, 1995). Neu kann nun gezeigt werden, daß die ganze Tomül-Decke durch die Niemet-Beverin-Falte „rückgefaltet“ wird und so ihr nördliches Ende findet.

Die D2-Strukturen der Niemet-Beverin-Falte dominieren die Tomül-Decke in der Region der Stätzerhornkette. Nördlich anschließend lassen sie sich auch in der Grava-Decke bis in die Region des Dreibündensteins weiterverfolgen (Abb. 3). Sie werden jedoch in diesem Gebiet zunehmend stärker von den D3-Strukturen der Lunschiana-Antiform überprägt und verwischt (Kap. 2.2.3.). Wie stark die Grava-Decke die D2-„Rückfaltung“ der Tomül-Decke mitmachte, kann nicht beurteilt werden.

### 2.2.3. Grava-Decke

NABHOLZ (1945) trennte die Grava-Decke südlich der Zone Piz Terri-Lunschiana von den sog. Lugnezer Schiefer nördlich der Zone Piz Terri-Lunschiana ab, die eine komplexe Antiform bildet (Lunschiana-Antiform, Abb. 2 u. 3). Schon relativ früh tauchte die Idee auf, die Grava-Decke über die Lunschiana-Antiform mit den nördlich angrenzenden Lugnezer Schiefer n zu verbinden (WINTERHALTER, 1930; STAUB, 1958). Strukturgeologisch wurde diese Vermutung erstmals durch VOLL (1976) im Valsertal belegt. PROBST (1980) konnte in der Folge westlich des Valsertals zeigen, daß die Lugnezer Schiefer eine Synform bilden, die direkt nördlich an die Lunschiana-Antiform anschließt.

In der vorliegenden Arbeit wurde die Lunschiana-Antiform auch östlich des Valsertals und somit östlich des Abtauchens der Zone Piz Terri-Lunschiana kartiert. Es zeigte sich in Übereinstimmung mit den Arbeiten von VOLL (1976) und PROBST (1980), daß die Grava-Decke durch die Lunschiana-Antiform verfaltet wird und die Lugnezer Schiefer die nördliche Fortsetzung der Grava-Decke sind. Deshalb wird im folgenden der Name Lugnezer Schiefer nicht mehr verwendet. Die Grava-Decke kann nur nördlich der Lunschiana-Antiform stratigraphisch gegliedert werden. Die Lunschiana-Antiform konnte innerhalb der Grava-Decke bis in die Region von Chur in den Nordteil der Stätzerhornkette verfolgt werden und setzt sich wahrscheinlich in den Prättigau-Schiefer n fort (Abb. 5).

Die Achsenebenenschieferung der Lunschiana-Antiform ist eine steil gegen SE einfallende Crenulationsschieferung mit sehr konstanter Orientierung. Die Faltenachsen der Kleinfalten der Lunschiana-Antiform liegen immer in dieser Schieferungsebene (Abb. 5). In der Gegend der nördlichen Stätzerhornkette stellte sich heraus, daß die Achsenebenenschieferung der Lunschiana-Antiform der Schieferung der Domleschg-Phase (PFIFFNER, 1977) bzw. der S3-Schieferung der Schamser Decken (SCHMID et al., 1990; SCHREURS, 1993, 1995) entspricht (Tab. 4). Strukturell können normalerweise nur der S-Schenkel der Lunschiana-Antiform und der N-Schenkel der nördlich angrenzenden Synform nachgewiesen werden (Abb. 6). Die Strukturen zwischen diesen beiden Bereichen sind nicht entwirrbar. Nur in Scharniernähe (d.h. in den topographisch höchsten Gebieten) ist der beinahe vertikal stehende N-Schenkel der Lunschiana-Antiform erkennbar, was wahrscheinlich auf dessen sonst vollständige Ausschierung zurückzuführen ist.

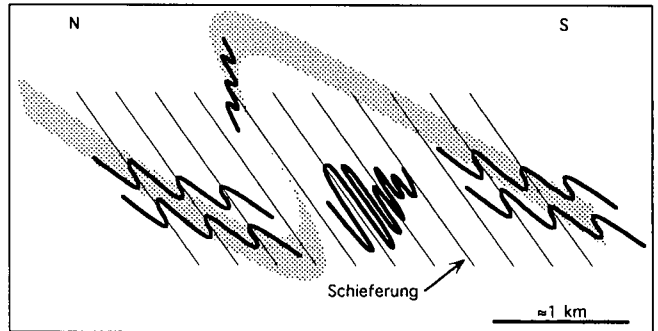


Abb. 6. Schematische Darstellung der Strukturen der Lunschiana-Antiform. Von S gegen N sind meistens nur die Strukturen des S-Schenkels der Antiform, des Antiformkerns und des N-Schenkels der nördlich angrenzenden Synform vorhanden. Der N-Schenkel der Antiform ist nur in der Nähe der Scharnierlinie nachweisbar, im Bereich der Inflexionslinie (Wendepunkt auf den Schenkeln) ist er vollständig ausgeschert.

### 2.2.4. Grenze zwischen Tomül- und Grava-Decke

Von S her kommend ist die Grenze zwischen Tomül- und Grava-Decke bis in die Gegend des Glaspasses östlich von Safien Platz durch einen charakteristischen Basaltzug (Tomül-Grüngesteinszug, Kap. 6.2.4.) immer definiert. Weil Tomül- und Grava-Decke dieselbe Stratigraphie besitzen, kann weiter nördlich die Deckengrenze nur erkannt werden, wenn die zwei Decken mit unterschiedlichen Formationen aneinanderstoßen. Die großräumigen Kartierungen lassen vermuten, daß die Überschiebung an der Basis der Tomül-Decke gegen N in immer höhere stratigraphische Niveaus ansteigt und die Tomül-Decke im Raum der Stätzerhornkette stark verschuppt ist (Abb. 7).

Südlich der Lunschiana-Antiform ist die Mächtigkeit der Grava-Decke stark reduziert, und eine stratigraphische Gliederung ist nicht möglich. Lithologisch sind die auftretenden Sedimentserien mit der Bärenhorn-Fm. der Tomül-Decke vergleichbar. Dies ist nicht weiter belegbar, weil, tektonisch bedingt, über dieser mutmaßlichen Bärenhorn-Fm. kein stratigraphischer Übergang zur Nollaton-Fm. vorhanden ist. Falls die Grava-Decke in ihrem südlichsten Teil tatsächlich nur aus Bärenhorn-Fm. besteht, würde die Basisüberschiebung der Tomül-Decke von S gegen N in immer höhere stratigraphische Niveaus der Grava-Decke ansteigen. Dies wäre in guter Übereinstimmung mit der zuvor dargelegten Beobachtung, wonach die Überschiebung an der Basis der Tomül-Decke gegen N ebenfalls in immer jüngere Formationen aufsteigt. Daraus würde resultieren, daß sich Tomül- und Grava-Decke in einer schematischen tektonischen Abwicklung zu einem beinahe vollständigen Sedimentpaket ergänzen würden (Abb. 17). Daher kann die Hypothese aufgestellt werden, daß die Tomül-Decke ursprünglich die direkte südliche Verlängerung der Grava-Decke war.

Beide Decken werden an der Basis durch eine Mélangé-Zone begleitet (Tomül- bzw. Grava-Mélangé). Die lithologische Zusammensetzung der beiden Mélangés ist identisch (Kap. 5.4.), was am besten durch tektonische Verdoppelung erklärt werden kann. In Ergänzung zur oben dargelegten Hypothese könnten Tomül- und Grava-Mélangé ursprünglich als zusammenhängende Mélangé-Zone an der Basis der ebenfalls zusammenhängenden Tomül-Grava-Decke angelegt worden sein. Gleichzeitig mit der Überschiebung der Tomül-Decke auf die Grava-Decke wäre auch die tektonische Verdoppelung zum heutigen Tomül- und Grava-Mélangé erfolgt. Dies könnte das Auskeilen der Grava-Decke im S und des Tomül-Mélangé im N erklären.

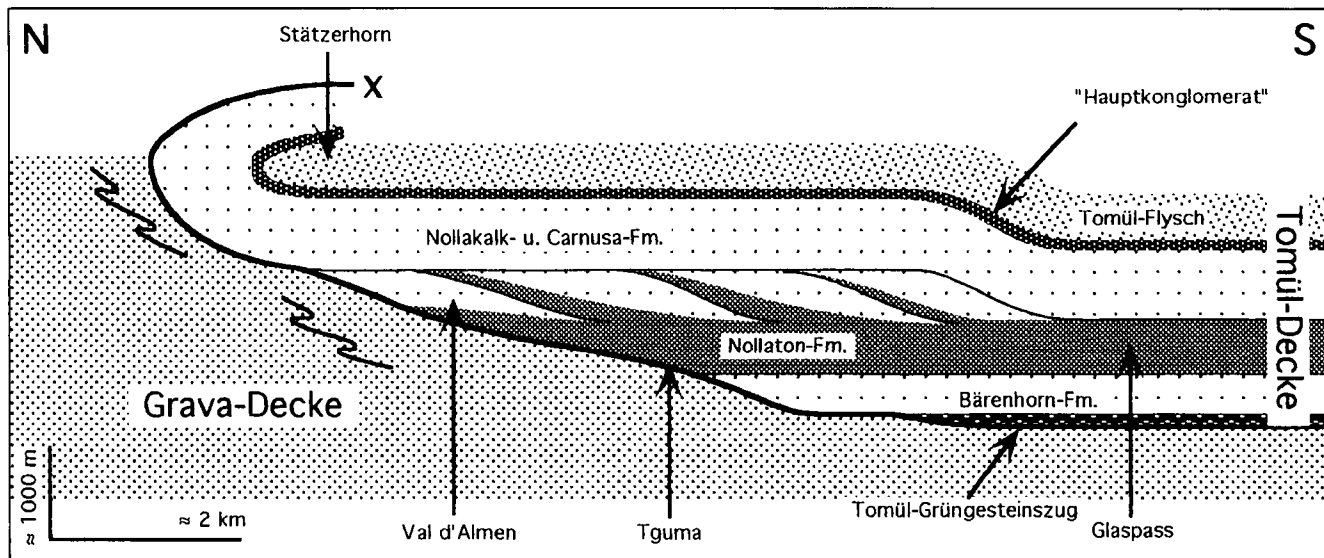


Abb. 7.

Schematische Darstellung der Überschiebung zwischen Tomül- und Grava-Decke.

Die Überschiebung steigt an der Basis der Tomül-Decke gegen N in immer höhere stratigraphische Niveaus an. Die dargestellte Verschiebung der Nollakalk-Fm. ist schematisch und konnte im Gelände nur lokal nachgewiesen werden. Sie kann die gewaltigen Mächtigkeiten von Nollakalk- und Carnusa-Fm. im südlichen Teil der Stätzerhornkette erklären.

### 2.2.5. Tektonische Stellung der Prättigau-Schiefer

In der Region SE von Chur können die Serien der Prättigau-Schiefer in den Nordteil der Stätzerhornkette hineinverfolgt werden. Von W her kommend kann die Grava-Decke bis in die NW-Ecke der Stätzerhornkette südlich von Domat/Ems verfolgt werden (kleines Profil Feldis in Abb. 3). Für die Konstruktion des Nordteils des Profils Domleschg in Abb. 3 wurden diese Aufschlüsse entlang der Lunschania-Antiform gegen E bis in die Gegend direkt südlich von Chur projiziert. Dieses Gebiet kann, wie oben dargelegt, mit den Prättigau-Schiefern verbunden werden. Somit scheinen die Prättigau-Schiefer die nordöstliche Fortsetzung der Grava-Decke zu sein. Eine Detailkartierung dieser Verbindung im Nordteil der Stätzerhornkette scheiterte jedoch an der starken tektonischen Deformation (Lunschania-Antiform) und den schlechten Aufschlußverhältnissen.

### 2.3. Alpentektonische Entwicklung

Die beschriebenen Strukturen und strukturellen Zusammenhänge in den Bündnerschiefern der Misoxer Zone erlauben die in Tab. 4 dargestellte Korrelation mit den Deformationsphasen angrenzender Gebiete. Die Diskussion mit den unterschiedlichen Phasennamen und Numerierungen ist häufig verwirrend. Wenn im folgenden die Phasennamen D1, D2 und D3 ohne zusätzliche Anmerkungen verwendet werden, sind die in Tab. 2 definierten Phasen gemeint. Tab. 4 zeigt, daß erst D2 großräumig korreliert werden kann. Dies ist verständlich, weil während der früheren Phasen noch eine stärkere räumliche Trennung vorhanden war. Deshalb sind die prae-D2-Phasen auch nicht unbedingt zeitgleich. Alle beschriebenen Deformationsphasen sind tertiären Alters. Die nachfolgenden Ausführungen sind Anmerkungen zu Tab. 4.

#### 2.3.1. Korrelation der Deformationsphasen

D2 der Bündnerschiefer der Misoxer Zone und der Schamser Decken ist identisch (Kap. 2.1.). D2 der Tam-

bo-Decke kann ebenfalls direkt mit D2 der Schamser Decken korreliert werden (MARQUER, 1991; BAUDIN et al., 1993).

Die Lunschania-Antiform entspricht der Domleschg-Phase bzw. D3 (Kap. 2.2.3.). D3 und Domleschg-Phase sind schon früher miteinander korreliert worden (SCHMID et al., 1990; SCHREURS, 1993, 1995). Die Domleschg-Phase kann wiederum mit der Ruchi-Phase des Helvetikums korreliert werden (PIFFNER, 1977). Die Lunschania-Antiform setzt sich fort in der Zone Piz Terri-Lunschania (PROBST, 1980; Phase B3) und in der Adula-Decke (LÖW, 1987; Leis-Phase). Somit kann D3 vom Helvetikum bis in die Tambo-Decke durchkorreliert werden.

In früheren Arbeiten wurde die Leis-Phase der Adula-Decke mit D2 der Schamser Decken und der Tambo-Decke korreliert (MILNES & PFIFFNER, 1980; LÖW, 1987; MARQUER, 1991; BAUDIN et al., 1993). Die Vergenzen der Leis-Phase im Liegenden und von D2 im Hangenden der Misoxer Zone könnten sich theoretisch zu einer großen, gegen S schließenden, liegenden Synform mit der Misoxer Zone im Kern ergänzen. Die Korrelation in Tab. 4 zeigt nun aber, daß die Leis-Phase der Adula-Decke nicht D2, sondern D3 der Schamser Decken und der Tambo-Decke entspricht und die Misoxer Zone s.str. strukturell daher keine Synform sein kann.

Gegen die Synform-Hypothese spricht auch, daß ein Teil der Einheiten der Bündnerschiefer der Misoxer Zone (unt. Valser Mélange, Aul-Schuppenzone, Tomül-Decke) zusammen mit dem Areua-Bruschghorn-Mélange und der Schamser Gelbhorn-Einheit in die Misoxer Zone s.str. hineinziehen und dort ohne umzubiegen gegen S weiterverfolgt werden können. Somit handelt es sich bei der Misoxer Zone s.str. um eine sehr tief reichende Großstruktur, die schon während einer sehr frühen Phase der alpinen Kompression entstanden ist (D1).

#### 2.3.2. Deformationsgeschichte

Aus den diskutierten Zusammenhängen kann eine mögliche Deformationsgeschichte der Bündnerschiefer der Misoxer Zone abgeleitet werden (Abb. 8):

Tab. 4. Versuch einer Korrelation zwischen den Deformationsphasen der Bündnerschiefer der Misoxer Zone und den Deformationsphasen angrenzender Gebiete. Vertikale Doppellinien trennen nicht direkt korrelierbare Phasen, vertikal schattierte Trennlinien trennen Phasen, für deren Korrelation direkte Evidenzen bestehen. Die frühen Phasen waren wahrscheinlich wegen der damals noch starken räumlichen Trennung nicht zeitgleich. Es ist unklar, wann die Überschiebung der Bündnerschiefer der Misoxer Zone auf das gotthardmassivische Mesozoikum erfolgte.

Helvetikum	Gotthard-massivisches Mesozoikum ETTER (1987)	Subpenninische Bündnerschiefer PROBST (1980)	Adula-Decke LÖW (1987)	Bündnerschiefer der Misoxer Zone diese Arbeit	Schamser Decken SCHMID et al. (1990) SCHREURS (1993, 1995)	Tambo-Decke MARQUER (1991) BAUDIN et al. (1993)
<b>Pizol-Phase</b> Platznahme von spätkreta-zischen und tertiären süd- und ultrahelvetischen Einheiten auf nordhelvetischem Flysch.  Die nachfolgende Cavistrau-Phase ist nur von lokaler Bedeutung und wird hier nicht berücksichtigt.	<b>D1</b> Zusammenschub des ganzen GM-Komplexes. Gleichzeitig mit der Überschiebung von südlicheren Einheiten aufs Gotthard-"Massiv" kommt es zur Ausbildung einer N-vergenten Deckfalte im GM-Altlochthon unter Abscherung der helvetischen Drusberg- und Axen-Decken.	<b>B1</b> Überschiebung der Misoxer Zone und von Teilen der Zone Piz Terril-Lunschania gegen N.  <b>B2</b> Abscherung von Lebendun- und Soja-Decke.	<b>Sorreda-Phase</b> Verschuppung von siätscher Oberkruste und Mesozoikum des Walliser Trogs.  <b>Zapport-Phase</b> Deckenanlage und Platznahme über der Simano-Decke u. (N-penn.?) Mesozoikum. Bewegungen v.a. am hangenden Deckenkontakt. Hochdruckmetamorphose (13 kbar) und anschließende Exhumation.	<b>D1</b> Anlage und Platznahme der heutigen tektonischen Einheiten.  Überschiebung der Bündnerschiefer der Misoxer Zone (Grava-Decke) auf das gotthardmassivische Mesozoikum?	<b>D1</b> Anlage der Schamser Decken und Überschiebung auf das Nordpenninikum.  Transportrichtung war "Top to the NNW"	<b>D1</b> Anlage und Platznahme der Tambo-Decke und der Sorreda-Decke auf ihrer heutigen Unterlage.  Grossräumige "Top to the NNW"-Scherbewegungen. Hochdruckmetamorphose in der Tambo-Decke (10-13 kbar).
<b>Calanda-Phase</b> Starke regionale Deformation unter Einbezug des Grundgebirges. Anlage grosser Überschiebungen (u.a. Glarner-Überschiebung).	<b>D2</b> Keine Grossstrukturen, aber deutliche Schieferung. Diese Schieferung lässt sich gegen W bis in die Piora-Mulde weiterverfolgen.			<b>D2</b> "Rückfaltung" der Tomül-Decke am Stätzerhorn. In den tieferen Einheiten nur schwach ausgeprägt und keine Grossstrukturen.  Überschiebung der Bündnerschiefer der Misoxer Zone (Grava-Decke) auf das gotthardmassivische Mesozoikum?	<b>D2</b> "Rückfaltung" (Niemet-Beverin-Falte) unter dem "orogenic lid" des Ostalpins.	<b>D2</b> "Top to the E"-Scherbewegungen. Steilstellen der D1-Strukturen im Stirnbereich der Tambo-Decke.
<b>Ruchi-Phase</b> Grosse Bewegungen entlang der Glarner Überschiebung ("Domleschg-Phase" in den Bündnerschiefern der Misoxer Zone).	<b>B3</b> Lunschania-Antiform (Verfaltung der Zone Piz Terril-Lunschania) mit nördlich anschließender Synform und Melare-Synform.	<b>B3</b> Lunschania-Antiform Bildung einer liegenden Grossfalte (= Lunschania-Antiform), wobei das Adula-Kristallin den Faltenkern bildet. Parasitär falten im km-Bereich. Bewegungen an der Deckenbasis.	<b>Leis-Phase</b> Lunschania-Antiform und nördlich anschließende Synform in der Grava-Decke. Verfaltung der Stirn der Aul-Schuppenzone durch eine weitere, südlich angrenzende Antiform.	<b>D3</b> Lunschania-Antiform und nördlich anschließende Synform in der Grava-Decke. Verfaltung der Stirn der Aul-Schuppenzone durch eine weitere, südlich angrenzende Antiform.	<b>D3</b> Crenulationsschieferung und Kleinfallen, keine Grossstrukturen.	<b>D3</b> Crenulationsschieferung und treppenförmige, gegen N absteigende Kleinfallen, keine Grossstrukturen. D3 hängt wahrscheinlich mit starken Hebungen an der Insubrischen Linie zusammen.
<b>D3</b> Grossräumige Verfaltungen, dabei wird D3 in mehrere lokale Phasen unterteilt.	<b>B4</b> Alpettas-Synform	<b>B4</b> Alpettas-Synform	<b>Carassino-Phase</b> Flexurartiges Abtauchen der Stirn der Adula-Decke in die Alpettas-Synform.	<b>D4</b> Erneutes Verfallen der Stirn der Aul-Schuppenzone durch die Alpettas-Synform.	<b>D4</b> NNW-SSE verlaufende Normalverwerfungen, Herabsetzen des NE-Blocks.  Sprödduktile Deformation.	
	<b>B5</b> Chiera-Synform					

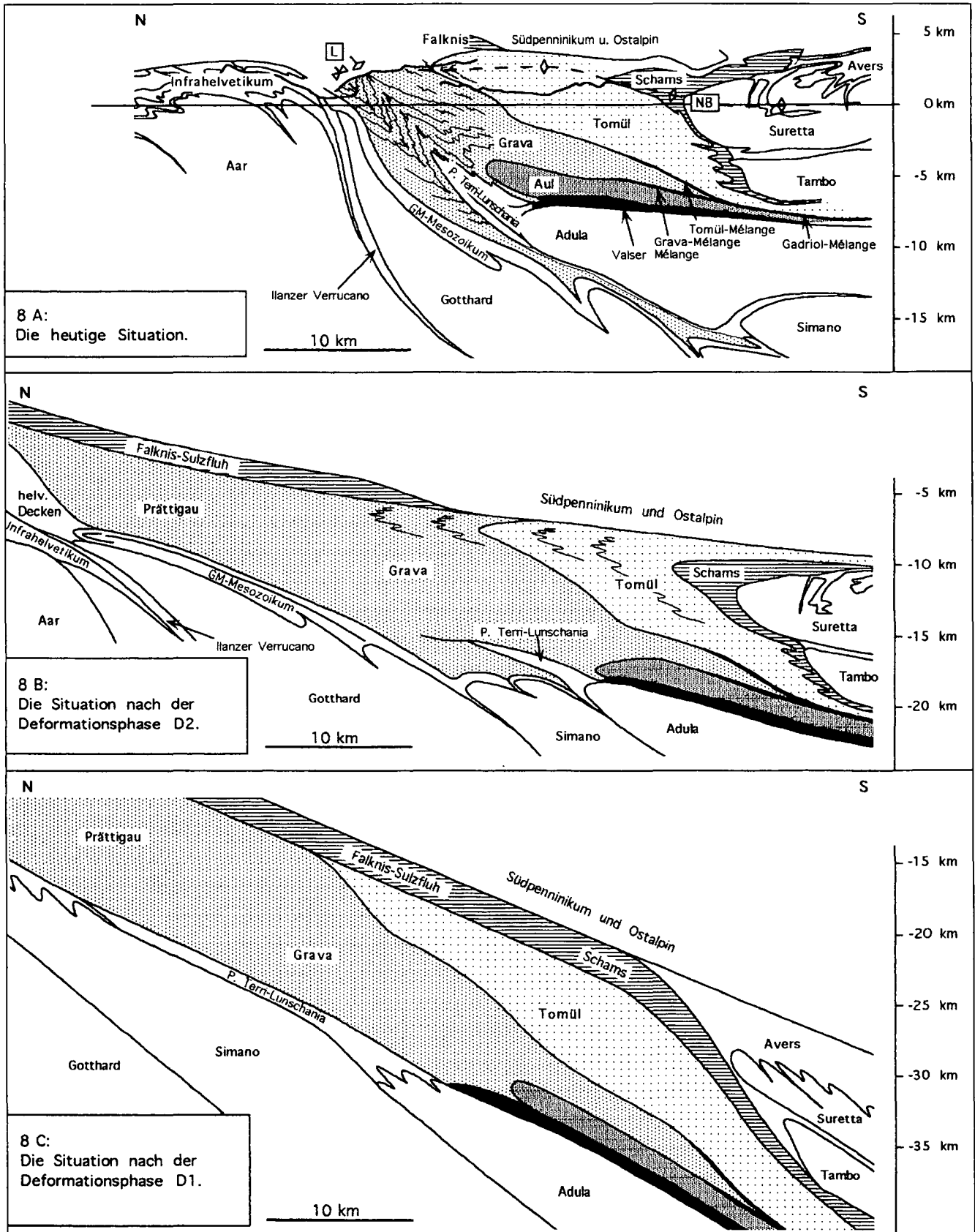


Abb. 8. Versuch einer Rückdeformation der in Tab. 4 beschriebenen Deformationsphasen. Die Tiefenangaben in Abb. 8 B und 8 C sind schlecht abgestützt und qualitativ zu verstehen. Die Abwicklung der mittelpenninischen Einheiten wurde von SCHREURS (1995) übernommen.

Unter der Annahme, daß die Deformation von S gegen N fortschritt, wurden während D1 zuerst die Schamser Decken auf die Bündnerschiefer der Misoixer Zone überschoben, wobei es zur Anlage des Areua-Bruschghorn-Mélange kam. Die Tomül-Grava-Prättigau-Bündnerschiefer bildeten zu Beginn eine einzelne zusammenhängende Einheit. An der Basis des südlichen Teils kam es zur Anlage des wahrscheinlich ebenfalls zusammenhängenden Tomül-Grava-Mélange und die Verdoppelung erfolgte erst anschließend (Kap. 2.2.4.). Etwa gleichzeitig wurde die ganze Misoixer Zone auf die Adula-Decke überschoben, wobei eine starke Verschuppung erfolgte (Valser Mélange, Aul-Schuppenzone sowie interne Verschuppungen der Zapport-Phase in der Adula-Decke).

Zu Beginn der Phase D2 war der heutige Deckenstapel Nordpenninikum – Mittelpenninikum – Südpenninikum – Ostalpin in seinen Grundzügen schon vorhanden. Durch das rasche Vorstoßen von Tambo- und Suretta-Decke bewegten sich Nord- und Mittelpenninikum schneller gegen N als das Südpenninikum und das Ostalpin im Hangenden. Dies führte zur „Rückfaltung“ der Schamser Decken und der Tomül-Decke um die Stirn von Tambo- und Suretta-Decke (SCHMID et al., 1990; SCHREURS, 1993, 1995). Die Überschiebung der Grava-Decke auf das gotthardmassivische Mesozoikum erfolgte entweder gleichzeitig oder während D1.

Die Deformationsphase D3 wurde ausgelöst durch Hebungen im südlichen Teil der Tambo-Decke, die wiederum die Folge der Bergeller Intrusion und der Bewegungen entlang der Insubrischen Linie gewesen sein könnten (BAUDIN et al., 1993; SCHMID et al., in press). Im Mittelpenninikum und in der Tomül-Decke führte D3 lediglich zu einer Stauchung. In der Grava-Decke, in der Adula-Decke und in der Zone Piz Terri-Lunschania entstand durch den Schub aus S die Lunschania-Antiform. Direkt südlich der Lunschania-Antiform wurde die Stirn der Aul-Schuppenzone durch eine weitere Antiform deformiert, die als große Parasitär-falte der Lunschania-Antiform betrachtet werden kann (Abb. 2). Im Helvetikum führte D3 zu starken Bewegungen entlang der Glarner Überschiebung.

### 3. Lithostratigraphie der Tomül- und Grava-Decke

#### 3.1. Einleitung

Die Bündnerschiefer der Misoixer Zone können nur in der Tomül-Decke und im nördlichen Teil der Grava-Decke stratigraphisch gegliedert werden. Eine Kurzbeschreibung findet man in Kap. 2.1. Die Serien dieser Decken sind stark tektonisiert, weshalb innerhalb der nachfolgend vorgestellten stratigraphischen Profile kleinere Repetitionen (im Rahmen von 100–200 m) durch Verschuppungen und Verfaltungen durchaus möglich sind. Die tektonischen Großstrukturen sind jedoch bekannt, weshalb große Verdoppelungen ausgeschlossen werden können. In den südlichen Gebieten muß mit starker tektonischer Ausdünnung der Schichtpakete gerechnet werden. Die in den stratigraphischen Profilen angegebenen Mächtigkeiten sind daher nur Richtwerte.

Die Tomül- und Grava-Decke bestehen im wesentlichen aus Tonschiefern und sandigen Kalken mit unterschiedlich dicken schiefrigen Zwischenlagen. Bankmächtigkeiten und Quarzgehalt der sandigen Kalke können stark variieren, quarzreiche Sandsteine sind nicht ungewöhnlich. Reine pelagische Kalke bzw. saubere Kalkmarmore fehlen vollständig. Die sandigen Kalke und quarzreichen Sand-

steine sind oft gradiert. Laterale Wechsel der Bankmächtigkeiten und des Sandgehalts sind häufig. All diese Beobachtungen zeigen, daß es sich bei den gebankten sandigen Kalken in der Regel um Turbidite handelt. Die schiefrigen Zwischenlagen sind wahrscheinlich die pelitischen Anteile dieser Turbidite. Wegen der häufigen kleinräumigen isoklinalen Verfaltungen können von lokal beobachteten Gradierungen keine Schlüsse über die großräumige stratigraphische Polarität abgeleitet werden. Die größeren Tonschieferintervalle zeigen wie die schiefrigen Zwischenlagen ein breites Spektrum von schwarzen, karbonatfreien bis zu kalkigen Tonschiefern. Sie enthalten häufig feinsandige, quarzreiche Einlagerungen. In den weniger stark metamorphisierten Gebieten kann gezeigt werden, daß es sich dabei um feine turbiditische Schüttungen handelt. Die Sedimente von Tomül- und Grava-Decke stammen somit aus einem Ablagerungsmilieu, das als turbiditisch-hemipelagisch umschrieben werden kann.

Die Bündnerschiefer sind bekannt für ihre lithologische Eintönigkeit. Die meisten Lithofaziestypen wiederholen sich in den einzelnen Formationen. Eindeutige Leithorizonte sind selten. Daher müssen auch andere Unterscheidungskriterien beigezogen werden, wie z.B. durchschnittliche Bankmächtigkeiten, Häufigkeit und Mächtigkeit von schiefrigen Zwischenlagen, das Auftreten größerer Tonschieferintervalle oder durchschnittliche Karbonatgehalte in Schieferlagen. Auch lithologische Entwicklungen innerhalb einer Abfolge von 100–200 m können zusätzliche Unterscheidungskriterien liefern. Vorsicht ist bei starker tektonischer Deformation geboten, weil dadurch gebankte, leicht tonig-sandige Kalke wie kalkige Tonschiefer aussehen können. Die Bündnerschiefer-Formationen können daher nur in größeren Aufschlüssen auseinandergehalten werden. In überwachsenen Gebieten lassen sich großräumige Zusammenhänge auch bei einfacher Tektonik nur anhand einzelner Leithorizonte oder anhand von Korrelationen zwischen gut aufgeschlossenen stratigraphischen Profilen rekonstruieren. Als gute Leithorizonte haben sich in der Tomül-Decke die Nollaton-Fm. und das Hauptkonglomerat erwiesen. In der nördlichen Grava-Decke tritt ein Tonschieferintervall auf, das der Nollaton-Fm. der Tomül-Decke entspricht (Kap. 3.4.) und ebenfalls ein guter Leithorizont ist. Zum Erkennen tektonischer Großstrukturen bedarf es strukturgeologischer Methoden, wenn möglich in Verbindung mit lithologischen Leithorizonten.

#### 3.2. Tomül-Decke

Die großräumigen tektonischen Zusammenhänge sind in der Tomül-Decke trotz der starken internen Deformation relativ einfach. Die lithostratigraphische Gliederung konnte von früheren Arbeiten übernommen werden (JÄCKLI, 1941, 1976; NABHOLZ, 1945), lediglich die Formationsnamen wurden leicht modifiziert. In der Tomül-Decke sind in den einzelnen Formationen von S nach N rasche sedimentäre Fazieswechsel zu erkennen. Daher wird bei der nachfolgenden Beschreibung der einzelnen Formationen nach Möglichkeit je ein Referenzprofil für die Nord- und die Südfazies angegeben. Die in Abb. 9 gezeigten Sammelprofile wurden aus den entsprechenden Referenzprofilen zusammengesetzt.

##### 3.2.1. Bärenhorn-Formation

Benennung: nach dem Bärenhorn im hintersten Saiental.

Frühere Namen: Schistes lustrés s.str. (JÄCKLI, 1941), Bärenhorn-Schiefer (NABHOLZ, 1945; JÄCKLI, 1976).

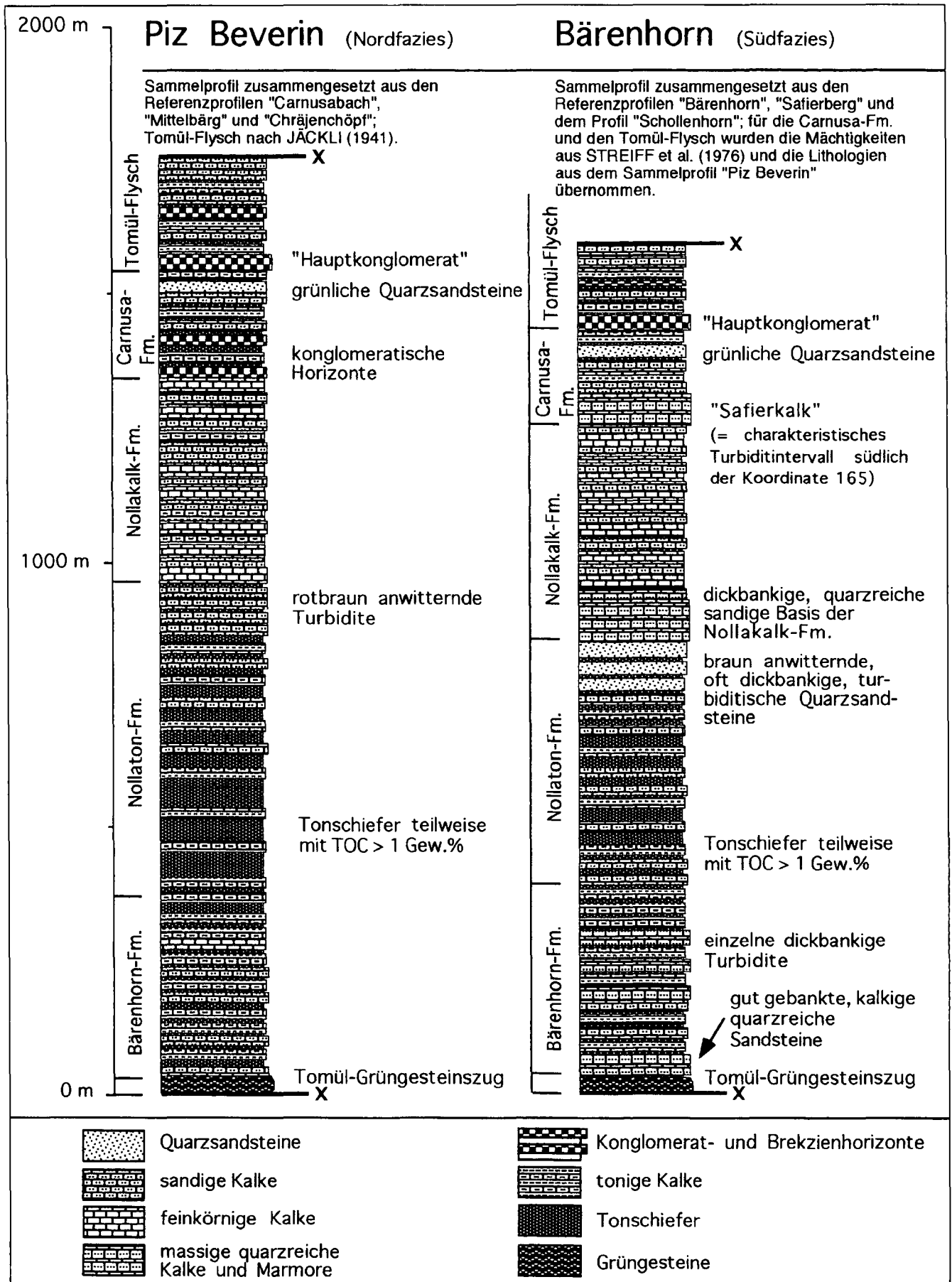


Abb. 9. Stratigraphische Sammelprofile durch die Tomül-Decke in der Region des Piz Beverin (Nordfazies) und des Bärenhorns (Südfazies). Geographische Lage der Profile gem. Abb. 10.

Referenzprofile: Bärenhorn (Südfazies; P 737 210/160 050, Kote 2785 m bis P 738 300/159 780, Pt. 2803,3 m); Carnusabach SE Safien Platz (Nordfazies; P 744 610/171 020, Kote 1470 m bis P 745 120/170 880, Kote 1630 m).

**Obere und untere Begrenzung:** Im Liegenden wird die Bärenhorn-Fm. begrenzt durch den Tomül-Grüngesteinszug. Der Kontakt zwischen Tomül-Grüngesteinszug und Bärenhorn-Fm. ist stratigraphisch (Kap. 6.2.4.). Im Hangenden geht die Bärenhorn-Fm. kontinuierlich in die Nollaton-Fm. über.

**Lithologie:** Meist 10–20 cm mächtige sandig-kalkige Bänke mit 5–10 cm dicken schiefrigen Zwischenlagen. Bruch- und Anwitterungsfarbe der gebankten Kalke ist graubraun. Die schiefrigen Zwischenlagen sind meist nicht scharf von den kalkigen Bänken abgegrenzt. Häufig sind sie leicht karbonathaltig und feinsandig. Bruch- und Anwitterungsfarbe sind dunkelgrau bis schwarz. Karbonatfreie Schieferlagen mit matter, tiefschwarzer Bruchfarbe sind seltener. Vereinzelt wittern die schiefrigen Zwischenlagen rotbraun oder silbergrau an. Bei starker tektonischer Deformation sind kalkige Bänke und Zwischenlagen nicht mehr unterscheidbar. Im S (Bärenhorn) ist die Basis der Bärenhorn-Fm. durch ein wenige Meter mächtiges Intervall aus gut gebankten, kalkigen quarzreichen Sandsteinen charakterisiert, die direkt auf dem Tomül-Grüngesteinszug liegen oder von ihm durch ein Tonschieferintervall getrennt sind. Darüber folgen die oben beschriebenen Lithologien. Ähnliche, leicht kalkige, quarzreiche Sandsteine wie an der Basis findet man häufig auch als turbiditische Einschaltungen in den höheren Teilen der südlichen Bärenhorn-Fm. Die einzelnen Bänke sind dann bis zu 40 cm mächtig, gradiert und haben eine gelbbraune Anwitterungs- und Bruchfarbe. Der Übergang von der Bärenhorn- zur Nollaton-Fm. bildet sich z.B. im oberen Safiental in der Landschaftsmorphologie deutlich ab als Übergang von mit Erlenbüschen bewachsenen Steilhängen zu Alpweiden. Bei unklarer lithologischer Grenze zwischen Bärenhorn-Fm. und Nollaton-Fm. ist die Zuhilfenahme dieses morphologischen Kriteriums sinnvoll. Im Vergleich zur ebenfalls überwiegend kalkigen Nollakalk-Fm. ist die Bärenhorn-Fm. insgesamt toniger, und die Einzelbänke sind weniger scharf von den Zwischenlagen abgegrenzt. Felswände in der Bärenhorn-Fm. sind daher weniger steil und wirken dunkler als Felswände in der Nollakalk-Fm.

**Mächtigkeit:** 300–400 m.

**Sedimentäre Wechsel:** Gegen S werden Turbidite häufiger, grobkörniger und dickbankiger. Ganz im S (Monzotent-Fregeira, Abb. 10) besteht die Bärenhorn-Fm. aus plattigen Kalkmarmoren. In den beiden Referenzprofilen ist innerhalb der Bärenhorn-Fm. von unten nach oben eine Abnahme von quarzreichem Detritus festzustellen.

**Alter:** Kimmeridgian (?), Maximalalter bis Barremian (Kap. 4.5.).

### 3.2.2. Nollaton-Formation

**Benennung:** nach dem Bach Nolla SW von Thusis.

**Frühere Namen:** Nolla-Tonschiefer (JÄCKLI, 1941, 1976).

**Referenzprofile:** Safierberg (Südfazies; P 738 300/159 780, Pt. 2803,3 m bis P 740 350/160 280; direkt an das Profil Bärenhorn der Bärenhorn-Fm. anschlie-

ßend); Mittelbärg NW Verdushorn (Nordfazies; P 743 180/169 540, Kote 1820 m bis P 743 750/168 950, Kote 2200).

**Weitere Profile:** Alp Cadriola SE Hinterrhein (P 736 450/154 300, Kote 1850 m bis P 737 270/153 800, Pt. 2431 m). Südlichstes Profil der Nollaton-Fm. mit vollständiger Mächtigkeit, über weite Abschnitte bestehend aus dickbankigen, teilweise kanalisierten turbiditischen Quarzsandsteinen.

Chratzlibach südlich des Hinterrheins zwischen Nufenen und Medels (P 740 725/155 650, Kote 1600 m bis P 740 650/155 200, Kote 1800 m). Tektonisch stark deformiert (Großfalten?), gibt jedoch einen guten Einblick in die Lithologie der turbiditischen Quarzsandsteine der oberen Nollaton-Fm.

**Obere und untere Begrenzung:** Im Liegenden entwickelt sich die Nollaton-Fm. kontinuierlich aus der Bärenhorn-Fm. Die Basis der Nollaton-Fm. kann definiert werden mit dem regelmäßigen Auftreten von Tonschieferintervallen von mehr als 1 m Mächtigkeit. Im Hangenden ist der Übergang zur Nollakalk-Fm. scharf und meist tektonisch überprägt.

**Lithologie:** Die Nollaton-Fm. ist keine reine Tonschiefer-Formation, sie ist aber deutlich toniger als die Bärenhorn-Fm. Zusammenhängende, große Tonschieferintervalle beschränken sich auf die untere Hälfte der Nollaton-Fm., in der oberen Hälfte werden turbiditische Einlagerungen immer häufiger. Die Tonschiefer der Nollaton-Fm. sind lithologisch sehr vielfältig. Sie können als beliebige Mischungen zwischen den folgenden zwei Endgliedern beschrieben werden, wobei zusätzlich auch der Karbonatgehalt variieren kann:

- 1) Feinkörnige Tonschiefer mit matschwarzer Bruchfarbe, in der Regel karbonatfrei.
- 2) Feinsandige, harte Tonschiefer mit dunkler Bruchfarbe. Tonig sind nur dünne Häute, die schwarz glänzen und rotbraun anwittern. Diese Tonschiefer sind in der Regel leicht karbonathaltig.

Das erste Endglied tritt in annähernd reiner Form nur in den unteren Teilen der Nollaton-Fm. regelmäßig auf. Es sind die einzigen Tonschiefer der Tomül-Decke mit regelmäßig erhöhten TOC-Konzentrationen (> 1 Gew.-%, Abb. 11, TOC = Total Organic Carbon). Im oberen Teil der Nollaton-Fm. nähern sich die Tonschiefer in ihrer Ausbildung immer stärker dem zweiten Endglied an. In die Tonschiefer eingelagert sind 2–10 cm dicke sandige Kalke, die in einzelnen Profilabschnitten über die Tonschiefer dominieren können. Die Bruchfarbe ist dunkelgrau bis braungrau, die Anwitterungsfarbe braungrau bis rotbraun. In der oberen Formationshälfte werden bis 30 cm mächtige, auffallend rotbraun und teilweise porös anwitternde, grobkörnige Quarzsandsteine immer häufiger.

Diese Quarzsandsteine der oberen Nollaton-Fm. werden in der Viamala und südlich des Hinterrheins zur dominierenden Lithologie. Ihre Bruchfarbe ist grünlich-grau, durch die Verwitterung auch braungrau. Im Bruch fallen von Auge erkennbare Quarzkörner auf (Kieselkalkbänke der unteren Viamala bei JÄCKLI, 1941). Die einzelnen Quarzsandsteinbänke sind bis 0,5 m mächtig, südlich des Hinterrheins sind sie teilweise zu mehreren Metern mächtigen Intervallen amalgamiert (Profil Chratzlibach sowie in Abb. 10 das Profil Alp Cadriola). Die Tonfraktion eines Quarzsandsteins (< 2 µm) aus der unteren Viamala bestand beinahe ausschließlich aus Stilpnomelan. Die Nollaton-Fm. bildet gut erkennbare morphologische Depressionen, die als Weideland genutzt werden.



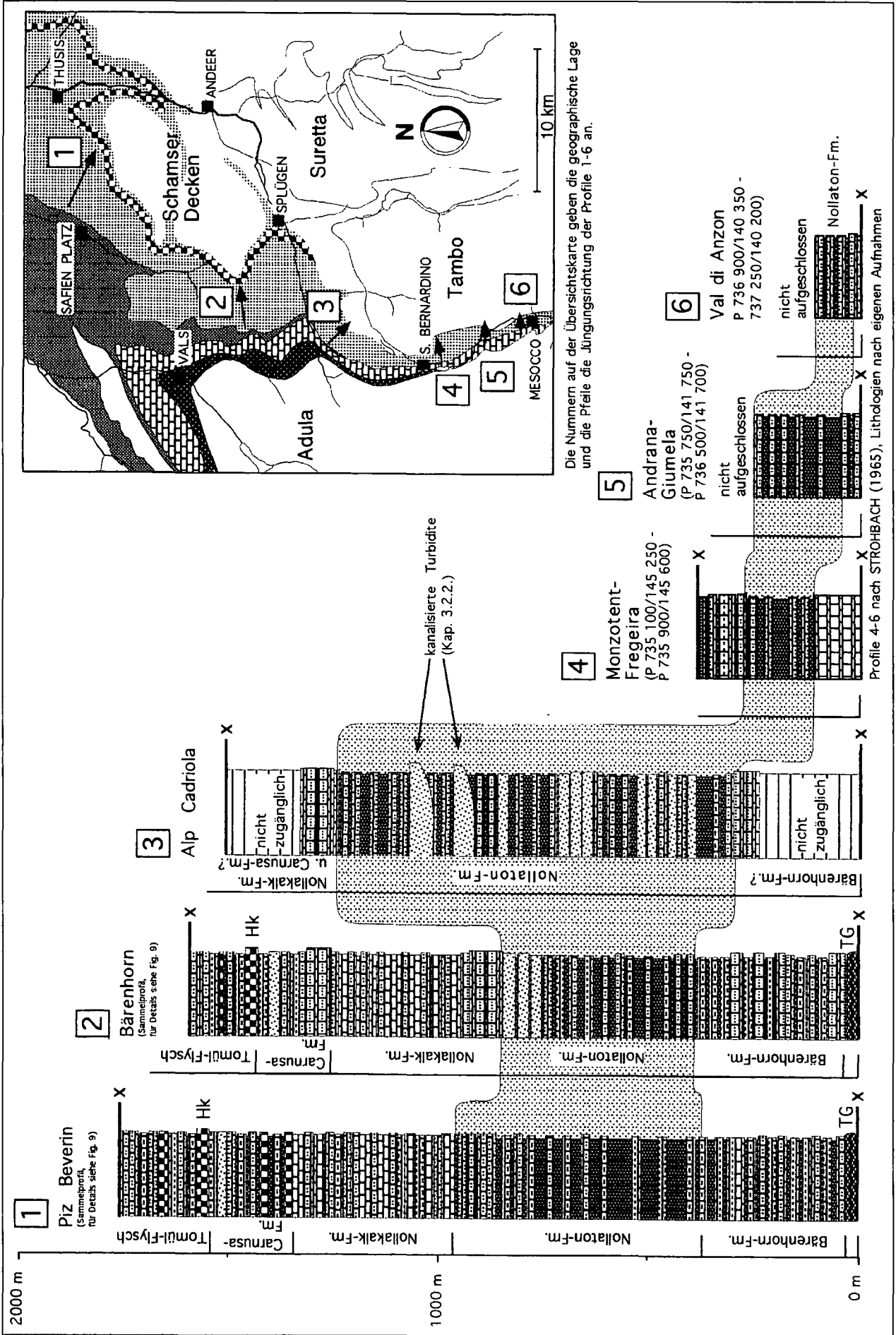


Abb. 10. Stratigraphische Profile durch die Tomül-Decke. Der grau unterlegte Bereich zeigt die Korrelation der Nollaton-Fm. Hk = „Hauptkonglomerat“, TG = Tomül-Grüngesteinszug, Signaturen wie in Abb. 9.

Mächtigkeit: 400–600 m, im Profil Alp Cadriola knapp 900 m.

**Sedimentäre Wechsel:** Wie in der Bärenhorn-Fm. werden auch in der Nollaton-Fm. quarzreiche Schüttungen gegen S häufiger, die südlich des Hinterrheins Bankmächtigkeiten von über 0,5 m erreichen. In diesem Gebiet sind mehrere große turbiditische Intervalle in die Nollaton-Fm. eingelagert. Dadurch geht die generell tonige Ausbildung verloren, und der Zusammenhang mit der Nollaton-Fm. weiter nördlich ist auf den ersten Blick nicht ersichtlich. Im Gebiet der Alp Cadriola (Abb. 10) keilen einzelne Turbiditintervalle innerhalb von weniger als 30 m lateral aus. Innerhalb eines derartigen Querschnitts konnten ca. 0,5 m hohe Foreset-artige Strukturen beobachtet werden, die typisch für die Basis eines kanalisierten Turbiditstroms sind (MUTTI, 1979; traction-lag deposit). Offensichtlich handelt es sich um Querschnitte durch kanalisierte Turbiditströme. In den Referenzprofilen der Nollaton-Fm. ist von unten gegen oben eine Zunahme des klastischen Einflusses feststellbar. Reine Quarzsandsteine sind auf den obersten Teil der Formation beschränkt, Spuren anoxischer Perioden (TOC > 1 Gew. %) findet man nur im unteren Teil der Nollaton-Fm. Diese Häufung anoxischer Intervalle ist in der ganzen Bündnerschiefer-Serie der Tomül-Decke einmalig (Abb. 11).

Alter: Aptian–Albian (Kap. 4.5.).

### 3.2.3. Nollakalk-Formation

**Benennung:** nach dem Bach Nolla SW von Thusis.

**Früherer Name:** Nolla-Kalkschiefer (JÄCKLI, 1941, 1976).

**Referenzprofil:** Chräjenchöpf am N-Grat des Piz Beverin (P 746 400/750 025, Kote 2180 m bis P 746 550/169 500, Kote 2460 m). Weiteres Profil: Schollenhorn WNW Splügen (P 740 450/158 760, Kote 2650 m bis P 741 950/158 600, Kote 2420 m). An der Basis deutlich detritischer als im weiter nördlich liegenden Profil Chräjenchöpf, die oberen Teile des Profils sind nur noch schlecht aufgeschlossen (Übergang in einen Dip-slope), Begrenzung im Hangenden durch die Safierkalke (charakteristisches Turbiditintervall südlich der Koordinate 165, Kap. 3.2.4.).

**Obere und untere Begrenzung:** Im Liegenden ist die Nollakalk-Fm. scharf von der Nollaton-Fm. abgegrenzt. Im Hangenden wird die Nollakalk-Fm. südlich der Koordinate 165 begrenzt durch die sogenannten Safierkalke. Im N fehlen sie, und die Grenze zur Carnusa-Fm. kann unscharf mit dem Erstauftreten geringmächtiger konglomeratischer Horizonte gezogen werden (JÄCKLI, 1941). In der Stätzerhornkette noch weiter nördlich ist eine scharfe Abgrenzung zur Carnusa-Fm. nicht mehr möglich.

**Lithologie:** Die dominierende Lithologie der Nollakalk-Fm. sind mehr oder weniger sandige Kalke. Die Bankung ist gut ausgebildet, die einzelnen Bänke sind 5–20 cm dick. Anwitterungs- und Bruchfarbe sind gelbgrau, braungrau oder dunkelgrau. Gegen S sowie in den jüngeren Formationsteilen werden die Kalke sandiger und dickbankiger (bis 30 cm). Häufig kann in einzelnen Bänken eine leichte Gradierung vermutet werden. Schieferige Zwischenlagen sind im untersten Viertel der Formation nur dünn (< 10 cm) oder können ganz fehlen. Auf den Schichtflächen der gebankten Kalke sind dunk-

le Tonhäute häufig. Die Nollakalk-Fm. bildet im Gelände braungraue bis gelbgraue Steilwände.

Mächtigkeit: 350–450 m.

**Sedimentäre Wechsel:** Die Nollakalk-Fm. ist in den südlichen Gebieten an der Basis deutlich dickbankiger und sandiger als weiter nördlich (Abb. 10). Im Referenzprofil fällt innerhalb der Nollakalk-Fm. das beinahe vollständige Fehlen von tonigen Zwischenlagen im unteren Teil der Formation auf. Die kalkigen Bänke werden gegen oben allmählich dicker und sandiger.

Alter: Cenomanian (PANTIC & GANSSER, 1977; vgl. Kap. 4.5.).

### 3.2.4. Carnusa-Formation

**Benennung:** nach dem Carnusahorn 3,5 km WSW Piz Beverin.

**Frühere Namen:** Gruppe der Safierbreccien und Safierquarzite (JÄCKLI, 1941), Carnusa-Schiefer (JÄCKLI, 1976).

**Bemerkung:** Die Safierkalke sind ein 10–20 m mächtiges Intervall aus grobkörnigen Kalkturbiditen, das nur südlich der Koordinate 165 an der Basis der Carnusa-Fm. auftritt. Sie wurden bisher als oberstes Member der Nollakalk-Fm. betrachtet (JÄCKLI, 1941, 1976). Es ist jedoch sinnvoller, sie an die Basis der Carnusa-Fm. zu stellen, weil sie den Beginn einer deutlich gröber detritischen Phase markieren.

**Referenzprofile:** Chräjenchöpf am N-Grat des Piz Beverin (P 746 550/169 500, Kote 2460 m bis P 746 580/168 900, Kote 2640 m; direkt an das Profil Chräjenchöpf der Nollakalk-Fm. anschließend); Carnusahorn (P 744 075/168 425 bis P 743 475/167 150).

**Weitere Profile:** Höllgraben im oberen Safiental (P 742 220/163 250, Kote 2120 m–2160 m). Das Profil gibt einen Einblick in die Lithologie der Safierkalke, ist aber stark verfault.

Vallatscha, tektonisches Halbfenster in den Schamser Decken, 4 km südlich des Piz Beverin (P 746 800/165 100, Kote 2040 m bis P 746 520/165 150, Kote 2200 m). In diesem Profil sind nur die obersten 100 m der Carnusa-Fm. bis und mit Hauptkonglomerat aufgeschlossen. Sedimentäre Strukturen sind besser erhalten als in den Referenzprofilen.

**Obere und untere Begrenzung:** Die Basis der Carnusa-Formation ist südlich der Koordinate 165 definiert durch die Safierkalke, weiter nördlich durch das Erstauftreten geringmächtiger konglomeratischer Horizonte. In der Region der Stätzerhornkette kann die Carnusa-Fm. nicht mehr von der Nollakalk-Fm. im Liegenden abgetrennt werden. Im Hangenden wird die Carnusa-Fm. immer scharf durch das Hauptkonglomerat begrenzt.

**Lithologie:**

a) Safierkalke: Sie sind aus Distanz als bis zu 20 m mächtiges, hell anwitterndes Band erkennbar. Es handelt sich um hellgrau anwitternde, gut gebankte, 20–30 cm dicke Kalkturbidite, die zu bis 1 m dicken Bänken amalgamiert sein können. Der Komponentendurchmesser beträgt an der Schüttungsbasis 2–5 mm, einzelne intraformationelle Komponenten haben bis zu 10 cm Durchmesser.

b) Über den Safierkalken folgt im Profil Höllgraben eine Wechsellagerung mit 10–30 cm dicken Kalken und gleich dicken, mattschwarzen, karbonatfreien Tonschiefern. Die Kalkbänke entsprechen lithologisch den Safierkalken. Weiter nördlich im Profil Chräjenchöpf

chöpf fehlen die Safierkalke, und die Basis der Carnusa-Fm. ist durch das Erstauftreten konglomeratischer Horizonte definiert. Es handelt sich dabei um mehrere Horizonte mit bis zu 10 x 20 cm großen, gerundeten, intraformationellen Komponenten, die meist ohne gegenseitige Berührung in eine verschieferte, mergelige Matrix eingelagert sind. Ca. 50 m darüber folgen einzelne mehrere Meter mächtige Intervalle mit karbonatfreien, mattschwarzen Tonschiefern. Sie dürften den Tonschiefern über den Safierkalken im Profil Höllgraben entsprechen. In der ganzen Carnusa-Fm. sind schiefrige Zwischenlagen und bis zu 1 m mächtige Tonschieferintervalle häufig.

Die kalkigen Bänke der Carnusa-Fm. sind im Vergleich zur Nollakalk-Fm. allgemein dicker (10–30 cm) und sandiger. Innerhalb der Formation nehmen die Bankmächtigkeiten gegen oben weiter zu. Gradierte Schichten sind häufig. Die Anwitterungsfarbe ist graubraun bis gelbbraun, die Bruchfarbe grau bis schwarz. Die gradierten Schichten zerfallen oft entlang einer scharfen Grenze in einen grobkörnigen und einen feinkörnigen Teil. Die Schichtflächen grobkörniger Bänke wittern gelblich an, die grobsandigen Komponenten sind auf der Anwitterungsfläche als dunkle Punkte erkennbar. Dieser Lithologietyp kann von ähnlichen grobkörnigen Schüttungen in den stratigraphisch tieferen Stockwerken unterschieden werden. Identische Lithologien findet man in den oberen Teilen der Grava-Decke und in der Pfävisgrat-Serie (Turonian) der Prättigau-Schiefer. Im obersten Teil der Carnusa-Fm. treten karbonatarme, seltener karbonatfreie, bis 0,4 m dicke quarzreiche Sandsteine und Quarzsandsteine mit grünlicher Anwitterungs- und Bruchfarbe auf. Im Profil Chräjenhöpf wird die Carnusa-Fm. im obersten Teil immer stärker verschiefert. Die obersten 8–10 m unter dem Hauptkonglomerat bestehen aus stark tektonisierten, graugrünen, hellglimmerführenden Chloritschiefern mit einzelnen Konglomeratlinsen. Diese Gesteine wurden als Tuffite interpretiert (JÄCKLI, 1976) und treten als Komponenten im überlagernden Hauptkonglomerat auf. Daher kann es sich weder um tektonisch eingeschuppte Fremdgesteine noch um Schiefer handeln, die infolge starker tektonischer Überprägung chloritisiert wurden.

Mächtigkeit: 200–300 m.

**Sedimentäre Wechsel:** Die turbiditischen Safierkalke beschränken sich auf die südlichen Gebiete. Wie in der Nollakalk-Fm. werden innerhalb der Carnusa-Fm. die kalkigen Bänke gegen oben dicker und sandiger. Turbiditische Quarzsandsteine beschränken sich auf den oberen Teil der Formation.

Alter: Turonian? und jünger (Kap. 4.5.).

### 3.2.5. Hauptkonglomerat

**Bemerkung:** Das Hauptkonglomerat wurde bisher als basales Member des Tomül-Flysches ausgedehnt (JÄCKLI, 1941, 1944, 1976). Trotz seiner geringen Mächtigkeit ist es die am besten kartierbare sedimentäre Lithologie der Tomül-Decke und ein wichtiger Leithorizont. Daher wird das Hauptkonglomerat im folgenden als Formation eingestuft. Der Name entspricht zwar nicht den terminologischen Konventionen, er ist jedoch treffend.

**Lithologie:** Abgesehen von einzelnen Dolomitgeröllen können alle Komponenten des Hauptkonglomerats aus

den unterlagernden Formationen der Tomül-Decke bezogen werden (JÄCKLI, 1946). Die Größenverteilung der Komponenten zeigt weder innerhalb der einzelnen Aufschlüsse noch lateral über eine Distanz von rund 20 km (Schams – Stätzerhorn) signifikante Trends, auch das Komponentenspektrum bleibt konstant (JÄCKLI, 1946). Das Hauptkonglomerat besteht nicht immer aus einem einzigen Horizont. Häufig können schon unterhalb des eigentlichen Hauptkonglomerats dünnere konglomeratische Horizonte auftreten. In den nördlichen Gebieten ist es häufig gebankt. Konglomeratische und sandige Bänke wechseln sich mit konkordanten Grenzen ab (z.B. Culmet, P 756 850/178 350 oder unterhalb des Gipfels des Stätzerhorns). Am N-Grat des Piz Beverin im Profil Chräjenhöpf (P 746 580/168 900, Kote 2640 m) sind innerhalb von großen tektonischen Boudins sedimentäre Strukturen gut erhalten. Es sind Rinnenstrukturen erkennbar mit beginnender in situ-Brekzierung am Rinnenrand. Das Gefüge ist matrixgestützt, und plattige Komponenten sind häufig subhorizontal eingeregelt. Der Durchmesser der isometrischen Komponenten beträgt bis 0,5 m, plattige Komponenten sind bis 0,4 x 1 m groß. Die Komponenten stammen vor allem aus der Carnusa-Fm. Daneben treten auch Blöcke aus einer erneut aufgearbeiteten dolomitführenden Brekzie und Fetzen aus den unterlagernden hellglimmerführenden Chloritschiefern auf.

**Sedimentologische Interpretation:** Das matrixgestützte Gefüge und die schlechte Sortierung der Komponenten sind charakteristisch für Debris-flows. Das eingeschränkte Komponentenspektrum und die in situ-Brekzierungen an Rinnenrändern zeigen, daß das Hauptkonglomerat in erster Linie das Produkt von Rutschungen an einem instabilen Abhang ist. Die Komponenten aus dolomitführenden Brekzien stammen am ehesten aus einer weiter entfernten Brekzie am Fuße einer exponierten Steilstufe (Vizan-Brekzie?). Das Verfangern mit Turbiditen gegen N zeigt, daß das Hauptkonglomerat das Resultat mehrerer Schüttungsereignisse aus südlicher Richtung ist, die im proximalen Bereich zu einem einzelnen Brekzienhorizont amalgamiert wurden.

Mächtigkeit: bis 40 m.

Alter: Coniacian? (Kap. 4.5.).

### 3.2.6. Tomül-Flysch

**Frühere Namen:** Flysch der Adula-Decke (JÄCKLI, 1941, 1944, 1976); Tomül-Flysch (STREIFF, 1939).

**Bemerkung:** Der Flysch der Tomül-Decke wird in der vorliegenden Arbeit nicht behandelt. Dennoch sei er der Vollständigkeit wegen hier erwähnt. Der von JÄCKLI (1941) eingeführte Name Flysch der Adula-Decke ist nicht zutreffend, weshalb hier wieder der ältere Name Tomül-Flysch (STREIFF, 1939) verwendet wird.

**Obere und untere Begrenzung:** Im Liegenden wird der Tomül-Flysch durch das Hauptkonglomerat begrenzt, die Begrenzung im Hangenden ist der tektonische Kontakt zum Areua-Bruschghorn-Mélange der Schamser Decken. In der Region Stätzerhorn – Lenzerheide ist die Beziehung zum Flysch der Lenzerheide unklar.

**Lithologie** (aus JÄCKLI [1976], gekürzt): „Über tonigen, atypischen Kalkschiefern folgen regelmäßig tonarme, grobbankige bis groblinsige Kalkschiefer, morphologisch eine Steilstufe bildend. In verschiedenen Horizon-

ten des Flysches treten häufig feinkörnige Breccien meist geringer Mächtigkeit auf. 1 km N Sufers findet man eine grobe Breccie, deren Komponenten aus Kalcken, Dolomiten und sehr untergeordnet auch aus Kristallin bestehen und Durchmesser bis einige Dezimeter erreichen können. Den Abschluß nach oben bilden üblicherweise feinkörnige, quarzreiche, stark verschieferte Sandsteine, oft an sog. 'Ruchberg-Sandsteine' des Prättigau-Flysches erinnernd.“

Mächtigkeit: 150–200 m.

Alter: Coniacian? und jünger (Kap. 4.5.).

### 3.2.7. Interpretation der sedimentären Entwicklung

In sämtlichen Formationen der Tomül-Decke kann einheitlich eine Detritus-Zufuhr aus ungefähr südlicher Richtung festgestellt werden, was auf ein südlich angrenzendes Liefergebiet hinweist. Der allgemein sehr hohe Quarzgehalt der Sedimentserien der Tomül-Decke läßt vermuten, daß in diesem Liefergebiet sehr viele kristalline Gesteine exponiert waren.

Die gegen oben abnehmenden Turbidithäufigkeiten in der Bärenhorn-Fm. und der allmähliche Übergang zur Nollaton-Fm. können mit abnehmender tektonischer Aktivität im Liefergebiet und fortschreitender Subsidenz im Tomül-Ablagerungsraum erklärt werden. Während der Ablagerung der unteren Nollaton-Fm. herrschte während längerer Zeit ein anoxisches Milieu (erhöhte TOC-Werte). Die sandigen Einlagerungen zeigen, daß diese relativ ruhige Sedimentationsphase immer wieder durch kleinere Schüttungsereignisse unterbrochen wurde. Mit der Schüttung der Quarzsande der oberen Nollaton-Fm. ging diese Periode zu Ende.

Die ganze nachfolgende Abfolge von Nollakalk-Fm., Carnusa-Fm. und Tomül-Flysch kann als allmählich progredientes Schüttungssystem interpretiert werden. Während dieser Entwicklung kam es auch zu Instabilitäten im Bereich des Abhangs (konglomeratische Einlagerungen der Carnusa-Fm.), teilweise verbunden mit der Entstehung von Debris-flows (Hauptkonglomerat). Somit war wahrscheinlich zur Zeit der Ablagerung der Nollaton-Fm. die maximale Öffnung des Nordpenninikums erreicht und die Abfolge von der Nollakalk-Fm. an aufwärts könnte den Übergang zu einem zunehmend stärker werdenden kompressiven oder transpressiven paläotektonischen Regime widerspiegeln.

Die raschen Fazieswechsel in den südlichsten Teilen der Bärenhorn-Fm. sind ein Hinweis auf ein relativ proximales Ablagerungsmilieu.

Die in der oberen Nollaton-Fm. beobachtete lateral diskontinuierliche Verteilung der Quarzsandsteine sowie die Rinnenquerschnitte im Süden (Alp Cadriola) können am ehesten mit der Ablagerung in einem komplexen Fächer-system erklärt werden. Rinnen sind typisch für den oberen und mittleren Teil eines Schüttungsfächers. Im distalen Teil eines Schüttungsfächers wären lateral kontinuierlichere Schüttungen zu erwarten (MUTTI & RICCI-LUCCHI, 1972). Dies bedeutet, daß die Quarzsande der oberen Nollaton-Fm. aus relativ nahe gelegenen Punktquellen stammten, die in Analogie zu gut untersuchten rezenten und fossilen Schüttungssystemen kaum weiter als 60 km entfernt waren. Trotz dieser kurzen Transportwege waren die Quarzsande schon sehr reif, weshalb es sich wahrscheinlich um subaerisch vorgereifte Quarzsande handelt, die erneut aufgearbeitet wurden. Dies impliziert, daß es sich beim südlich angrenzenden Liefergebiet um Festland handelte.

### 3.3. Grava-Decke

Die Grava-Decke kann nur nördlich der Lunschania-Antiform stratigraphisch gegliedert werden. Wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse konnte nur ein einziges durchgehendes Profil aufgenommen werden (Abb. 11).

Referenzprofil: Türisch-Tobel (P 742 175/181 850, Kote 1050 m bis P 742 800/179 230, Kote 1830 m). Die tektonische Lage des Profils ist im Profil Valsertal in Abb. 3 eingezeichnet.

Obere und untere Begrenzung: Im Liegenden begrenzt durch die Überschiebung auf Dolomite des gott-hardmassivischen Mesozoikums (Pianca-Zone der Peidener Schuppen). Begrenzung im Hangenden durch unzugängliche Felswände.

Lithologie: Im Profil Türisch-Tobel fehlen scharfe lithologische Grenzen. Es können aber von unten nach oben die folgenden vier Abschnitte unterschieden werden, die kontinuierlich ineinander übergehen (Abb. 11):

Profilmeter 0–150: Dünnbankige (< 5 cm) sandige Kalke mit nur dünnen schiefrigen Zwischenlagen. In der Nähe zur Überschiebung sind die Gesteine vollständig mylonitisiert, auch darüber ist wegen der starken Verschiebung eine lithologische Charakterisierung nur bedingt möglich.

Profilmeter 150–700: Vorwiegend schwarze Tonschiefer, lithologisch mit der Nollaton-Fm. der Tomül-Decke vergleichbar. Bei Profilmeter 250 und 320 sind in die Tonschiefer boudinierte dolomitische Horizonte eingelagert. Eine tektonische Einschuppung kann ausgeschlossen werden. Die Dolomitboudins wittern im Kern gelbbraun an und sind im Bruch weißlich und reich an Pyrit. Im Randbereich der Boudins ist die Anwitterungsfarbe hellgrau-grünlich, gegen außen werden die Dolomite immer kalkiger. Schichtung und Lithologie der Boudins gehen nahtlos in die umgebenden Schiefer über. Röntgendiffraktometrische Untersuchungen zeigen, daß sowohl im Kern als auch im Randbereich der Boudins neben Dolomit und Kalzit auch viel Quarz vorhanden ist. Diese Beobachtungen zeigen, daß es sich nicht um dolomitische Olistolithe, sondern um authigene Dolomite handelt. Beispiele für vergleichbare authigene Dolomitbildung findet man in der neogenen Monterey Formation in Kalifornien (GARRISON et al., 1984) sowie subrezent im Golf von Kalifornien (KELTS & MCKENZIE, 1982; SHIMMIELD & PRICE, 1984).

Profilmeter 700–1600: Gut gebankte (5–20 cm), meist feinsandige, teilweise gradierte Kalke. Die Bruchfarbe ist grau, die Anwitterungsfarbe grau bis graubraun. Schiefriige Zwischenlagen treten nur unregelmäßig auf oder können über weite Bereiche ganz fehlen. Einzelne Tonschieferintervalle sind bis 3 m mächtig. Die Tonschiefer und die schiefrigen Zwischenlagen sind karbonatarm bis karbonatfrei, teilweise feinsandig. Karbonatfreie schiefrige Zwischenlagen fehlen oberhalb Profilmeter 1000 weitgehend.

Profilmeter 1600–2200: Gut gebankte, sandige Kalke und gegen oben vermehrt auch quarzreiche Sandsteine. Die Bänke sind meistens 5–40 cm, vereinzelt bis 60 cm dick und oft deutlich gradiert. Insgesamt sind die Kalke deutlich sandiger und quarzreicher als im Bereich 1000–1600 m. Schiefriige Zwischenlagen sind erst oberhalb von Profilmeter 1800 häufiger und ab Profilmeter 2000 regelmäßig vorhanden. Sie sind meistens leicht karbonathaltig und feinsandig, weniger häufig karbonatfrei und fein. Im Profilbereich 1600–2000 m findet man wie in der Carnusa-Fm. der Tomül-Decke gelblich

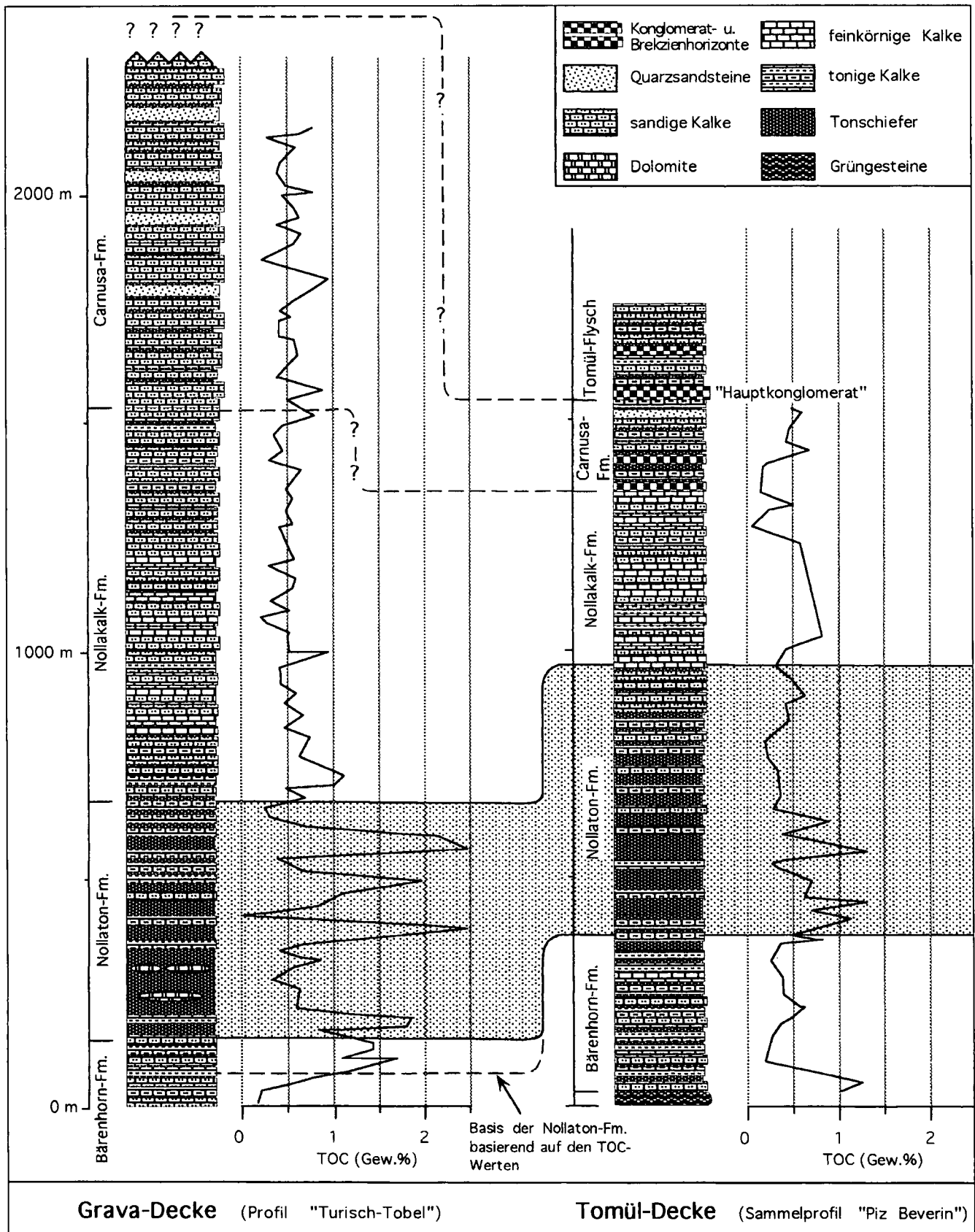


Abb. 11. Stratigraphischer Vergleich zwischen Tomül- und Grava-Decke. Die identische lithologische Abfolge und derselbe Verlauf der TOC-Kurven zeigen, daß Tomül- und Grava-Decke stratigraphisch identisch sind (TOC = Total Organic Carbon).

anwitternde Schichtflächen, auf denen die grobsandigen Komponenten als dunkle Punkte erkennbar sind.

**Laterale Verfolgbarkeit:** Die komplette Serie des Turisch-Tobels ist sonst nirgends vergleichbar vollständig aufgeschlossen. Wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse und der fließenden lithologischen Übergänge ist sie nur ansatzweise kartierbar. Mit den Tonschiefern als Leithorizont konnte sie aber in mehreren Profilen wiedererkannt werden. Alle Profile befinden sich in derselben tektonischen Position wie das Profil Turisch-Tobel, d.h. nördlich der SW-NE streichenden Lunschania-Antiform und direkt im Hangenden der Überschiebung auf das gotthardmassivische Mesozoikum (Abb. 3).

### 3.4. Zusammenhänge zwischen Tomül- und Grava-Decke

Die Art und die Abfolge der Lithologien im Profil Turisch-Tobel der Grava-Decke erinnern an die Stratigraphie der Tomül-Decke. Die lithologischen Beschreibungen der Bärenhorn-Fm., der Nollaton-Fm., der Nollakalk-Fm. und der Carnusa-Fm. können direkt auf die vier Abschnitte des Profils Turisch-Tobel übertragen werden. Im Vergleich zur Tomül-Decke ist die Serie des Turisch-Tobels mächtiger, und es fehlen scharfe Formationsgrenzen und grobkörnige Resedimente. Das Intervall von Profilmeter 0–150 ist deutlich weniger mächtig als die Bärenhorn-Fm. der Tomül-Decke. In der Nollaton-Fm. der Tomül-Decke treten keine authigenen Dolomite wie im Abschnitt 150–700 m des Profils Turisch-Tobel auf. In beiden Serien der Tomül- und der Grava-Decke wurden in Tonschieferlagen die Konzentrationen des organischen Kohlenstoffs bestimmt. Gesamthaft zeigen die TOC-Kurven denselben Verlauf und die Konzentrationen sind in der Nollaton-Fm. der Tomül-Decke und in den schwarzen Tonschiefern der Grava-Decke deutlich erhöht (Abb. 11). Dies zeigt zusammen mit den lithologischen Ähnlichkeiten, daß das Tonschieferintervall der Grava-Decke der Nollaton-Fm. der Tomül-Decke entspricht. Die höheren TOC-Maximalwerte in der Grava-Decke sind einerseits auf den niedrigeren Metamorphosegrad zurückzuführen. Andererseits ist das Auftreten von dolomitischen Einlagerungen in der Grava-Decke und das Fehlen derartiger Horizonte in der Tomül-Decke aber auch ein Hinweis dafür, daß im Ablagerungsraum der Grava-Decke aufgrund der zentraleren Lage im Becken ausgeprägtere und länger andauernde anoxische Verhältnisse vorherrschten.

Aufgrund der dargelegten Argumente werden im folgenden die Formationsnamen der Tomül-Decke auch auf die Grava-Decke übertragen. Es muß aber betont werden, daß es sich im Falle der Grava-Decke wegen der unscharfen Formationsgrenzen nicht um kartierbare Einheiten handelt. Die Nollaton-Fm. kann zwischen beiden Decken problemlos korreliert werden. Die Korrelation der übrigen Formationen ist jedoch schwieriger (Abb. 11). Trotz der größeren Gesamtmächtigkeit fehlen in der Grava-Decke das Hauptkonglomerat und der Tomül-Flysch sowie grobkörnige Resedimente im allgemeinen. Daher stammen die Grava-Bündnerschiefer wahrscheinlich aus einem distaleren Raum, der sich aufgrund der heutigen tektonischen Position nördlich des Ablagerungsraums der Tomül-Decke befand. Aufgrund der regionaltektonischen Zusammenhänge könnte die Grava-Decke zudem die direkte nördliche Verlängerung der Tomül-Decke darstellen (Kap. 2.2.4., Abb. 17).

## 4. Alter der Sedimente der Tomül- und Grava-Decke

### 4.1. Einleitung

Schon früh wurde in den Bündnerschiefern um Vals erkannt, daß es sich bei den Trias- und Lias-Sedimenten der Mélange- und Schuppenzonen vor allem um Flachwasserablagerungen handelt und die Serie der überlagernden Tomül-Decke (die Grava-Decke ist in diesem Gebiet nur geringmächtig) in tieferem Wasser abgelagert wurde (ROOTHAAN, 1919; NABHOLZ, 1945). Dies wurde richtig auf die fortschreitende Subsidenz im Rahmen der Öffnung des Nordpenninikums zurückgeführt. Daraus wurde aber auch der Schluß gezogen, daß aus den Mélange-Zonen, der Aul-Schuppenzone und den Bündnerschiefer-Serien von Tomül- und Grava-Decke eine stratigraphisch zusammenhängende Serie zusammengesetzt werden kann, die in der Trias beginnt und bis in die frühe Kreide reicht (NABHOLZ, 1945; JÄCKLI, 1976).

Bei der altersmäßigen Einstufung der Sedimente von Tomül- und Grava-Decke wurde immer vom „sicheren“ Lias der Gryphaeen-Kalke ausgegangen. Es wurde aber nicht erkannt, daß sich diese Gryphaeen-Kalke in Mélange-Zonen befinden (Tomül- bzw. Grava-Mélange) und nicht in stratigraphischem Kontakt mit den mächtigen Bündnerschiefer-Serien von Tomül- und Grava-Decke stehen.

Ende der siebziger Jahre zeigten palynologische Untersuchungen, daß die Bündnerschiefer der Tomül-Decke teilweise deutlich jünger sind, als bisher angenommen worden war (PANTIC & GANSSER, 1977, Cenomanian-Alter der Nollakalk-Fm.). Daher wurden in der Folge noch weitere derartige Untersuchungen unternommen (PANTIC & ISLER, 1978; PANTIC & ISLER, 1981).

Während der vorliegenden Arbeit tauchten aber verschiedene Ungereimtheiten betreffend diese Pollendatierungen auf. Deshalb wurde Dr. P. HOCHULI (Esso-Bordeaux) gebeten, die Proben anhand der publizierten Fossilisten und Bildtafeln zu überprüfen. Daraus ergab sich, daß die Datierungen zum größten Teil nicht eindeutig sind. Einzig das Cenomanian-Alter der Nollakalk-Fm. in der Tomül-Decke (PANTIC & GANSSER, 1977) erwies sich als vertrauenswürdig. In den übrigen Proben waren die aufgelisteten Pollen-Assoziationen entweder inkonsistent oder die Alter basierten auf zweifelhaften Formen. Teilweise wurde auch mit der Häufigkeit bzw. dem Fehlen gewisser Arten argumentiert. Anhand der bereinigten Fossilisten kann bei den meisten Proben nur noch ein breiter Bereich von Maximal- bzw. Minimalaltern angegeben werden (schriftl. Mitt. Dr. P. HOCHULI, Esso-Bordeaux, 1991). Daher wird im folgenden nur das Cenomanian-Alter der Nollakalk-Fm. berücksichtigt.

Ausgehend von der in Kap. 3. erarbeiteten Lithostratigraphie wurde für die chronostratigraphische Gliederung der Tomül- und Grava-Decke von folgenden Ansätzen ausgegangen:

- Hemipelagische Serien in paläogeographisch benachbarten (Helvetikum, Mittelpenninikum) oder vergleichbaren Gebieten (Vocontischer Trog) zeigen synchrone Wechsel zwischen Intervallen mit vorwiegend toniger und vorwiegend karbonatischer Fazies, die von einzelnen kürzeren Intervallen mit anoxischen Sedimenten überprägt werden. Es wurde davon ausgegangen, daß derartige Wechsel bzw. Intervalle auch in den metamorphen Bündnerschiefern dokumentiert sein sollten (vergleichende Stratigraphie).

- Neben lithologischen Vergleichen wurden für die Korrelation der weitgehend undatierten Bündnerschiefer-Serien mit den stratigraphisch gegliederten Vergleichsserien in erster Linie folgende Methoden angewandt:
- 1) Korrelation der in Kap. 3. beschriebenen anoxischen Intervalle der Bündnerschiefer mit bekannten überregionalen anoxischen Ereignissen.
  - 2) Neodymium-Isotope: Ähnlich wie die Sr-Isotopenzusammensetzung variiert auch die Nd-Isotopenzusammensetzung des Meerwassers in Funktion der Zeit. Diese Variationen können in authigenen Sedimentanteilen archiviert werden. Weil Nd-Isotope im Gegensatz zu Sr-Isotopen relativ metamorphoresistent sind, können sie zur Korrelation zwischen den Bündnerschiefer-Serien und stratigraphisch gegliederten Vergleichsserien verwendet werden.

## 4.2. Stratigraphischer Vergleich mit dem Vocontischen Trog

Der Vocontische Trog (Fosse Vocontienne) befindet sich in der Gegend der heutigen Provence im Südosten Frankreichs. Die Serie des Vocontischen Trogs ist nicht metamorph, sedimentologisch gut untersucht und biostratigraphisch gut gegliedert (Abb. 12). Sie ist charakterisiert durch drei tonig-mergelige Intervalle, die aus Zeiträumen stammen, die überregional als Ablagerungsperioden von vorwiegend tonig-mergeligen, teilweise anoxischen Sedimenten bekannt sind und wahrscheinlich die Folge großräumig abnormaler Sedimentationsbedingungen waren (JENKYN, 1980, 1986). Daher kann davon ausgegangen werden, daß die tonig-mergeligen Intervalle des Vocontischen Trogs auch in faziell ähnlichen Serien des übrigen Tethys-Raums auftreten sollten.

Die Fazies des Vocontischen Trogs kann bis ins Ultrahelvetikum der Westschweiz verfolgt werden (TRÜMPY, 1988). Im Südhelvetikum und im gotthardmassivischen Mesozoikum der Ostschweiz (direkt nördlich des Nordpenninikums), sowie in den Préalpes médianes plastiques, in der Falknis-Decke und in den Schamser Decken (direkt südlich des Nordpenninikums) treten zwar immer wieder größere Tonintervalle auf, die einem der drei Intervalle des Vocontischen Trogs entsprechen könnten, eine direkte Korrelation ist aber nicht mehr möglich. Das teilweise Fehlen dieser Intervalle direkt nördlich und südlich des Nordpenninikums ist wahrscheinlich auf die zu proximale Lage dieser Gebiete zurückzuführen, so daß es aufgrund der lokalen Verhältnisse nicht zur Ablagerung von tonig-mergeligen Sedimenten kommen konnte (z.B. zu geringe Wassertiefe, Schichtlücken, detritischer Einfluß). Für die Sedimentserien von Tomül- und Grava-Decke kann aufgrund ihrer distaleren Fazies jedoch erwartet werden, daß sie dieselben Ton-Kalk-Wechsel aufweisen sollten wie die Vergleichsserie des Vocontischen Trogs.

Aufgrund der erwähnten faziellen Ähnlichkeiten und plattenkinematischen Überlegungen war schon vorgeschlagen worden, daß der Vocontische Trog und das Nordpenninikum direkt zusammenhängen (LAUBSCHER, 1971). Regionalgeologische Evidenzen sprechen jedoch gegen eine direkte Verbindung (TRÜMPY, 1988; Trennung durch die heutige Cordillère Tarine). In der vorliegenden Arbeit wird daher der Vocontische Trog lediglich als ein Äquivalent für die sedimentäre Entwicklung des Nordpenninikums betrachtet.

Im Gegensatz zu den drei tonig-mergeligen Intervallen des Vocontischen Trogs ist in den Bündnerschiefern von

Tomül- und Grava-Decke nur ein einziges Tonschieferintervall vorhanden (Nollaton-Fm.). Es stellt sich daher die entscheidende Frage, wie dieses Tonschieferintervall mit den drei tonig-mergeligen Intervallen des Vocontischen Trogs korreliert werden kann (Abb. 12). Dieser Frage wird in den folgenden Kapiteln nachgegangen.

## 4.3. Neodymium-Isotopengeochemie

### 4.3.1. Einleitung

In der vorliegenden Arbeit wird erstmals versucht, Neodymium-Isotopen zur indirekten Datierung von metamorphen Sedimenten zu verwenden. Schon seit längerer Zeit ist bekannt, daß die Strontium-Isotopenzusammensetzung des Meerwassers über geologische Zeiträume variierte. Diese Variationen können in empirisch hergeleiteten, zeitabhängigen Evolutionskurven dargestellt und zur Datierung von marinen Sedimenten verwendet werden. Neuere Arbeiten haben nun gezeigt, daß auch die Neodymium-Isotopenzusammensetzung des Meerwassers ähnliche Variationen aufweist. Eine Zusammenfassung über frühere Arbeiten zur Evolution der Neodymium-Isotopenzusammensetzung des Meerwassers findet man in STILLE et al. (1992).

Die Strontium- und die Neodymium-Isotopenzusammensetzung des Meerwassers wird von der Menge und Zusammensetzung des zugeführten Detritus sowie durch die hydrothermale Aktivität kontrolliert. Die Sr-Isotopenzusammensetzung des Meerwassers wird zusätzlich auch stark beeinflusst durch Auflösung von fossilen Karbonaten (FAURE et al., 1965) und Vermischung mit Grund- und Flußwasser (CHAUDHURI & CLAUER, 1986). Diese ursprüngliche Meerwasserisotopenzusammensetzung wird in biogenen und häufig auch in authigenen Sedimentanteilen wie z.B. in authigenen Tonmineralien archiviert und ist somit heute meßtechnisch zugänglich.

Sr-Isotope erlauben in vielen Fällen eine präzise Datierung karbonatischer Sedimente. Wegen der hohen Mobilität von Strontium kann die Meerwasserisotopensignatur aber schon durch Zeolith-fazielle Überprägung modifiziert werden (STILLE & FISCHER, 1990). Bei Neodymium-Isotopen ist zwar die zeitliche Auflösung schlecht (KETO & JACOBSEN, 1987, 1988; STILLE et al., 1992), dafür verhalten sie sich wie alle Seltenen Erden während niedriggradiger Metamorphose weniger mobil als Strontium (STILLE & CLAUER, 1986; BROS, 1993; SCHALTEGGER et al., 1994).

Die Verweilzeit von Neodymium im Meerwasser beträgt 300 bis 7100 Jahre (STILLE et al., 1992). Dies ist viel kürzer als die Verweilzeit von Strontium (ca. 5 Ma) und liegt etwa im Bereich der Mischungszeit der Ozeane (ca. 1000 Jahre). Dies hat zur Folge, daß die Nd-Isotopenzusammensetzung des Meerwassers im Gegensatz zu Strontium global nicht homogen ist und das Wasser jedes Meeresbeckens in erster Linie die Isotopensignatur der intrabasinalen und direkt angrenzenden Neodymium-Quellen widerspiegelt. So zeigen auch die Wässer der heutigen Ozeane signifikant unterschiedliche Nd-Isotopensignaturen (PIEPGRAS et al., 1979; PIEPGRAS & WASSERBURG, 1980, 1982). Deshalb muß für die stratigraphische Datierung mit Neodymium-Isotopen für jedes Meeresbecken zuerst empirisch eine eigene Evolutionskurve hergeleitet werden, die dann als Referenzkurve verwendet werden kann. Voraussetzung für die Datierung der Bündnerschiefer mit Hilfe von Neodymium-Isotopen war daher eine Referenzkurve, die auf datiertem Probenmaterial aus dem Tethys-Raum basiert.

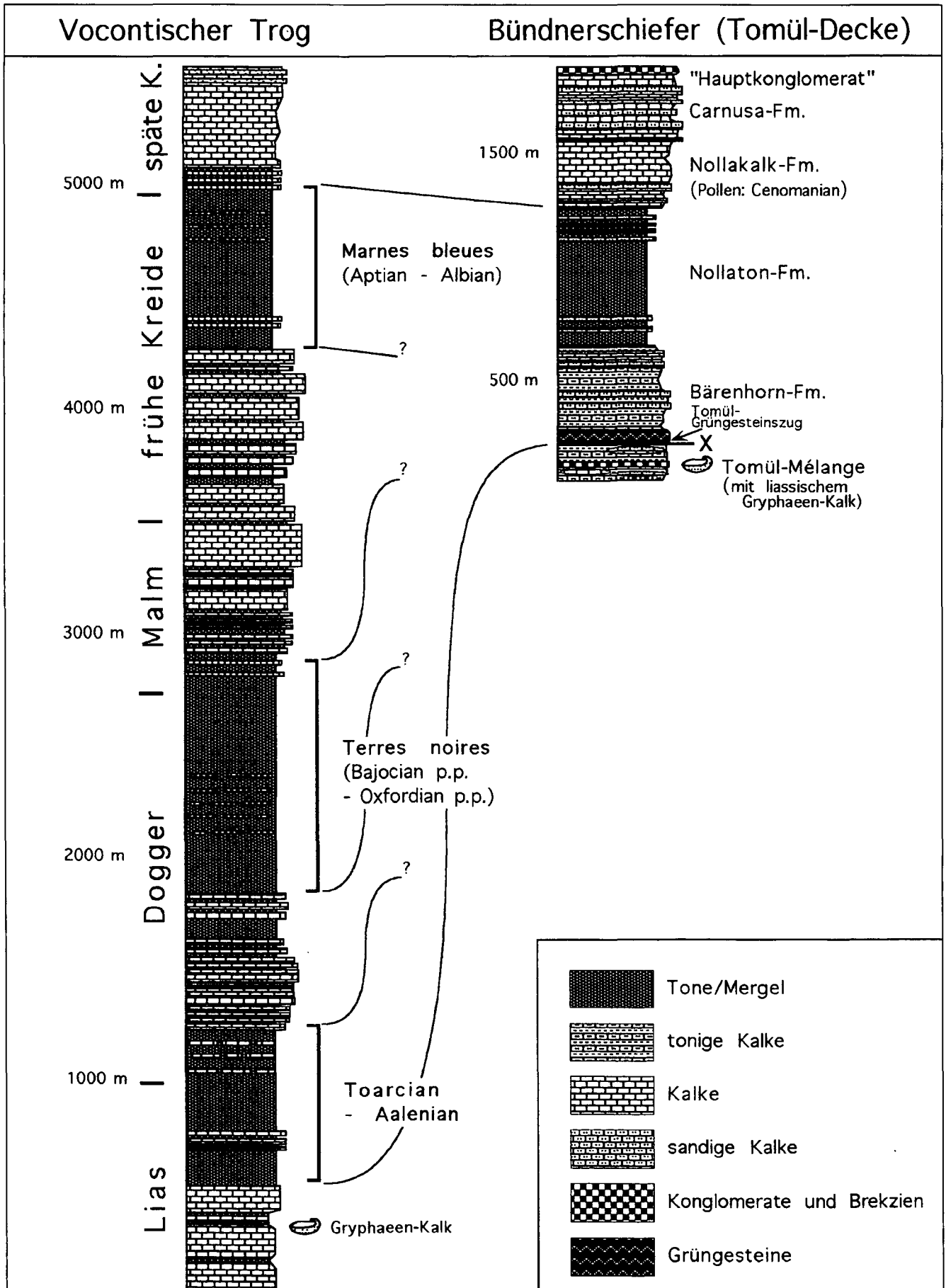


Abb. 12. Stratigraphischer Vergleich zwischen der Serie des Vocontischen Trogs (FERRY & RUBINO, 1989) und der Bündnerschiefer-Serie der Tomül-Decke. Die zentrale Frage ist, wie die Nollaton-Fm. mit den drei tonig-mergeligen Intervallen des Vocontischen Trogs korreliert werden kann.



### 4.3.2. Methodische Grundlagen

Die Nd-Isotopenevolution des Tethys-Meerwassers wurde erstmals von STILLE & FISCHER (1990) empirisch hergeleitet. Als Referenzkurve für stratigraphische Datierungen erwies sie sich jedoch als zu wenig genau und wurde deshalb mit zusätzlichem, biostratigraphisch datiertem Probenmaterial aus dem Vocontischen Trog verfeinert. Diese modifizierte Kurve ist in Abb. 13 dargestellt. Ihre Herleitung wird in STEINMANN (1994) diskutiert.

Für die Altersbestimmung eines Sediments müssen Minerale separiert werden, von denen angenommen werden kann, daß sie authigenen Ursprungs sind und in Isotopengleichgewicht mit Meerwasser standen (v.a. feine Tonfraktionen und Phosphate). An diesen Mineralen werden die Isotopenverhältnisse  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  und  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  bestimmt. Das gemessene  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnis entspricht jedoch noch nicht der ursprünglichen Zusammensetzung des Meerwassers, weil seit der Ablagerung des Sediments durch den  $\alpha$ -Zerfall von  $^{147}\text{Sm}$  zu  $^{143}\text{Nd}$  das  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnis erhöht worden ist. Für diese Korrektur wird das ebenfalls gemessene  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis verwendet.

Graphisch wird diese Rückrechnung mit einer sog. Evolutionslinie dargestellt (Abb. 13). Falls das gemessene Mineral zum Zeitpunkt seiner Bildung mit Meerwasser in Isotopengleichgewicht stand und seither ein ge-

schlossenes System geblieben ist, sollte der Schnittpunkt zwischen der Evolutionslinie der Probe und der Evolutionskurve des Meerwassers das stratigraphische Alter der Probe definieren. Wegen der großen Variationsbreite der Evolutionskurve und ihrer relativ einfachen Form kann aber lediglich entschieden werden, ob das Alter eines Sediments Jura und älter oder Kreide und jünger ist.

Daher wurde die oben dargelegte Methode mit der Annahme kombiniert, wonach die Wechsel zwischen den großen Intervallen mit vorwiegend tonigen und vorwiegend kalkigen Sedimenten im Vocontischen Trog und in den Bündnerschiefern gleich alt sind (Kap. 4.2.). Jetzt muß anhand der Nd-Isotopen nur noch entschieden werden, mit welchem der drei tonigen Intervalle des Vocontischen Trogs die Nollaton-Fm. der Bündnerschiefer korreliert werden kann. Zu diesem Zweck wurde die stratigraphische Kolonne des Vocontischen Trogs über die Zeitachse der Tethys Nd-Evolutionskurve gelegt (Abb. 14). Diese Darstellung ermöglicht es nun, die Nollaton-Fm. der Bündnerschiefer mit einem der tonigen Intervalle des Vocontischen Trogs zu korrelieren.

### 4.3.3. Resultate

Weil die Tomül-Decke lithostratigraphisch am besten gegliedert werden kann und in Form des Cenomanian-Pollenalters der Nollakalk-Fm. auch ein biostratigraphischer

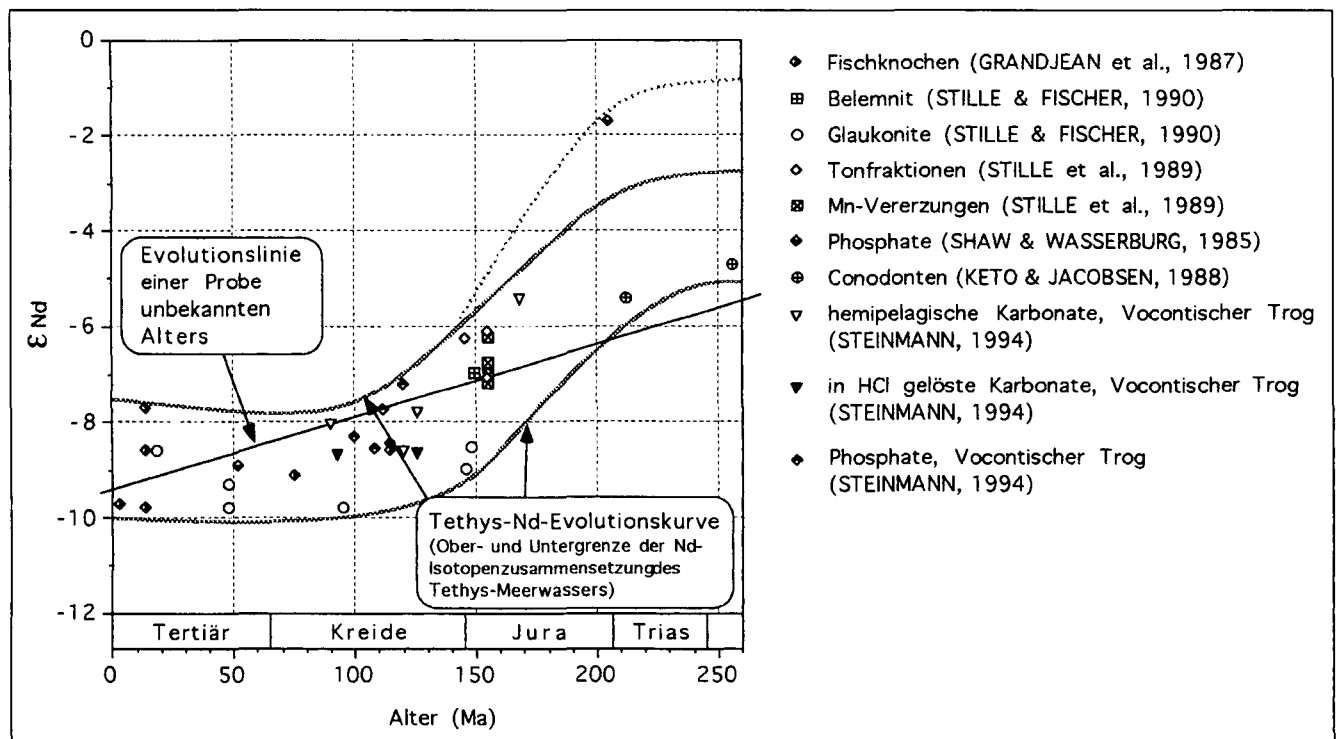


Abb. 13.

Evolution der Neodymium-Isotopenzusammensetzung des Tethys-Meerwassers während des Mesozoikums.

Die Evolutionskurve wurde direkt von den eingezeichneten, biostratigraphisch datierten Referenzpunkten abgeleitet. Die Berechnung der Evolutionslinie erfolgt mit Formel (1) aus den beiden Meßwerten  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{sample}}(0)$  und  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{sample}}(0)$ .

$$(1) \quad ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(T) = ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(0) - \{^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}(0) \times [e^{\lambda_{\text{Sm}} \times T} - 1]\},$$

wobei (T) = Zeit vor heute;  $\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-6} \text{ Ma}^{-1}$  (Zerfallskonstante von Sm).

Die  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(0)$ - und  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(T)$ -Werte werden mit Formel (2) und (3) zu  $\epsilon \text{ Nd}(0)$  bzw.  $\epsilon \text{ Nd}(T)$ -Werten normiert:

$$(2) \quad \epsilon \text{ Nd}(0) = 10^4 \times \left( \frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{sample}}(0) - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(0)}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(0)} \right),$$

wobei  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(0) = 0.512638$ ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(0) = 0.1968$ ; CHUR = Chondritic Uniform Reservoir

$$(3) \quad \epsilon \text{ Nd}(T) = 10^4 \times \left( \frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{sample}}(T) - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(T)}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(T)} \right),$$

wobei die Berechnung von  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(T)$  mit der Formel (1) und den bei Formel (2) gegebenen Konstanten erfolgt.

Abb. 14. Neodymium-Evolutionslinien von Aul-Marmoren der Aul-Schuppenzone und von Proben aus der Tomül-Decke.

Fixpunkt vorliegt, bildeten Proben aus dieser Serie den Schwerpunkt bei den isotopengeochemischen Untersuchungen. An den Aul-Marmoren der Aul-Schuppenzone wurden ebenfalls Nd-Isotopenanalysen durchgeführt. Obwohl sie nicht direkt mit der Stratigraphie von Tomül- und Grava-Decke in Verbindung gebracht werden können, werden diese Resultate der Einfachheit wegen ebenfalls an dieser Stelle besprochen. Es wird nur eine zusammenfassende Darstellung der Resultate gegeben. Für eine detaillierte Diskussion sei auf STEINMANN (1994) verwiesen.

Bei den in Abb. 14 und 15 gezeigten Proben handelt es sich um ausgewählte authigene Tonfraktionen ( $< 2 \mu\text{m}$ ), bei denen gezeigt werden kann, daß die Kontamination durch Detritus gering ist. In Abb. 14 sind die Evolutionslinien von Proben aus den einzelnen Formationen der Tomül-Decke und von Aul-Marmoren der Aul-Schuppenzone eingezeichnet. Die beiden Probengruppen unterscheiden sich deutlich, aber innerhalb der Gruppen ist keine signifi-

kante Variation erkennbar. Dies zeigt, daß die Serie der Tomül-Decke und die Aul-Marmore deutlich unterschiedlichen Alters sind und jeweils nur ein relativ kurzes Zeitintervall abdecken. Die Evolutionskurven der Tomül-Proben

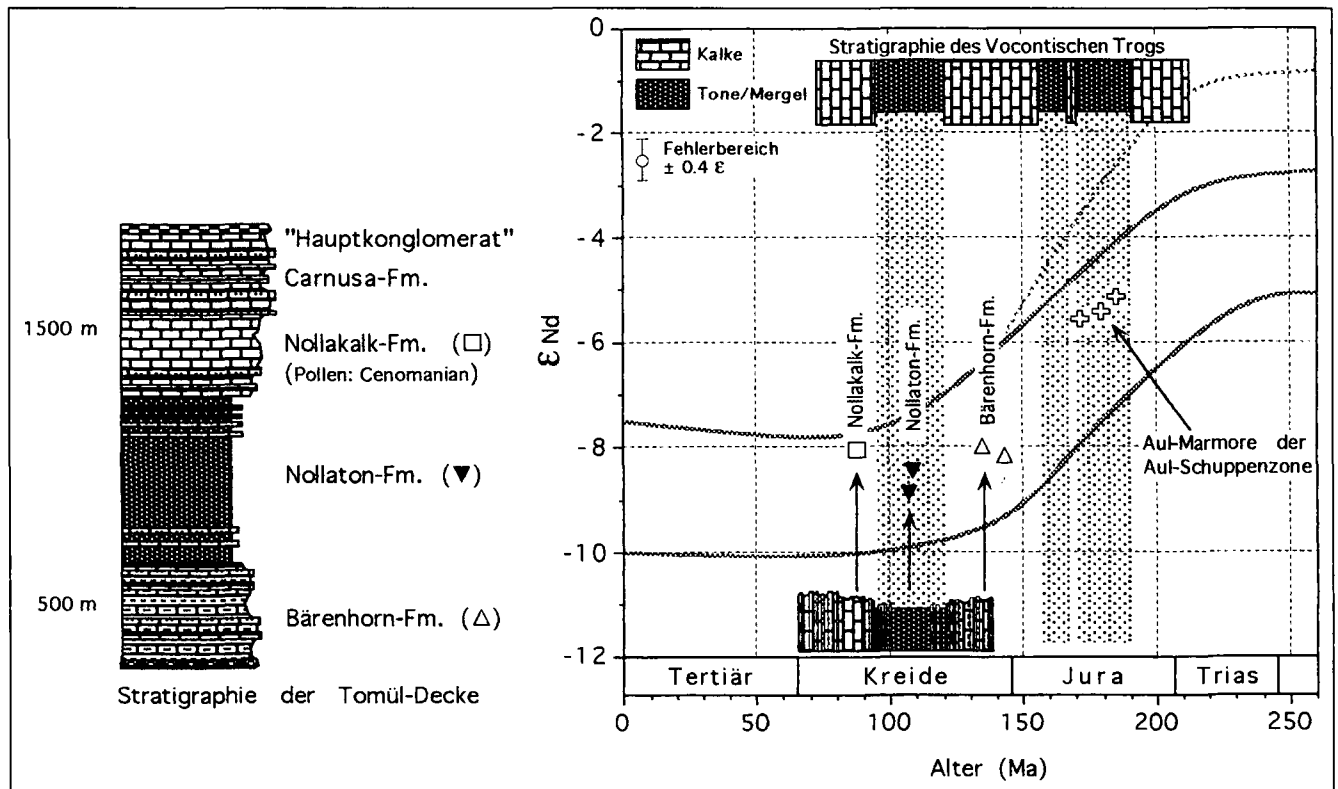
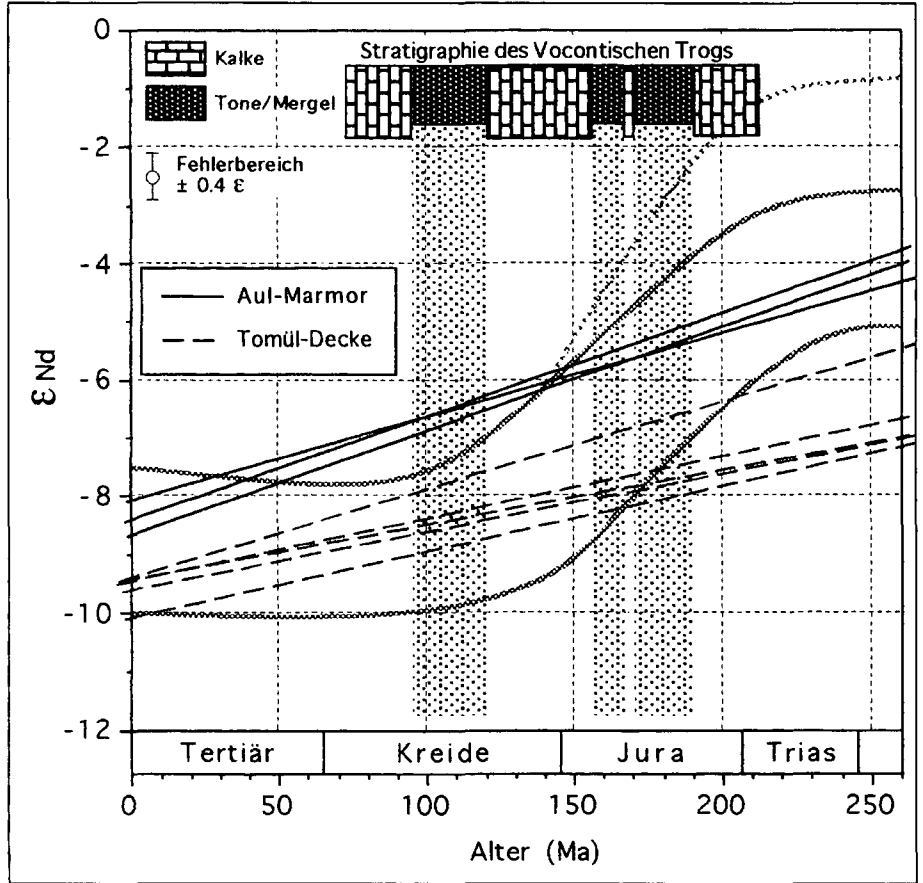


Abb. 15. Zusammenfassende Darstellung der Resultate der Nd-isotopengeochemischen Untersuchungen.

liegen in einem Bereich, der typisch ist für die Tethys-Meerwasserzusammensetzung ab der Kreide. Dieser Befund wird durch eine detaillierte Diskussion des Datenmaterials noch bekräftigt (STEINMANN, 1994).

Somit entspricht die lithostratigraphische „Trilogie“ der Tomül-Decke (kalkige Bärenhorn-Fm., tonige Nollaton-Fm., kalkige Nollakalk- und Carnusa-Fm.) dem spätjuras-sisch-kretazischen Kalk-Ton-Kalk-Wechsel des Vocontischen Trogs (Abb. 12), und die Nollaton-Fm. ist das Äquivalent zu den Tonen des Aptian-Albian des Vocontischen Trogs (Marnes bleues). Für die Bärenhorn-Fm. resultiert ein maximaler Altersbereich von Kimmeridgian – Barremian. Das Alter der Nollakalk-Fm. ist in Übereinstimmung mit der Cenomanian-Pollendatierung späte Kreide (Abb. 15).

Die Aul-Marmore müssen aufgrund der höheren  $\epsilon$  Nd-Werte älter sein als die Serie der Tomül-Decke. Die Aul-Evolutionslinien verlaufen nur im Bereich Trias – Jura innerhalb der Evolutionskurve. Ein Trias-Alter kann ausgeschlossen werden, weil typische Trias-Lithologien fehlen (Dolomite, weiße Quarzite). Daher sind die Aul-Marmore jurassischen Alters.

Eine genauere Alterseingrenzung anhand der Lithologie wie im Falle der Tomül-Decke ist nicht möglich, weil die Ton-Kalk-Wechsel der Serie des Vocontischen Trogs nur in tiefem Wasser zu erwarten sind und die Aul-Marmore aber wahrscheinlich aus einem proximalen Ablagerungsbe-reich stammen (Kap. 5.3.). Abb. 15 ist direkt aus Abb. 14 abgeleitet und gibt eine zusammenfassende Darstellung der diskutierten Alter. Die Evolutionslinien wurden durch Punkte ersetzt, wobei die mittleren Alter eingesetzt wurden.

#### 4.4. Organischer Kohlenstoff (TOC)

Aus dem Mesozoikum sind mehrere globale anoxische „Ereignisse“ bekannt. Sedimente derartiger anoxischer Perioden zeichnen sich durch erhöhte Konzentrationen an organischem Kohlenstoff aus. Über weite Gebiete dokumentierte anoxische Perioden gab es Ende Lias, Ende Dogger, in der „mittleren“ und in der späten Kreide, wobei diejenige des Doggers nur bedingt anoxisch war (JENKYN, 1980, 1985, 1986).

Die drei tonig-mergeligen Intervalle der Serie des Vocontischen Trogs widerspiegeln diese globalen Perioden. In den Tonen und Mergeln des Toarcian bis Aalenian des Vocontischen Trogs (Region Digne) erreicht die Konzentration des organischen Kohlenstoffs im Toarcian Werte von bis 1,6 %, im Aalenian bleiben sie unter 1 % (TRIBOVILLARD, 1988). In den Terres noires des Dogger fehlen eigentliche anoxische Sedimente, und die TOC-Werte bleiben immer unter 1 % (AWONGO, 1985; TRIBOVILLARD, 1988). Die Marnes bleues der „mittleren“ Kreide sind viel detaillierter untersucht worden, und es konnten mehrere anoxische Einzelereignisse mit TOC-Konzentrationen bis zu 4 % ausgeschieden werden (BRÉHÉRET, 1988, 1991, vgl. Abb. 16).

Somit sind die TOC-Konzentrationen ein weiteres Kriterium, um die Nollaton-Fm. der Bündnerschiefer mit einem der drei tonig-mergeligen Intervalle der Serie des Vocontischen Trogs zu korrelieren. Im folgenden wird wie in Kap. 4.3. davon ausgegangen, daß die Nollaton-Fm. prinzipiell jedem der drei tonig-mergeligen Intervalle des Vocontischen Trogs entsprechen könnte. Diese drei Möglichkeiten werden anhand der verfügbaren TOC-Daten kurz diskutiert:

#### 1 These 1

„Die Nollaton-Fm. entspricht dem tonig-mergeligen Intervall des Toarcian bis Aalenian“

Angrenzend zum Nordpenninikum konnten Toarcian-Tonschiefer nur lokal mit Sicherheit nachgewiesen werden (BERNOULLI, 1942; Tonschiefer des gotthardmassivischen Mesozoikums bei Termen, Oberwallis). Aalenian-Tonschiefer sind aus dem südlichen Helvetikum der Ostschweiz (Mols-Fm.) und dem gotthardmassivischen Mesozoikum (Coroi-Serie) bekannt (Abb. 22). Somit könnte die Nollaton-Fm. am ehesten ein Äquivalent zu den Tonschiefern des Aalenian sein. Die aus der Literatur bekannten anoxischen Perioden beschränken sich jedoch auf das Toarcian und fehlen im Aalenian. Daher kann die Nollaton-Fm. mit ihren deutlich erhöhten TOC-Konzentrationen nicht den benachbarten Aalenian-Tonschiefern entsprechen.

#### 2 These 2

„Die Nollaton-Fm. entspricht den Terres noires (Bajocian p.p.–Oxfordian p.p.)“

Die Dogger-Tonschiefer des Mittelpenninikums (Pannier-Fm. der Falknis-Decke, Nisellas-Serie der Schamser Decken, vgl. Abb. 22) sind mögliche Äquivalente zu den Terres noires. Im Helvetikum sind vergleichbare Tonschiefer nur in den Westalpen vorhanden, gegen E verschwinden sie (DOLLFUSS, 1965; GWINNER, 1978). Weder aus den Terres noires des Vocontischen Trogs noch aus der Nisellas-Serie der Schamser Decken (RÜCK, 1995) sind derart stark erhöhte TOC-Konzentrationen wie in der Nollaton-Fm. von Tomül- und Grava-Decke bekannt. Dies spricht gegen eine Korrelation der Nollaton-Fm. mit den Terres noires.

#### 3 These 3

„Die Nollaton-Fm. entspricht den Marnes bleues (Aptian–Albian).“

Dieses anoxische Ereignis der „mittleren“ Kreide ist das charakteristischste seiner Art während des Mesozoikums und besonders im Tethys-Raum auch in unterschiedlichen Faziesbereichen beinahe überall präsent (JENKYN, 1980). Die TOC-Kurven der Nollaton-Fm. lassen sich sehr gut mit der TOC-Kurve der Marnes bleues korrelieren (Abb. 16). Auch lithologisch ist die Nollaton-Fm. mit den schwarz-bläulichen Marnes bleues besser vergleichbar als mit den bräunlichen Terres noires. Außerdem sind anoxische Tonschiefer der „mittleren“ Kreide auch aus dem benachbarten Mittelpenninikum (LICHTSTEINER, 1992; RÜCK, 1995) und aus den Prättigau-Schiefern bekannt (NÄNNY, 1948; STEINMANN, 1994; WINKLER, unpubl.).

\*\*\*

Zusammenfassend kann die Nollaton-Fm. der Tomül- und Grava-Decke anhand des organischen Kohlenstoffs nur mit den weitverbreiteten schwarzen Tonen und Mergeln der „mittleren“ Kreide korreliert werden.

#### 4.5. Zusammenfassende Altersdiskussion

Anhand der lithologischen Vergleiche sowie der Untersuchungen mit Neodymium-Isotopen und organischem Kohlenstoff kann die Nollaton-Fm. von Tomül- und Grava-Decke mit den weitverbreiteten anoxischen Tonen und Mergeln der „mittleren“ Kreide korreliert werden. Dieses Alter stimmt auch am besten überein mit dem Cenomanian-Pollenalter der überlagernden Nollakalk-Fm. (PANTIC & GANSSER, 1977) und der im obersten Teil von Tomül- und Grava-Decke immer stärker terrigen-klastisch werdenden

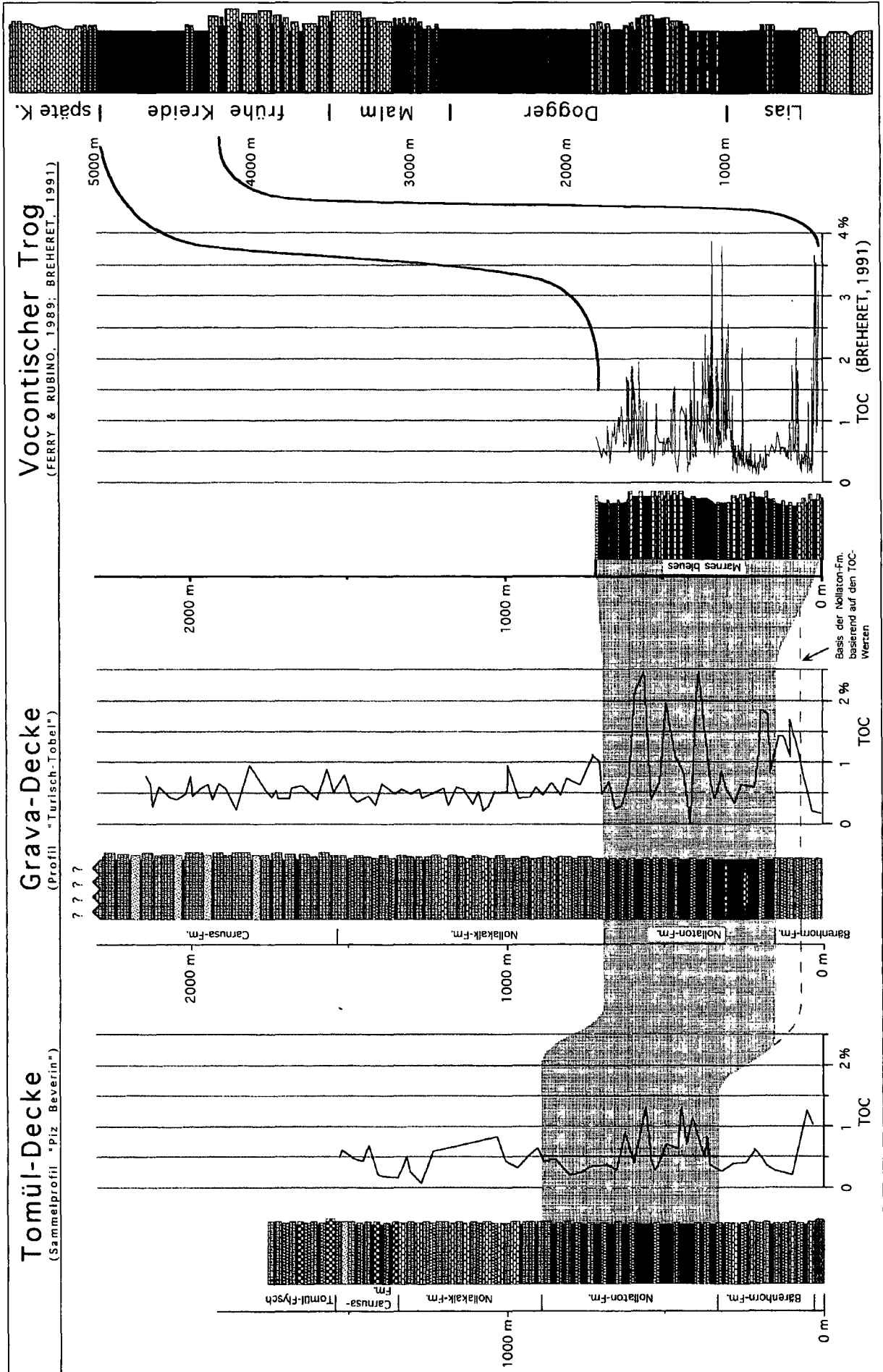


Abb. 16. Korrelation der Nollaton-Fm. von Tomül- und Grava-Decke mit den Marnes bleues (Aptian-Albian) des Vocontischen Trogs. Die grau unterlegte Korrelation beruht primär auf der Lithologie und wird durch die TOC-Kurven zusätzlich abgestützt (TOC = Total Organic Carbon).

Fazies, wie es für die späte Kreide des ganzen Tethys-Raums typisch ist.

Schwieriger ist die altersmäßige Einstufung der Bärenhorn-Fm. Wegen des Aptian–Albian-Alters der Nollaton-Fm. reicht sie wahrscheinlich bis ins Barremian. Die kombinierten isotopengeochemisch-vergleichsstratigraphischen Untersuchungen haben gezeigt, daß die Bärenhorn-Fm. an ihre Basis nicht älter als Kimmeridgian sein kann (Kap. 4.3.3.). Die stark turbiditisch dominierte Bärenhorn-Fm. wäre mit ihrer Mächtigkeit von 300–400 m jedoch sehr geringmächtig für das rund 30 Ma dauernde Zeitintervall von Kimmeridgian bis Barremian (HARLAND et al., 1990). Während die Mächtigkeit der Nollaton-Fm. derjenigen der Marnes bleues des Vocontischen Trogs etwa entspricht, ist die Bärenhorn-Fm. deutlich weniger mächtig als das Intervall von Kimmeridgian–Barremian des Vocontischen Trogs (Abb. 12). Daher ist die Bärenhorn-Fm. an ihrer Basis wahrscheinlich deutlich jünger als Kimmeridgian und möglicherweise ausschließlich frühkretazischen Alters. Somit resultiert für die Bündnerschiefer-Serien von Tomül- und Grava-Decke die in Tab. 5 zusammengefaßte chronostratigraphische Gliederung.

Tabelle 5.  
Chronostratigraphische Gliederung von Tomül- und Grava-Decke.

Formation	Alter
Tomül-Flysch (nur Tomül-Decke)	Coniacian? und jünger
Carnusa-Fm.	Turonian? und jünger
Nollakalk-Fm.	Cenomanian
Nollaton-Fm.	Aptian–Albian
Bärenhorn-Fm.	Kimmeridgian? (Maximalalter) – Barremian

#### 4.6. Vergleiche mit paläogeographisch angrenzenden Gebieten

Dank der nun vorliegenden chronostratigraphischen Gliederung können die Bündnerschiefer von Tomül- und Grava-Decke stratigraphisch mit den paläogeographisch angrenzenden Gebieten im N (Prättigau-Schiefer) und im S (Mittelpenninikum) korreliert werden. Großräumigere stratigraphische Vergleiche werden in Kap. 7. angestellt.

Die Prättigau-Schiefer sind tektonisch die nordöstliche Fortsetzung der Grava-Decke (Kap. 2.2.5.) und vom Turonian an aufwärts mit Mikrofossilien datiert (NÄNNY, 1948). Für die tieferen Serien (Klus-Serie, Valzeina-Serie, Sassauna-Serie) fehlen zuverlässige biostratigraphische Datierungen. Da sie jedoch kontinuierlich ineinander übergehen, können größere Schichtlücken ausgeschlossen werden (Abb. 23). Deshalb handelt es sich bei den schwarzen Tonschiefern der Valzeina-Serie wahrscheinlich wie bei der Nollaton-Fm. von Tomül- und Grava-Decke um Tonschiefer der „mittleren“ Kreide. Diese Vermutung wird zusätzlich abgestützt durch leicht erhöhte TOC-Konzentrationen in der Valzeina-Serie (STEINMANN, 1994; WINKLER unpubl.). Daraus resultiert zwischen den Tomül-Grava-Bündnerschiefern und den Prättigau-Schiefern die in Abb. 17 und 23 gezeigte Korrelation, die auch durch lithologische Ähnlichkeiten und die vergleichbare sedimentäre Entwicklung bekräftigt wird.

Stellvertretend für den Vergleich mit dem Mittelpenninikum werden hier die Bündnerschiefer von Tomül- und Grava-Decke mit der Serie der Schamser Decken verglichen. Die tektonische Abwicklung der Schamser Decken

zeigt, daß ein Teil der Schamser Gelbhorn-Einheit den Übergangsbereich vom Mittelpenninikum zum Nordpenninikum darstellt (RÜCK, 1995; SCHREURS, 1995). In Kap. 3.2.7. wurde gezeigt, daß die Sedimentserie der Tomül-Decke direkt nördlich einer Schwellenzone abgelagert wurde und es drängt sich daher die Hypothese auf, daß es sich dabei um die mittelpenninische Schwelle handelte. Eine derartige paläogeographische Anordnung steht jedoch in Widerspruch zu strukturgeologischen Argumenten, wonach das Ophiolith-führende Martegnas-Mélange nordpenninischen Ursprungs ist und in einer tektonischen Abwicklung zwischen dem Tomül- und dem Gelbhorn-Ablagerungsraum zu liegen käme (SCHMID et al., 1990; SCHREURS, 1993, 1995). Sedimentologische Argumente, die detailliert in Kap. 5.5. diskutiert werden, sprechen jedoch gegen einen Martegnas-Ozean zwischen diesen beiden Ablagerungsräumen. Die chronostratigraphische Gliederung der Gelbhorn-Einheit beruht auf Fossilien (Lias), stratigraphischen Vergleichen und Messungen des organischen Kohlenstoffs (RÜCK, 1995). Ähnlich wie in Tomül- und Grava-Decke konnte in der Gelbhorn-Einheit ein Intervall mit deutlich erhöhten TOC-Werten ausgeschieden werden, das ebenfalls als Aptian–Albian interpretiert wurde. Die Korrelation dieser schwarzen Tonphyllite der Gelbhorn-Einheit mit der Nollaton-Fm. von Tomül- und Grava-Decke bildet den Angelpunkt der in Abb. 17 gezeigten Korrelation:

Die gegen N auskeilenden turbiditischen Quarzsandsteine im oberen Teil der Nollaton-Fm. der südlichen Tomül-Decke (Kap. 3.2.2.) könnten Ausläufer der Schamser Oelquarzite sein. Die Plattensandsteine der Obrist-Serie entsprechen dem unteren Teil der Nollakalk-Fm. In der südlichen Tomül-Decke ist die Nollakalk-Fm. an ihrer Basis dickbankig und sandig (Kap. 3.2.3.) und in der Tat lithologisch nicht von den Plattensandsteinen der Gelbhorn-Einheit zu unterscheiden. Die oberen Bänderkalke der Schamser Obrist-Serie sind auch lithologisch mit dem oberen Teil der Nollakalk- und dem unteren Teil der Carnusa-Fm. der Tomül-Decke vergleichbar. Der Gelbhorn-Flysch der Schamser Decken könnte den höchsten stratigraphischen Einheiten der Tomül-Decke entsprechen (obere Teile der Carnusa-Fm. und Tomül-Flysch). Die Korrelation des unteren Serizitmarmors und der unteren Bänderkalke der Schamser Obrist-Serie mit der Bärenhorn-Fm. der Tomül-Decke ergibt sich aus den erwähnten Zusammenhängen. Die Bärenhorn-Fm. ist faziell deutlich distaler (toniger) als die entsprechenden Schamser Formationen. Beim Fazieswechsel in den südlichen Teilen der Bärenhorn-Fm. (Kap. 3.2.1.) könnte es sich um einen Übergang zur Schamser Fazies handeln. Wichtig ist, daß die tieferen Formationen der Schamser Decken (Nisellas-Serie und Tumpriv-Serie) in der Tomül-Decke offensichtlich keine Äquivalente haben.

Ausgehend von den dargelegten Zusammenhängen kann die Hypothese aufgestellt werden, daß die Tomül-Grava-Prättigau-Bündnerschiefer ursprünglich eine Großeinheit bildeten, die paläogeographisch direkt nördlich des Mittelpenninikums lag (Abb. 17).

## 5. Lithologien der Mélange-Zonen und der Aul-Schuppenzone

### 5.1. Einleitung

Die hier zu besprechenden Mélange- und Schuppenzonen sind während der alpinen Subduktion entstanden und

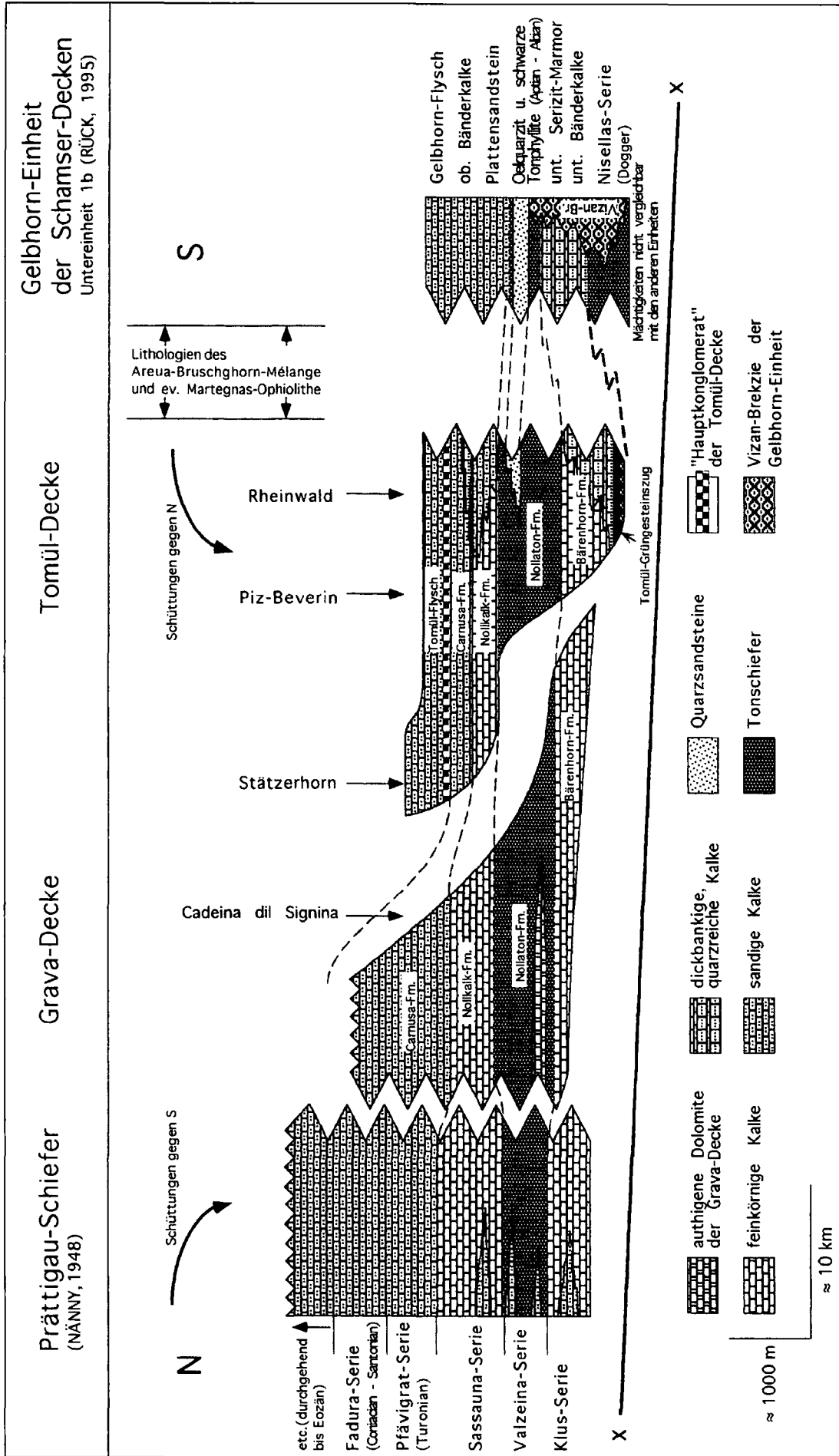


Abb. 17. Stratigraphische Korrelation von Tomül- und Grava-Decke mit den Prättigau-Schiefern im N und der Gelbhorn-Einheit der Schamser Decken im S in einer schematischen tektonischen Abwicklung. Die in den Prättigau-Schiefern angegebenen Schüttungsrichtungen stammen aus NANNY (1948).

enthalten keine stratigraphischen Abfolgen wie Tomül- und Grava-Decke. Bei den auftretenden Lithologien handelt es sich zu einem großen Teil nicht um Bündnerschiefer im üblichen Sinne. Neben verschiedenen Dolomiten findet man massige, nur leicht sandige Marmore und Kalke, karbonatführende Arkosen sowie diverse sedimentäre Brekzien. Obwohl es sich um tektonische Abfolgen handelt, können immer wieder einzelne lithologische Horizonte über Distanzen von mehreren Kilometern verfolgt werden. Häufig ist auch im vertikalen Aufbau eine gewisse Gesetzmäßigkeit erkennbar. Nur bei wenigen Sedimenten der Mélange- und Schuppenzonen kann das Alter abgeleitet werden. Neben den bisher erwähnten Einheiten wird zusätzlich auch eine Kurzbeschreibung des Areua-Bruschghorn- und des Martegnas-Mélange gegeben. Sie wurden in der vorliegenden Arbeit zwar nicht untersucht, sind für die paläotektonische Rekonstruktion des Nordpenninikums jedoch von Bedeutung. Die in allen Zonen auftretenden basischen und vereinzelt auch ultrabasischen Gesteine werden detailliert in Kap. 6. besprochen.

## 5.2. Valsér Mélange

Das Valsér Mélange kann in ein unteres und oberes Valsér Mélange unterteilt werden. Das untere Valsér Mélange ist eine Übergangszone zwischen Adula-Decke und Mixoxer Zone. Es besteht vor allem aus stark zerscherten und boudinierten Para- und Orthogneisen sowie verschiedenen Dolomiten, die oft kräftig gelb anwittern. Lithologisch entsprechen sie Gneisen und Dolomiten der Adula-Decke (NABHOLZ, 1945). Sandig-kalkige Schiefer, Tonschiefer sowie Grüngesteine bzw. Amphibolite treten stark untergeordnet auf. Die kalkigen Schiefer sind mit der Bärenhorn-Fm. vergleichbar. Der interne Aufbau des unteren Valsér Mélange wird gegen N zunehmend einfacher. Die Grenze zum oberen Valsér Mélange wurde von NABHOLZ (1945) durch einen weiträumig verfolgbaren Dolomit zug definiert (Weißfluh-Dolomit zug). Die Gesamtmächtigkeit des unteren Valsér Mélange ist relativ konstant und beträgt ca. 500 m.

Verglichen mit dem unteren Valsér Mélange ist das obere Valsér Mélange ärmer an Dolomiten und Orthogneisen und reicher an sandigen Kalken, sandig-kalkigen Schiefern, Tonschiefern und Grüngesteinen. Auch hier sind die sandig-kalkigen und tonigen Lithologien mit der Bärenhorn-Fm. vergleichbar. Daneben kommen Quarzite, weiße Marmore und eisenreiche sandige Kalke vor. Letztere sind lithologisch identisch mit den Gryphaeen-Kalken des Tomül- und Grava-Mélange (NABHOLZ, 1945). Im Kern des oberen Valsér Mélange kann aus der Region des Valsérhorns bis in die Region des Piz Aul eine streckenweise stark boudinierte, bis 30 m dicke Kristallinlamelle verfolgt werden (Riesenaugengneis; NABHOLZ, 1945; KUPFERSCHMID, 1977). Westlich des Valsérbergs findet man an der Basis des oberen Valsér Mélange einen grauen, gebankten Dolomit zug mit Einlagerungen von mehreren Metern mächtigen, intraformationellen Brekzien (P 734 050/157 200, vgl. Abb. 4). In den übrigen Bündnerschiefer-Einheiten fehlen vergleichbare Dolomitbrekzien, mögliche Äquivalente sind aber aus der sedimentären Bedeckung der Suretta-Decke bekannt (A. PFIFFNER, pers. Mitt. 1993). Die Gesamtmächtigkeit des oberen Valsér Mélange beträgt 200–700 m.

Außer für die Dolomite (Trias) können keine sicheren Altersangaben gemacht werden. In Analogie zu den anderen Mélange-Zonen ist das Alter der Quarzite und der weißen Marmore eventuell Trias und dasjenige der eisenreichen

sandigen Kalke Lias. Aufgrund ihrer Lithologie dürfte es sich bei den sandig-kalkigen Schiefern und Tonschiefern um die jüngsten Sedimente handeln (größte Ablagerungstiefe).

## 5.3. Aul-Schuppenzone

Die Aul-Schuppenzone besteht aus einem komplexen Stapel von Sedimenten und Grüngesteinszügen. Mit den Grüngesteinszügen assoziiert sind Linsen von Dolomiten und einzelne Kristallinlamellen. Die dominierende sedimentäre Lithologie der Aul-Schuppenzone sind die massigen, grau bis bräunlich anwitternden Aul-Marmore. Sie sind immer leicht sandig, manchmal leicht gradiert und führen teilweise Crinoidenstielglieder (KUPFERSCHMID, 1977). Schieferige Zwischenlagen fehlen weitgehend. An einigen Stellen sind laterale sedimentäre Übergänge von Aul-Marmoren zu sandig-kalkigen Schiefern vorhanden. Bei den Aul-Marmoren handelte es sich ursprünglich um quarzführende Kalkturbidite. Sie sind deutlich ärmer an Quarz und viel weniger tonig als die Serien von Tomül- und Grava-Decke. Die lateralen Übergänge von Aul-Marmoren zu sandig-kalkigen Schiefern können als sedimentäres Auskeilen der turbiditischen Aul-Marmore interpretiert werden, was vermuten läßt, daß die Aul-Marmore wahrscheinlich eher proximale Turbidite waren. Die große Mächtigkeit der Aul-Marmore beruht vor allem auf tektonischer Stapelung. Neben den Aul-Marmoren findet man verschiedene kleinere linsenförmige Vorkommen von weißen Quarziten, grünlichen Phylliten, weißen Kalkmarmoren, Dolomiten und Brekzien. Diese Vorkommen befinden sich in der Regel angrenzend zu Grüngesteinen (NABHOLZ, 1945; KUPFERSCHMID, 1977). Größere Dolomitzüge beschränken sich auf die Basis der Aul-Schuppenzone, wo sie immer als Linsen unter einem lateral sehr kontinuierlichen Grüngesteinszug liegen.

Östlich des Valsérbergs (vgl. Abb. 4) tritt an der Basis der Aul-Schuppenzone eine größere Kristallinlamelle auf (teilweise Augengneis). Darüber liegt eine ca. 0,5 m dicke Lage eines grünlichen Gesteins mit großen Quarzaugen und eine ebenfalls ca. 0,5 m dicke Quarzitlage, gefolgt von einem mächtigen Dolomit zug. Hier könnte es sich um eine primäre Abfolge mit Kristallin, Verrucano, Trias-Quarzit und Trias-Dolomit handeln (A. PFIFFNER, pers. Mitt. 1993). Die Mächtigkeit der Aul-Schuppenzone beträgt 300–600 m, im N über 1000 m.

Nur die Dolomite sind triassischen Alters. Für die weißen Quarzite (Trias-Quarzite) und grünlichen Phyllite (Quartenschiefer) kann aufgrund der Lithologie und des sedimentären Kontakts zu Kristallin und Dolomiten ebenfalls ein Trias-Alter angenommen werden. Für die Aul-Marmore fehlen verlässliche Altershinweise. Aufgrund ihrer Lithologie sind sie jünger als Trias. Eine obere Altersgrenze geben nur die isotopengeochemischen Untersuchungen (Kap. 4.3.3.), die zeigen, daß die Aul-Marmore nicht jünger als Jura sein können.

## 5.4. Tomül- und Grava-Mélange

Tomül- und Grava-Mélange enthalten dieselben Lithologien und sind ähnlich aufgebaut. Das Tomül-Mélange ist aber besser ausgebildet und besser aufgeschlossen. Die vielzitierten Gryphaeen-Kalke stammen aus diesen Mélange-Zonen (NABHOLZ, 1945). Das Grava-Mélange bildete ursprünglich wahrscheinlich die nördliche Fortsetzung des Tomül-Mélange (Kap. 2.2.4.). Im S kann das Tomül-Mélange mit dem Gadriol-Mélange parallelisiert werden

(Kap. 2.2.1.). Im Gegensatz zum Tomül- und Grava-Mélange findet man im Gadriol-Mélange auch Orthogneislamellen (GANSSE, 1937; STROHBACH, 1965). Ebenfalls im Gadriol-Mélange auftretende Phengitgneise sind mit Phengitgneisen der Adula-Decke vergleichbar (STROHBACH, 1965). Tomül- und Grava-Mélange sind deutlich reicher an sandig-kalkigen Schiefen und Tonschiefern als das Valser Mélange und die Aul-Schuppenzone. Wie in den anderen Mélange-Zonen erinnern die sandig-kalkigen Schiefer und Tonschiefer an die Bärenhorn-Fm. Einzelne Tonschieferintervalle des Tomül-Mélange sind lithologisch auch mit der Nollaton-Fm. vergleichbar.

Innerhalb des Tomül-Mélange sind trotz der tektonischen Vermischung Gesetzmäßigkeiten erkennbar. Sedimentäre Brekzien findet man v.a. im unteren Teil, im obersten Teil dominieren graubraun oder gelblich anwitternde, karbonatführende Arkosen. In unteren Teil sind vergleichbare Arkosen seltener. Neben Gradierungen enthalten die Arkosen auch feinsandige Sedimentfetzen und kleine Rinnen-Strukturen. Weitere typische Lithologien des Tomül-Mélange sind gelb anwitternde, gebänderte dolomitische Marmore sowie eisenreiche Sandsteine mit Crinoiden, Belemniten und Gryphaeen (Gryphaeen-Kalke). NABHOLZ (1945) erwähnte auch kleine Linsen von weißen Quarziten (Trias-Quarzit) und weiße Marmore. Die Brekzien des Tomül-Mélange sind frei von Kristallinkomponenten. Es handelt sich um gelblich anwitternde polymikte Karbonatbrekzien und braun-graue monomikte Karbonatbrekzien. Vergleichbare Brekzien treten vereinzelt auch in der Aul-Schuppenzone auf (KUPFERSCHMID, 1977). Daneben findet man im Tomül-Mélange auch grobkörnige sandig-kalkige Turbidite mit wenigen mm-großen Dolomitkomponenten auf. Die Gesamtmächtigkeit des Tomül-Mélange beträgt rund 150 m. Das Grava-Mélange ist lateral sehr diskontinuierlich und fehlt teilweise vollständig.

Sichere und mutmaßliche triassische Gesteine (Dolomite, weiße Quarzite, weiße Marmore) sind im Tomül- und im Grava-Mélange nur von untergeordneter Bedeutung. Lias ist lediglich für die Gryphaeen-Kalke belegt. Die polymikten Karbonatbrekzien des Tomül-Mélange sind der von RÜCK (1995) in den Schamser Decken beschriebenen Basisbrekzie der Vizan-Brekzie sehr ähnlich. Außerdem bestehen auch Ähnlichkeiten zu Brekzien der sedimentären Bedeckung der Suretta-Decke (A. PFIFFNER, pers. Mitt., 1993). Die polymikten Brekzien des Tomül-Mélange und die Basisbrekzie der Vizan-Brekzie haben ein vergleichbares Komponentenspektrum, ein matrixgestütztes Gefüge und eine gesamthaft gelbliche Anwitterungsfarbe. Daher könnte es sich bei den Brekzien des Tomül-Mélange um Äquivalente zu den erwähnten Brekzien des Mittelpenninikums handeln. In den höheren Teilen wird die Vizan-Brekzie deutlich reicher an kristallinen Komponenten und immer stärker von turbiditischen Arkosen dominiert (RÜCK, 1995). Diese Entwicklung ist eine weitere Analogie zum Tomül-Mélange. Das Alter der Vizan-Brekzie kann grob mit Toarcian bis Aptian-Albian eingegrenzt werden (RÜCK, 1995). Die sandig-kalkigen Schiefer und die Tonschiefer des Tomül- und Grava-Mélange könnten in Analogie zu Bärenhorn- und Nollaton-Fm. frühkretazischen Alters sein.

## 5.5. Areua-Bruschghorn- und Martegnas-Mélange

### 5.5.1. Einleitung

Diese beiden Mélanges sind im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht untersucht worden. Wegen ihrer Bedeu-

tung für die paläotektonische Rekonstruktion des Nordpenninikums wird an dieser Stelle jedoch eine kurze Beschreibung gegeben, die ausschließlich auf Literaturangaben basiert.

Das Areua-Bruschghorn-Mélange bildet den Grenzhorizont zwischen der Tomül-Decke und den überlagernden Schamser Decken. Aufgrund dieser tektonischen Stellung ist es nordpenninischer Herkunft. Das Martegnas-Mélange befindet sich im Hangenden der Schamser Decken und bildet die Abgrenzung zu den überlagernden Flyschen des Oberhalbsteins. Aufgrund lithologischer Argumente und der Nähe zur südpenninischen Platta-Decke war das Martegnas-Mélange lange ebenfalls als südpenninische Einheit betrachtet worden (STREIFF, 1939, 1962; ZIEGLER, 1956; STREIFF et al., 1976; EIERMANN, 1988). Gegen eine südpenninische Herkunft spricht jedoch die tektonische Stellung des Martegnas-Mélange, das sich nicht wie die südpenninische Platta-Decke im Hangenden sondern im Liegenden der Flysche des Oberhalbsteins befindet. Basierend auf strukturgeologischen Argumenten wurde daher in neuerer Zeit nun das Martegnas-Mélange um die Schamser Decken herum mit dem Areua-Bruschghorn-Mélange verbunden und wäre somit wie dieses nordpenninischen Ursprungs (SCHMID et al., 1990; SCHREURS, 1993, 1995). Diese Beheimatung im Nordpenninikum kann zwar die tektonische Stellung besser erklären, sie bringt aber verschiedene andere Probleme mit sich, die in Kap. 5.5.3. diskutiert werden.

### 5.5.2. Lithologien

Im Areua-Bruschghorn-Mélange treten Orthogneise, Metabasalte, Serpentinite und verschiedenen triassische Sedimente auf (STREIFF et al., 1976; SCHMID et al., 1990). Die Gneise und die Trias-Sedimente zeigen starke Ähnlichkeiten mit Lithologien der Tambo- und Suretta-Decke. Vergleichbare Trias-Sedimente findet man auch in den Schamser Decken (SCHMID et al., 1990; SCHREURS, 1995). Daneben treten auch sandig-kalkige Schiefer und gelblich-grünliche Serizitmarmore auf, wobei erstere mit Bündnerschiefer-Lithologien der Tomül-Decke vergleichbar sind (STREIFF et al., 1976).

Das Martegnas-Mélange ist reicher an basischen und ultrabasischen Gesteinen als das Areua-Bruschghorn-Mélange. Es enthält Serpentinite, Gabbros und Pillow-Basalte, die von Radiolariten, Aptychenkalken und pelagischen Kalkschiefern sedimentär überlagert werden. Diese klassische ozeanische Sequenz ist mit der südpenninischen Abfolge der Platta-Decke vergleichbar (EIERMANN, 1988). Daneben treten aber auch nichtozeanische Komponenten auf wie Orthogneise, triassische Quarzite und Dolomite sowie Marmore, Brekzien und sandig-kalkige Schiefer in Bündnerschiefer-Fazies (STREIFF et al., 1976; EIERMANN, 1988). Die Trias-Sedimente zeigen Ähnlichkeiten zu Trias-Vorkommen der Tambo- und Suretta-Decke. Die Marmore und Brekzien sind vergleichbar mit Lithologien der Schamser Decken (SCHREURS, 1995).

### 5.5.3. Paläogeographische Herkunft der Martegnas-Ophiolithe

Aufgrund strukturgeologischer Argumente werden die Martegnas-Ophiolithe im Nordpenninikum beheimatet (Kap. 5.5.1.). Die pelagische Fazies und das Alter der mit den Martegnas-Ophiolithen assoziierten Sedimente sprechen hingegen für eine Herkunft aus dem Südpenninikum. Diese sedimentologischen Argumente werden nachfolgend genauer diskutiert:



- In Analogie zu den südpenninischen Ophiolithen ist das Alter der Martegnas-Ophiolithe Dogger, weil sie wie diese mit pelagischen Radiolariten assoziiert sind. Sie sind somit etwa gleich alt wie die nordpenninischen Grüngesteine der Aul-Schuppenzone, die stratigraphisch von Aul-Marmoren überlagert werden (Kap. 6.2.3.). Bei den Aul-Marmoren handelt es sich wie bei allen anderen nordpenninischen Serien um turbiditische Ablagerungen. Es ist sedimentologisch schwer erklärbar, wie inmitten eines turbiditischen Ablagerungsmilieus die pelagischen Serien des Martegnas-Mélange hätten abgelagert werden sollen. Auch sonst sind keine nordpenninischen Sedimente bekannt, die faziell mit denjenigen des Martegnas-Mélange vergleichbar wären.
- Das Nordpenninikum erreichte seine volle Größe erst Ende Jura/Anfangs Kreide (Kap. 7.2.). Die Bündnerschiefer von Tomül- und Grava-Decke zeigen, daß auch während dieser maximalen Öffnungsphase das Sedimentationsmilieu kein pelagisches, sondern lediglich ein hemipelagisch-turbiditisches war. Es ist wenig wahrscheinlich, daß schon zuvor im Dogger während der Ablagerung der mit den Martegnas-Ophiolithen assoziierten Sedimente ein pelagisches Milieu geherrscht hatte.

Aus diesen Gründen ist eine nordpenninische Herkunft der Martegnas-Ophiolithe unwahrscheinlich, weshalb in dieser Arbeit das Martegnas-Mélange als südpenninische Einheit betrachtet wird.

## 5.6. Entwicklungen in der Komponentenverteilung

Der Kristallin-Anteil nimmt vom Valser Mélange bis zum Tomül- und Grava-Mélange ab und größere Mengen von Grüngesteinen treten nur in der Aul-Schuppenzone sowie im Tomül- und Grava-Mélange auf. Bei den sedimentären Lithologien sind Trias-Sedimente vor allem in den Valser Mélanges von Bedeutung, gegen oben nimmt das durchschnittliche Alter der Sedimente, soweit noch auflösbar, generell ab. Im Vergleich zu den Sedimentserien der Tomül- und Grava-Decke fällt auf, daß in den Mélange- und Schuppenzonen viele Sedimente auftreten, die wahrscheinlich älter als die Serien von Tomül- und Grava-Decke sind. Aufgrund lithologischer Kriterien stammt ein großer Teil der Komponenten des Valser Mélange direkt von der Adula-Decke. Die Brekzien und Arkosen des Tomül- und Grava-Mélange sind mit Lithologien des Mittelpenninikums vergleichbar. Die in der südlichen Fortsetzung des Tomül-Mélange auftretenden Phengitgneise des Gadriol-Mélange zeigen wiederum Ähnlichkeiten zu Phengitgneisen der Adula-Decke.

## 6. Grüngesteine

### 6.1. Einleitung

In den Bündnerschiefern der Misoixer Zone treten Einlagerungen von metabasaltischen Gesteinen auf. Es handelt sich vor allem um Prasinite. Sie können im Detail aber sehr vielfältig sein und sind oft mit sedimentärem Material vermischt, weshalb hier nur der sehr allgemeine Begriff Grüngestein verwendet wird. In den obersten Teilen der nördlichen Aul-Schuppenzone sowie im Gadriol-Mélange gibt es neben Prasiniten auch Serpentinite. Es handelt sich dabei um verschiedene kleinere Vorkommen im

dm-m-Bereich, die sich im Kern prasinitischer Grüngesteinszüge befinden (GANSSE, 1937; NABHOLZ, 1945). Das vorliegende Kapitel befaßt sich in erster Linie mit den dominierenden Grüngesteinen prasinitischer Zusammensetzung. Die Genese dieser Grüngesteine hat schon zu verschiedenen Mutmaßungen und Spekulationen Anlaß gegeben. Die zentralen Fragen sind, ob es sich um Intrusiva oder Effusiva handelt, und ob sie eventuell Reste einer nordpenninischen ozeanischen Kruste sein könnten oder bei stark ausgedünnter kontinentaler Kruste entstanden sind. Die nachfolgenden Ausführungen beschränken sich auf Feldbeobachtungen sowie geochemische und isotope geochemische Analysen. Für detaillierte mineralogisch-petrographische Untersuchungen sei auf die Arbeiten von ROTHHAAN (1919), GANSSE (1937) und NABHOLZ (1945) verwiesen.

## 6.2. Feldbeobachtungen

### 6.2.1. Einleitung

Einen genauen Überblick über das Auftreten der Grüngesteine der Misoixer Zone findet man für das Gebiet nördlich des Hinterrheins in NABHOLZ (1945, Profiltafel V) und für das Gebiet südlich des Hinterrheins in WEBER (1966, Profiltafel V). Im folgenden wird ein Überblick über die verschiedenen Grüngesteinsvorkommen gegeben.

#### Unteres Valser Mélange

Einzelne isolierte Grüngesteinslinsen in verschiedenen tektonischen Niveaus.

#### Oberes Valser Mélange

Deutlich mehr Grüngesteine als im unteren Valser Mélange. Die Linsen sind auf verschiedene Stockwerke verteilt und werden im nördlichen Teil lateral zusammenhängend.

#### Aul-Schuppenzone

Die Aul-Schuppenzone enthält große Grüngesteinsvorkommen, die nördlich des Hinterrheins auf mehrere Niveaus verteilt sind. An der Basis der Aul-Schuppenzone tritt ein lateral sehr kontinuierlicher Grüngesteinszug auf. Im tektonisch stark deformierten nördlichen Teil der Aul-Schuppenzone im Valsertal und in der Region des Piz Aul erreichen die Grüngesteine ihre größte Ausbreitung. Südlich des Hinterrheins können in der Aul-Schuppenzone (= untere Uccello-Zone, Kap. 2.2.1.) zwei kontinuierliche Grüngesteinszüge ausgeschieden werden; einer an der Basis und einer in der Mitte. Der vielzitierte Aufschluß von Neu Wahli (P 734 810/153 000, Kote 2180 m) gehört zum basalen Grüngesteinszug. Die bei GANSSE (1937) erwähnten Grüngesteine des Geissbergs (1 km S Hinterrhein) gehören zum mittleren Grüngesteinszug. Im basalen Grüngesteinszug wechseln Zusammensetzung und Mächtigkeit häufig, der mittlere Grüngesteinszug ist in seiner Zusammensetzung eintönig prasinitisch. Eine Ausnahme bilden die Grüngesteine des Geissbergs mit ihren doleritischen und gabbroiden Strukturen (GANSSE, 1937). Die Grüngesteinszüge an der Basis der Aul-Schuppenzone südlich und nördlich des Hinterrheins dürften sich entsprechen. In diesem basalen Grüngesteinszug treten die einzigen gut erhaltenen Pillow-Strukturen der Misoixer Zone auf. Sie werden detailliert im Kap. 6.2.3. besprochen.

#### Grava-Mélange

Nur im südlichsten Teil (NW Nufenen, Abb. 4) ist an der Basis des Grava-Mélange ein lateral zusammenhängender Grüngesteinshorizont vorhanden. Sein Ende findet er

im S im Aufschluß von Brennhof NW von Nufenen (P 737 725/156 100), bzw. in den Grüngesteinen SW von Nufenen (ab P 737 550/155 500). Im übrigen sind Grüngesteine im Grava-Mélange auf kleinere Linsen in unterschiedlichen tektonischen Niveaus beschränkt. Die sehr dunklen Grüngesteine des Brennhofs unterscheiden sich von den übrigen Grüngesteinen des Grava-Mélange. Sie wirken im Feld sehr massig und sind karbonatarm bis karbonatfrei. Sie führen vereinzelt Granat (NABHÖLZ, 1945), sind reich an Hornblenden und besitzen zum Teil eine doleritische Struktur.

#### Grava-Decke

Die Grava-Decke ist frei von Grüngesteinen.

#### Tomül-Mélange

Im Tomül-Mélange liegen Grüngesteine meistens als geringmächtige Linsen vor, die nur begrenzt lateral korreliert werden können. Südlich des Hinterrheins befinden sich die Grüngesteine des Tomül-Mélange (= Gadriol-Mélange, Kap. 2.2.1.) immer im Liegenden der dort auftretenden Kristallinlamellen (GANSSE, 1937; STROHBACH, 1965; WEBER, 1966).

#### Tomül-Decke

An der Basis der Tomül-Decke findet man den mächtigsten und lateral kontinuierlichsten Grüngesteinszug der Misoixer Zone. Dieser Grüngesteinszug wird detailliert in Kap. 6.2.4. besprochen (Tomül-Grüngesteinszug).

#### Die Grüngesteine im Hangenden der Tomül-Decke

Südlich des Hinterrheins tritt im Hangenden der Tomül-Decke (= obere Uccello-Zone, Kap. 2.2.1.) ein weiterer Grüngesteinszug auf, der nördlich des Hinterrheins fehlt. Diese Grüngesteine könnten aufgrund ihrer tektonischen Stellung mit dem erst weiter nördlich durchgehend auftretenden Areua-Bruschhorn-Mélange in Verbindung stehen.

### 6.2.2. Allgemeine Beobachtungen

Nördlich des Hinterrheins sind die Grüngesteine der Misoixer Zone meistens konkordant als Linsen oder als lateral kontinuierliche Lagen zwischen Sedimente eingelagert. Südlich des Hinterrheins beschrieb GANSSE (1937) neben lateral kontinuierlichen Grüngesteinszügen auch stockartige Grüngesteinsvorkommen, die lateral aber meistens mit langgestreckten Grüngesteinszügen zusammenhängen. Die stockartigen Grüngesteinsvorkommen sind reicher an Hornblenden und zeigen doleritische und gabbroide Strukturen (GANSSE, 1937). Die Grüngesteine sind häufig karbonathaltig. Das Karbonat kann fein verteilt sein und nur im Dünnschliff oder mit Salzsäure erkannt werden, oder es kann in Form von mm–dm großen Linsen und Fetzen vorliegen. Grüngesteine mit fein verteiltem Karbonat sind sehr feinkörnig, oft mehlig und im Bruch hellgrün-weißlich. Das Karbonat der mm–dm großen Linsen und Fetzen ist entweder sauber weiß und vollständig rekristallisiert oder sandig und mit gelbbrauner Anwitterungsfarbe. Derartige Einlagerungen treten vor allem südlich der Linie Vals – Piz Tomül in den Grüngesteinen der Aul-Schuppenzone und im Tomül-Grüngesteinszug auf. Die karbonathaltigen Grüngesteine enthalten teilweise auch Quarz (GANSSE, 1937; NABHÖLZ, 1945). Allgemein sind größere Grüngesteinszüge im Randbereich am stärksten karbonathaltig und im Kern teilweise karbonatfrei. Wechsellagerungen von Grüngesteinen mit Sedimenten im mm–m-Bereich sind häufig. Sie sind lateral kontinuierlich und können nicht tektonisch erklärt werden. Ebenfalls häufig sind Lagen von gebankten Sedimenten zwischen

mächtigen Grüngesteinshorizonten. Teilweise sind diese Einlagerungen auf mehrere Meter lange Linsen reduziert.

### 6.2.3. Grüngesteine an der Basis der Aul-Schuppenzone

In diesen Grüngesteinen treten Pillows mit Variolith-Strukturen und Pillows mit karbonatischen Zwickelfüllungen auf. Lokal kann eine sedimentäre Überlagerung der Grüngesteine durch Sediment (Aul-Marmor) nachgewiesen werden. NABHÖLZ (1945) beschrieb auch kleine Serpentin- und Talkschiefer-Vorkommen. Südlich des Hinterrheins bei Neu Wahli findet man dünnbankige Turbidite mit aufgearbeitetem Grüngesteinsmaterial und Pillow-Brekzien. In den Grüngesteinen an der Basis der Aul-Schuppenzone sind somit Evidenzen für effusiven submarinen Vulkanismus und Resedimentation von basaltischem Material vorhanden. Großräumige laterale Übergänge von Pillow-Laven zu Pillow-Brekzien, die den beobachteten Phänomenen sehr ähnlich sind, wurden schon an rezenten Seamounds und am Rand großer Lavaströme beobachtet (LONSDALE & BATIZA, 1980).

### 6.2.4. Grüngesteinszug an der Basis der Tomül-Decke (Tomül-Grüngesteinszug)

Der Grüngesteinszug an der Basis der Tomül-Decke ist der mächtigste und lateral kontinuierlichste Grüngesteinszug der Misoixer Zone. Er ist im Gelände über eine Distanz von mindestens 16 km verfolgbar. Zur sprachlichen Vereinfachung wird er im folgenden Tomül-Grüngesteinszug genannt. Weil er im Hangenden sedimentär von Sedimenten der Tomül-Decke überlagert wird (siehe unten), gehört er zur Tomül-Decke und nicht zum Tomül-Mélange. Die Mächtigkeit beträgt im S bis 45 m, im N kurz vor dem Auskeilen ca. 30 m.

In den südlichen Gebieten (Region Bärenhorn) ist im Tomül-Grüngesteinszug die schon von NABHÖLZ (1945) beschriebene Dreiteilung gut sichtbar. Das obere und das untere Drittel bestehen aus vollständig verschieferten, feinkörnigen Prasiniten, das mittlere Drittel ist massig und zeigt doleritische Strukturen. Der Tomül-Grüngesteinszug ist lagig aufgebaut. Die einzelnen Basallagen sind mehrere Meter mächtig. Dazwischen sind manchmal dünne Horizonte mit gebankten Sedimenten eingeschaltet. Diese Einschaltungen sind im Aufschlußbereich meistens kontinuierlich, können aber nicht zwischen verschiedenen Aufschlüssen korreliert werden. Im obersten Teil des Tomül-Grüngesteinszugs treten mit sandigen Kalken gefüllte Spalten auf. Der Tomül-Grüngesteinszug wird über eine Strecke von rund 10 km vom selben, nur wenige Meter mächtigen turbiditischen Leithorizont überlagert. An Stellen, wo diese Turbidite direkt auf dem Tomül-Grüngesteinszug auflagern, zeigt die unterste Bank eine gewellte Unter- und eine flache Oberseite.

Die Spaltenfüllungen und die über weite Strecken verfolgbare Überlagerung durch denselben Leithorizont können nur durch sedimentäre Überlagerung eines effusiven Lavastroms erklärt werden. Die gewellte Schichtunterseite der ersten Sedimentlage über dem Grüngesteinshorizont kann als sedimentäre Überdeckungsstruktur interpretiert werden (Draping). Doleritische und gabbroide Strukturen, wie sie im Kern des Tomül-Grüngesteinszugs auftreten, sind typisch für submarine Lavaströme (ROBINSON et al., 1983). Die lagige Internstruktur und die konkordant eingelagerten Sedimentpakete deuten auf eine mehrphasige Entstehung des Tomül-Grüngesteinszugs hin. Es ist gut vorstellbar, daß zwischen einzelnen effusiven Pha-

sen die Überdeckung der Basalte durch Sedimente begann, die vom nächsten Lavaström zum größten Teil wieder wegerodiert wurden. Dies könnte erklären, weshalb die konkordant eingelagerten Sedimentpakete nicht über größere Strecken verfolgbar sind. Bei den innerhalb des Grüngesteinszugs auftretenden kleineren Sedimentfetzen könnte es sich um deformierte Spaltenfüllungen oder um mitgerissene Sedimentfetzen handeln.

### 6.2.5. Alter der Grüngesteine

Im Falle der Grüngesteine an der Basis der Aul-Schuppenzone und des Tomül-Grüngesteinszugs ist eine grobe Alterseingrenzung möglich.

- Die Grüngesteine an der Basis der Aul-Schuppenzone werden lokal sedimentär von Aul-Marmoren überlagert, die jurassischen Alters sind (Kap. 5.3.). Da aufgrund der großräumigen paläotektonischen Entwicklung liassischer Vulkanismus wenig wahrscheinlich ist, kann für das Alter der Aul-Grüngesteine grob eine Zeitspanne von Dogger–Malm angegeben werden.
- Der Tomül-Grüngesteinszug wird von der Bärenhorn-Fm. sedimentär überlagert (Kap. 6.2.4.). Das Alter der Bärenhorn-Fm. ist Kimmeridgian–Barremian, wobei ein rein frühkretazisches Alter wahrscheinlicher ist (Kap. 4.5.). Daher wird im folgenden für den Tomül-Grüngesteinszug ein Alter von Ende Jura/anfangs Kreide angenommen.

Aus dieser Altersdiskussion geht hervor, daß die Grüngesteine der Aul-Schuppenzone eher älter sind als der Tomül-Grüngesteinszug. Ein theoretischer Überlappungsbereich besteht lediglich für den Zeitraum von Kimmeridgian–Tithonian.

### 6.2.6. Diskussion der Feldbeobachtungen

Es drängt sich auf, die in den Grüngesteinen an der Basis der Aul-Schuppenzone und im Tomül-Grüngesteinszug erkannten Prozesse auch auf die in Kap. 6.2.2. beschriebenen Beobachtungen in den schlechter erhaltenen Grüngesteinen zu übertragen. So könnten grundsätzlich alle größeren Grüngesteinszüge als Lavaströme interpretiert werden. Bei den karbonatischen Linsen und Fetzen innerhalb der Grüngesteinszüge könnte es sich um sedimentäre Spaltenfüllungen, karbonatische Zwickelfüllungen in Pillow-Basalten oder um aufgearbeitete Sedimentfetzen in einem Lavaström handeln, die alle später tektonisch deformiert wurden. Einlagerungen von gebankten Sedimenten innerhalb größerer Grüngesteinszüge wären auf Sedimentation zwischen effusiven Ereignissen zurückzuführen. Wechsellagerungen zwischen Sedimenten und Grüngesteinen könnten ebenfalls durch kleinere Lavaströme erklärt werden, aber auch Einlagerungen von sedimentär aufgearbeitetem basaltischem Material in sandig-kalkige Sedimente wären möglich. Die stockartigen Grüngesteine südlich des Hinterrheins hängen beinahe immer lateral mit feinkörnigen Grüngesteinszügen zusammen (GANSSE, 1937). Sie könnten in Analogie zu Beobachtungen an Lavaströmen im südlichsten Golf von Kalifornien und am ostpazifischen Rücken (LONSDALE & BATIZA, 1980; CYAMEX, 1981; ROBINSON et al., 1983) aus der unmittelbaren Nachbarschaft zu einem vulkanischen Förderzentrum stammen. Dabei würde es sich bei den stockartigen Vorkommen um Reste kleiner Lava-Seen handeln, die in lokalen Depressionen entstanden, oder um Überreste kleiner Lavahügel, die lateral mit zunehmender Entfernung zum Förderzentrum in Lavaströme übergangen.

Somit können grundsätzlich alle nordpenninischen Grüngesteine als effusive Vulkanite interpretiert werden, wobei aber ein eindeutiger Nachweis nur in den Grüngesteinen an der Basis der Aul-Schuppenzone und im Tomül-Grüngesteinszug möglich ist.

## 6.3. Geochemie und Isotopgeochemie

### 6.3.1. Haupt- und Spurenelemente

Bei den Grüngesteinen der Misoixer Zone handelt es sich zumeist um alkalische und tholeiitische Basalte (STEINMANN, 1994). Basische Basalte können mit Hilfe von verschiedenen Dreiecksdiagrammen einem bestimmten paläotektonischen Rahmen zugeordnet werden. Die vorhandenen Daten erlauben die Darstellung in den Diagrammen  $Zr - (Ti/100) - (Y \cdot 3)$  (Abb. 18) und  $(MnO \cdot 10) - TiO_2 - (P_2O_5 \cdot 10)$  (Abb. 19). Diese Elemente sind relativ immobil, weshalb der Einfluß späterer Austauschprozesse gering sein dürfte. Die Datenpunkte kommen in beiden Diagrammen zum größten Teil im für MOR-Basalte typischen Bereich zu liegen.

### 6.3.2. Neodymium- und Strontium-Isotope

Neodymium- und Strontium-Isotope (sowie Blei-Isotope) sind in basaltischen Gesteinen gute Anzeiger für den Charakter und den Fraktionierungsgrad des ursprünglichen Magma-Reservoirs. In Abb. 20 sind von den Grüngesteinen der Misoixer Zone die  $\epsilon$  Nd-Werte (= normierte  $^{143}Nd/^{144}Nd$ -Verhältnisse) gegen  $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnisse eingezeichnet. Zusätzlich eingetragen sind die Isotopenzusammensetzungen des differenzierten, verarmten MORB-Mantels (Asthenosphäre), des primitiven, nicht differenzierten chondritischen Mantelreservoirs ( $\epsilon$  Nd = 0;  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7045$ ) und des spätjurassischen Tethys- Meerwassers. Der sogenannte Mantle-array wird durch die Isotopendaten verschiedenster Mantelmagmen definiert und läßt vermuten, daß diese Magmen Mischungsprodukte sind aus MORB-Mantel und primitivem Mantel (chondritisches Reservoir).

Die Isotopensignatur eines basaltischen Magmas kann durch Austausch und Assimilation von Krustenmaterial modifiziert werden. Basaltmagmen, die ursprünglich aus derselben Mantelquelle stammen und in unterschiedlichem Ausmaß mit einer krustalen Kontaminationskomponente ausgetauscht haben, liegen im  $\epsilon$  Nd vs.  $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Diagramm auf einer hyperbelförmigen Mischungskurve. Mit zunehmendem Grad der Krustenkontamination bewegen sich die Isotopenzusammensetzungen der Basalte auf dieser Hyperbel in Richtung der Zusammensetzung der kontinentalen Kruste. Der ungefähre Hyperbelverlauf ist in Abb. 20 eingezeichnet (STILLE & BULETTI, 1987). Schon ein geringer Krustenanteil führt zu einer deutlichen Modifikation der Isotopensignatur eines basaltischen Magmas. Daher können Vulkanite distensiver Plattenränder von Vulkaniten kompressiver Plattenränder oder von Intraplate-Vulkaniten unterschieden werden.

MORB-Basalte zeigen häufig auch eine Kontamination durch Meerwasser, die während hydrothermalen Prozesse erfolgte. Die im Vergleich zu Nd deutlich höhere Sr-Konzentration des Meerwassers führt in MOR-Basalten in erster Linie zur Erhöhung des  $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnisses. Erst bei starkem Austausch, d.h. bei einem hohen Wasser-Gesteinsverhältnis, wird auch die  $^{143}Nd/^{144}Nd$ -Signatur modifiziert.

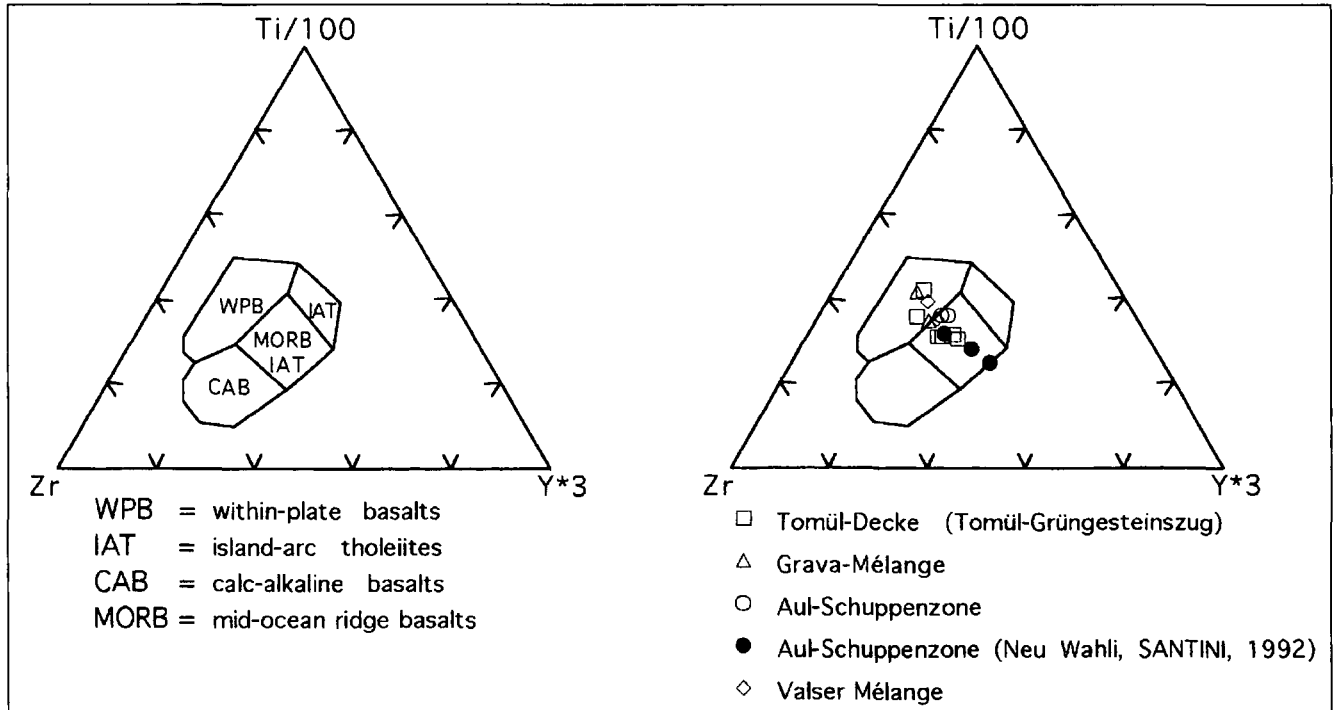


Abb. 18. Zr-(Ti/100)-(Y\*3)-Diagramm zur tektonomagmatischen Klassifikation von basischen Basalten mit den Probenpunkten der nordpenninischen Grüngesteine. Nach PEARCE & CANN (1973, in: WILSON, 1989).

Die in Abb. 20 dargestellten Isotopendaten der nordpenninischen Grüngesteine zeigen, daß ihre Protolithe aus einer MORB-Mantelquelle stammen und die Basalte unterschiedlich stark mit Meerwasser ausgetauscht haben. Eine Kontamination durch kontinentale Kruste ist in diesem Diagramm nicht erkennbar.

Dies bedeutet, daß die Basalte beim Aufstieg an die Erdoberfläche nicht mit kontinentaler Kruste in Kontakt kamen und sie isotopengeochemisch mit MOR-Basalten vergleichbar sind.

#### 6.4. Ozeanische vs. ausgedünnte kontinentale Kruste

Die bisherigen Ausführungen haben gezeigt, daß im Nordpenninikum submariner effusiver Vulkanismus vorhanden war und die Grüngesteine geochemisch und isotopengeochemisch mit MOR-Basalten vergleichbar sind. Allein basierend auf diesen Evidenzen kann die Existenz nordpenninischer ozeanischer Kruste aber nicht nachgewiesen werden, weil aus Untersuchungen im Roten Meer

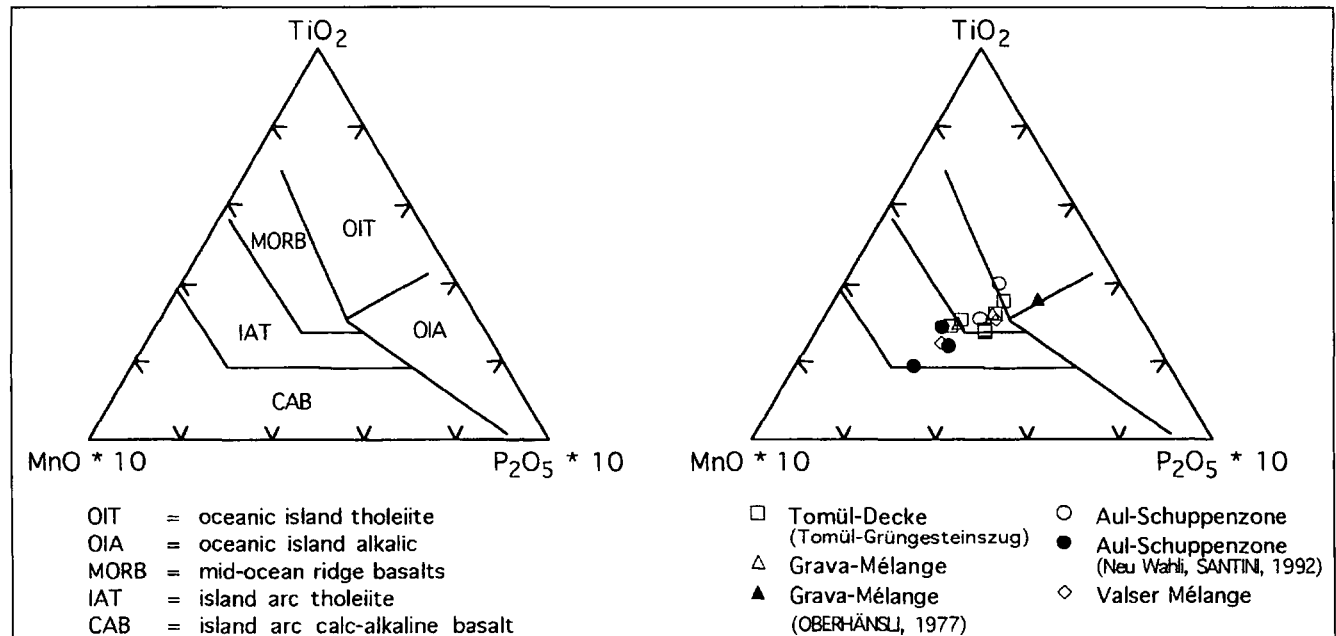


Abb. 19. (MnO\*10)-TiO<sub>2</sub>-(P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10)-Diagramm zur tektonomagmatischen Klassifikation von basischen Basalten mit den Probenpunkten der nordpenninischen Grüngesteine. Nach MULLEN (1983, in: WILSON, 1989).

Abb. 20.  
 $\epsilon$  Nd vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Diagramm mit nordpenninischen Grün-  
 gesteinsproben.  
 Die Isotopenverhältnisse  
 wurden auf ein Alter von 170  
 Ma (Dogger) korrigiert, was  
 als Maximalalter zu betrach-  
 ten ist. Bis auf eine Probe aus  
 dem Grava-Mélange liegen  
 alle Datenpunkte im MORB-  
 Meerwasser-Mischungsbe-  
 reich und es sind keine Anzei-  
 chen für Kontamination mit  
 kontinentaler Kruste vorhan-  
 den (gestrichelte hyperbel-  
 förmige Kurve).

bekannt ist, daß schon bei starker Ausdünnung der kontinentalen Kruste Basalte mit typischer MORB-Charakteristik auftreten können (PETRINI, 1988; BOSCH, 1990). Die Daten belegen somit lediglich, daß die nordpenninischen Grünsteine direkt aus einer asthenosphärischen Mantelquelle stammen und kein Austausch mit kontinentaler Kruste stattgefunden hatte. Es handelt sich also entweder um Überreste ozeanischer Kruste oder um Vulkanite, die bei stark ausgedünnter kontinentaler Kruste entstanden sind. Größere Vorkommen von Gabbros und Peridotiten bzw. Serpentiniten hingegen könnten als Überreste der tieferen Anteile ozeanischer Kruste interpretiert werden und würden das Vorhandensein einer nordpenninischen ozeanischen Kruste beweisen. Aber gerade derartige Gabbro- und Serpentin-Vorkommen fehlen im Nordpenninikum.

Das Rote Meer und der Golf von Kalifornien sind gut erforschte rezente Extensionsbecken, in denen der Übergang vom Rifting zum Drifting direkt untersucht werden kann. In beiden Becken beschränkt sich das aktive Rifting bzw. beginnende Drifting und der damit verbundene Vulkanismus auf wenige Kilometer breite Gräben. Diese axialen Bereiche sind morphologisch sehr ruppig und kleinräumig gegliedert. Auf engem Raum laufen sowohl intrusive als auch effusive magmatische Prozesse ab und lokal kann es zur Bildung ozeanischer Kruste kommen (lokale Pull-apart-Becken im südlichsten Golf von Kalifornien, punktueller Vulkanismus im Übergangsbereich des Roten Meers).

Das Nordpenninikum könnte daher vergleichbar kleinräumig und komplex gegliedert und ebenfalls lokal von isolierten Flecken ozeanischer Kruste unterlagert gewesen sein. Die beiden rezente Beispiele zeigen auch, daß es erst bei sehr weit fortgeschrittener Extension zur Bildung großräumig zusammenhängender ozeanischer Kruste kommt und in diesen Fällen die assoziierten Sedimen-

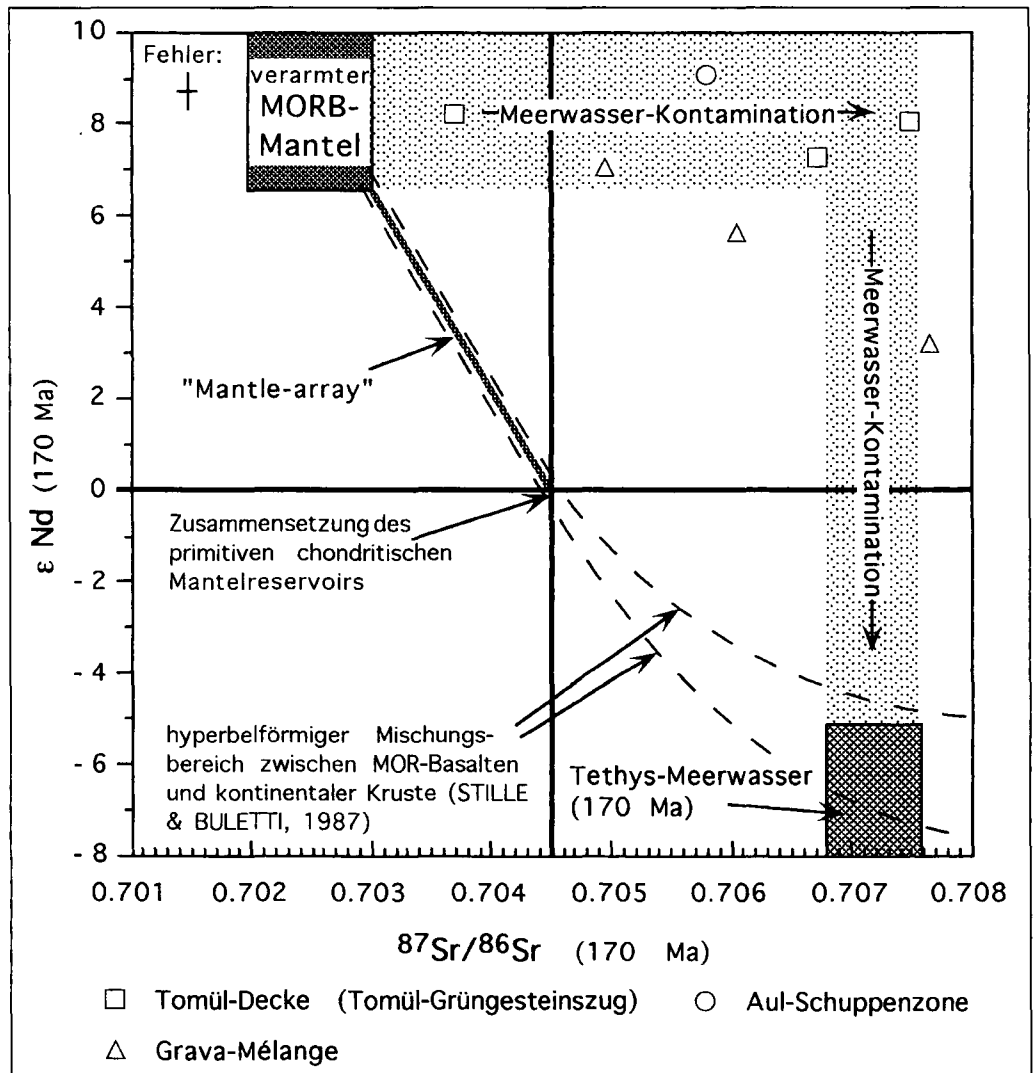
te deutlich weniger detritisch ausgebildet sind als die durchwegs stark turbiditischen Bündnerschiefer-Serien.

Aufgrund des Fehlens eindeutiger Indizien für eine großräumige nordpenninische ozeanische Kruste und der durchgehend terrigen-klastischen Fazies der Bündnerschiefer nehme ich daher an, daß im Nordpenninikum in Analogie zu den erwähnten rezente Extensionsbecken lediglich lokal in einzelnen Teilbecken ozeanische Kruste vorhanden war.

## 7. Beckenentwicklung und Extensionsgeschichte

### 7.1. Paläogeographische Anordnung der nordpenninischen Einheiten

Abb. 21 gibt einen schematischen Überblick über die stratigraphische und paläogeographische Anordnung der tektonischen Großeinheiten vom Helvetikum im N über das Nordpenninikum bis zum Mittelpenninikum im S. Das Schema gibt nur relative N-S-Positionen wieder, wie sie sich aus einer einfachen Abwicklung ergeben. In Richtung E-W müssen starke Versetzungen angenommen werden, die zur Zeit jedoch nicht befriedigend quantifiziert werden können. Die stratigraphischen Daten sind detailliert in Abb. 22 und 23 dargestellt. Die nachfolgenden Ausführungen beziehen sich direkt auf Abb. 21.



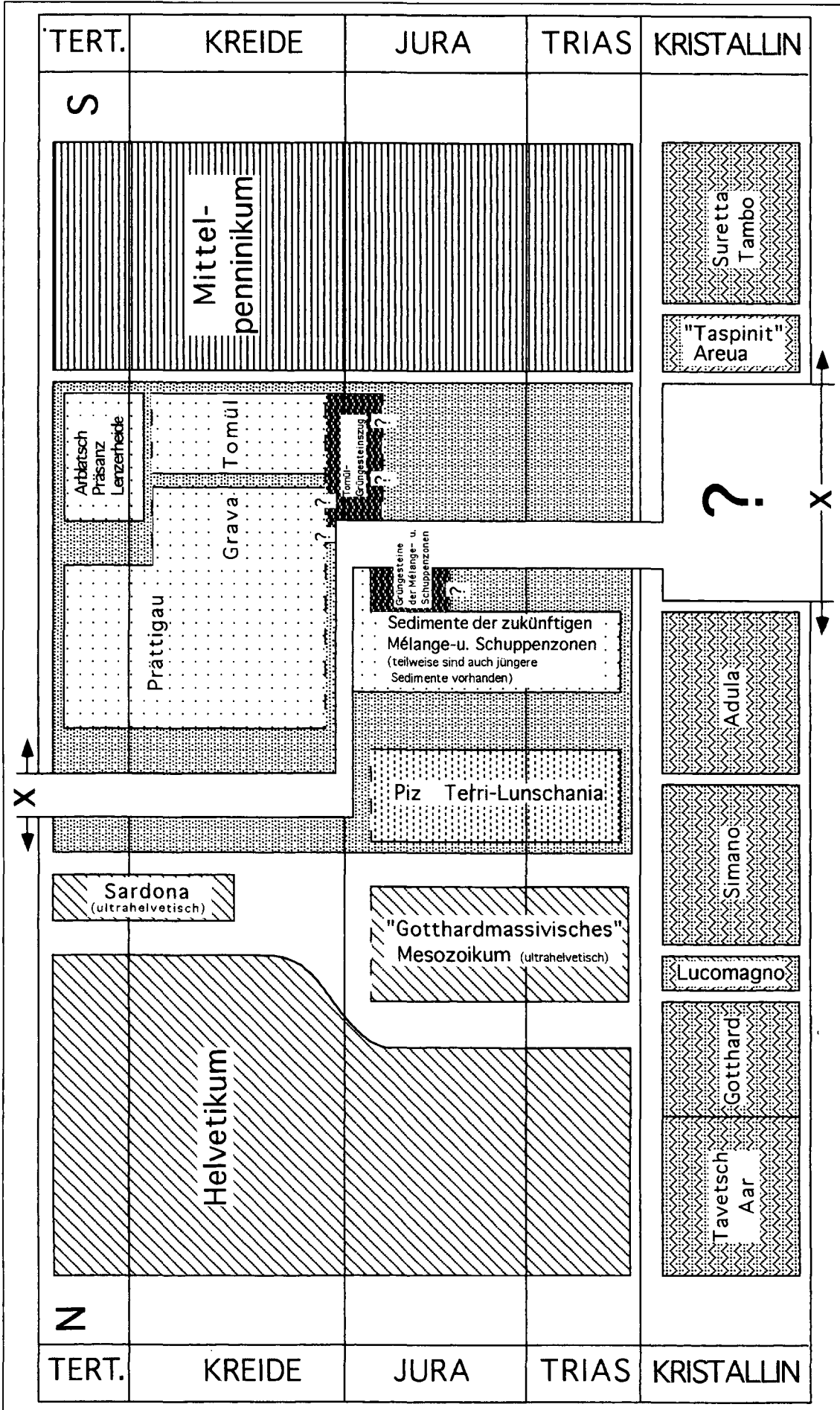
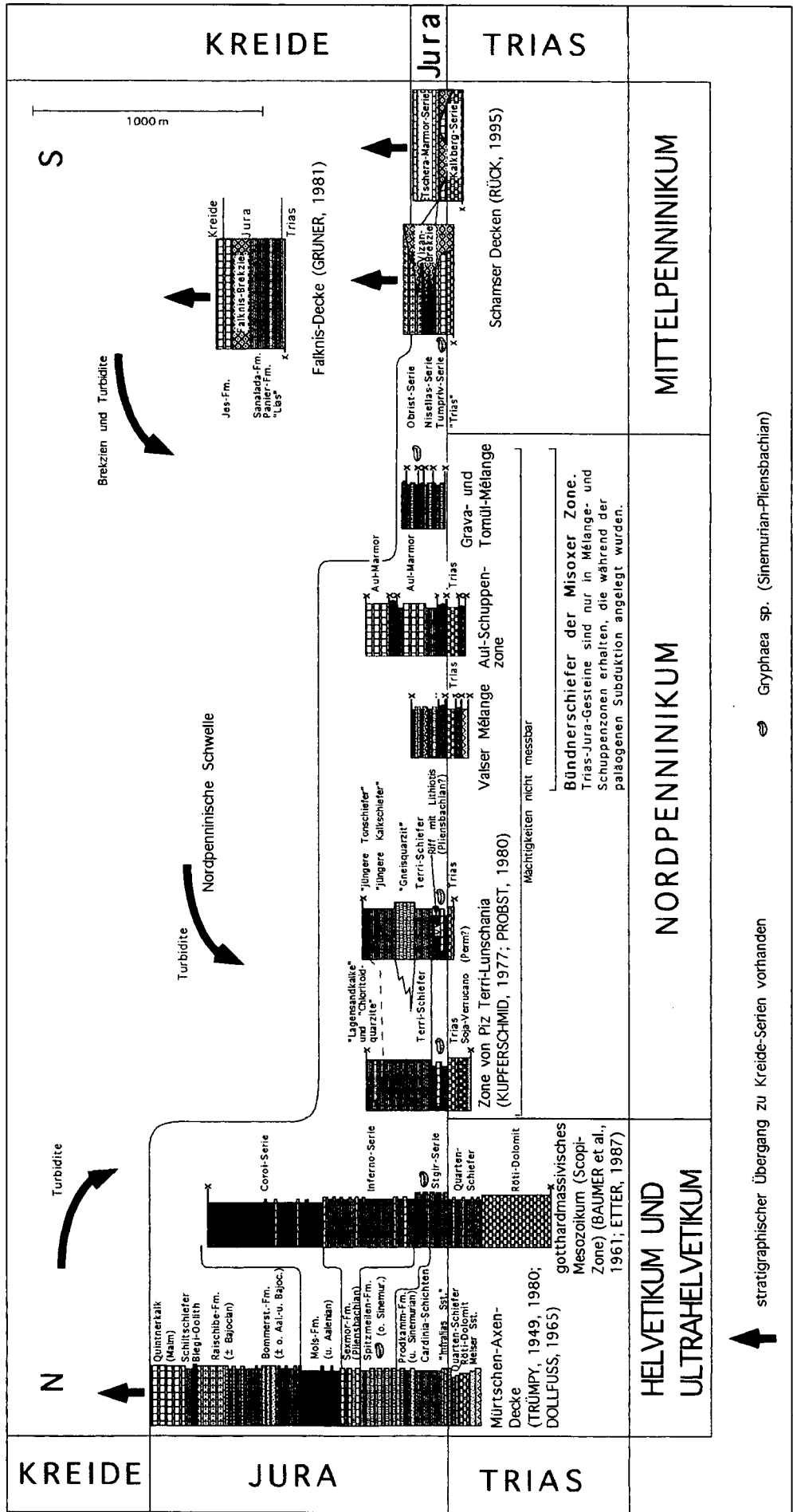


Abb. 21. Überblick über die stratigraphisch-paläogeographische Anordnung der heutigen tektonischen Einheiten. Der nordpenninische Raum ist grau unterlegt. Die Öffnung des Nordpenninikums erfolgte in zwei Phasen zwischen dem Adula-Raum und dem Mittelpenninikum. Beide Male kam es zu vulkanischer Aktivität (Grügesteine). In der Figur ist nur ein minimaler Öffnungsbetrag angegeben (+ Betrag „X“).

Schon ab der Trias war die kontinentale Kruste des heutigen Gotthard-„Massivs“ zu weiten Teilen von Sedimentserien bedeckt, welche später als helvetische Decken mit südhelvetischer Fazies abgeschert wurden (PFIFFNER, 1986; WYSS, 1986). Daher stammen wahrscheinlich große Teile des allochthonen „gotthardmassivischen“ Mesozoikums nicht aus dem Gotthard-Raum selbst, sondern aus einem Bereich weiter südlich (Lucomagno – Simano). Faziliell handelt es sich beim gotthardmassivischen Mesozoikum um ultrahelvetische Serien (TRÜMPY, 1960). Wegen dieser südlichen Herkunft müssen die Sedimente der Zone Piz Terri – Lunschana südlich des Simano-Raums oder zumindest im südlichen Simano-Raum selbst beheimatet werden. Die tektonische Stellung der Zone Piz Terri – Lunschana relativ zur Adula-Decke ist unklar. In früheren Arbeiten war vorgeschlagen worden, daß sie unter der Adula-Decke liegt (z.B. PROBST, 1980). Aber auch eine Herkunft aus dem Hangenden der Adula-Decke kann nicht ausgeschlossen werden. Daher könnten die Sedimente der Zone Piz Terri – Lunschana aus einem Bereich direkt nördlich des Adula-Raums oder aus dem Adula-Raum selbst stammen. In der Zone Piz Terri – Lunschana tritt ein Intervall mit turbiditischen Arkosen auf, die auf einen kristallinen Festlandkörper weiter südlich hindeuten (KUPFERSCHMID, 1977; PROBST,



↑ stratigraphischer Übergang zu Kreide-Serien vorhanden      ⚡ Gryphaea sp. (Sinemurian-Pliensbachian)

Abb. 22. Stratigraphie der helvetischen, ultrahelvetischen, nord- und mittelpenninischen Einheiten für den Zeitraum von Trias und Jura.

1980). Diese Schwellenzone wurde bisher als Adula-Schwelle bezeichnet, obwohl nicht gesichert ist, ob sie sich tatsächlich im Adula-Raum befand. Daher wird im folgenden der Name Adula-Schwelle durch nordpenninische Schwelle ersetzt. Diese nordpenninische Schwelle war zumindest im Lias exponiert.

Die ältesten Sedimente der Bündnerschiefer der Misoixer Zone sind in den Mélange- und Schuppenzonen erhalten. Aufgrund ihrer heutigen tektonischen Stellung müssen sie aus einem Ablagerungsraum stammen, der sich südlich des Piz Terri – Lunschania-Raums befand. Weil der Adula-Raum den südlichsten Teil der zusammenhängenden kontinentalen europäischen Kruste bildete, stammen zumindest die Praerift-Sedimente aus dem Adula-Raum, eher sogar aus dessen südlichem Teil. Für einen Teil der Syn- und Postrift-Lithologien der Mélange- und Schuppenzonen muß eine Herkunft von noch weiter südlich angenommen werden. Die jurassischen Aul-Marmore stammen wahrscheinlich aus einem eher proximalen Ablagerungsbereich, gleichzeitig bestehen aber auch sedimentäre Kontakte zwischen Grüngesteinen und Aul-Marmoren. Bei den Grüngesteinen handelt es sich um effusive Basalte mit MORB-Chemismus. Daher stammen die Aul-Marmore wahrscheinlich aus einem Bereich direkt südlich des Adula-Raums, der von N mit Detritus aus einem Schwellenbereich (nordpenninische Schwelle?) beliefert wurde und in dem es schon zur Platznahme von effusiven Basalten mit MORB-Chemismus gekommen war.

Die Bündnerschiefer der Tomül- und Grava-Decke sowie die Prättigau-Schiefer repräsentieren die Hauptmasse der nordpenninischen Bündnerschiefer und sind kretazischen Alters. Sie können zu einer GroÙeinheit zusammengefaÙt werden, die, basierend auf sedimentologischen Argumenten, paläogeographisch direkt nördlich des Mittelpenninikums beheimatet war (Kap. 4.6.). Zumindest der Tomül- und Grava-Teil dieser GroÙeinheit muß wegen seiner heutigen tektonischen Lage südlich des Adula-Raums beheimatet werden, was mit dem oben erwähnten sedimentologischen Befund vereinbar ist. Der Arblatsch-Flysch, der Präsanzer Flysch und der Flysch der Lenzerheide waren möglicherweise die jüngsten Teile der Tomül- und ev. auch der Grava-Decke (STEINMANN, 1994). Bei den Prättigau-Schiefern könnte es sich um die ursprüngliche stratigraphische Fortsetzung der Zone Piz Terri – Lunschania und der Sedimente der heutigen Mélange- und Schuppenzonen handeln, oder sie könnten, wie die Tomül- und Grava-Bündnerschiefer, ebenfalls südlich des Adula-Raums abgelagert worden sein.

Die paläogeographische Anordnung der Grüngesteine der Aul-Schuppenzone (Dogger-Malm) und des Tomül-Grüngesteinszugs (Ende Jura/anfangs Kreide) ergibt sich aus der oben diskutierten Anordnung der mit ihnen assoziierten Sedimente (Aul-Marmore, Bündnerschiefer der Tomül-Decke). Die Grüngesteine der Mélange-Zonen sind heute den Grüngesteinen der Aul-Schuppenzone direkt benachbart und wurden deshalb in Abb. 21 mit diesen zusammengefaÙt, obwohl sie auch Äquivalente zum Tomül-Grüngesteinszug sein könnten. Aus den in Abb. 21 gezeigten Zusammenhängen resultiert, daß es im Laufe der Extension zuerst direkt südlich des Adula-Raums zu vulkanischer Aktivität kam, auf die Ende Jura/anfangs Kreide weiter südlich eine zweite vulkanische Phase folgte.

## 7.2. Großräumige Beckenentwicklung

Die folgenden Ausführungen geben einen Überblick über die großräumige Entwicklung vom Helvetikum bis zum Mittelpenninikum und beschreiben zusammenfassend die in Abb. 22 und 23 gezeigten stratigraphischen Korrelationen. Eine detailliertere Diskussion wurde in STEINMANN (1994) gegeben.

Von N her kommend kann die Stratigraphie des südlichen Helvetikums gut mit der Stratigraphie des gotthardmassivischen Mesozoikums (ultrahelvetisch) und noch vage mit derjenigen der Zone Piz Terri – Lunschania (nordpenninisch) verbunden werden (BAUMER et al., 1961; JUNG, 1963; FREY, 1967). Dies zeigt, daß der helvetische und der nordpenninische Ablagerungsraum kontinuierlich ineinander übergingen.

Das korrelierbare Zeitintervall reicht von der Trias bis in den Dogger. Die Wassertiefe war zu Beginn relativ gering (JUNG, 1963; GEYER, 1977; KUPFERSCHMID, 1977). Ab dem Sinemurian setzte zeitgleich mit dem Helvetikum starke differentielle Subsidenz ein. Die nordpenninische Schwelle blieb als beckeninterne Hochzone mit teilweise freiliegendem Kristallin südlich des Ablagerungsraums der Zone Piz Terri – Lunschania erhalten (KUPFERSCHMID, 1977; PROBST, 1980). Die Subsidenz hielt weiter an, und im Dogger wurden im Helvetikum und im Ultrahelvetikum hemipelagische tonige Sedimente abgelagert (BAUMER et al., 1961; JUNG, 1963; DOLLFUSS, 1965), die, wahrscheinlich tektonisch bedingt, in der Zone Piz Terri – Lunschania fehlen.

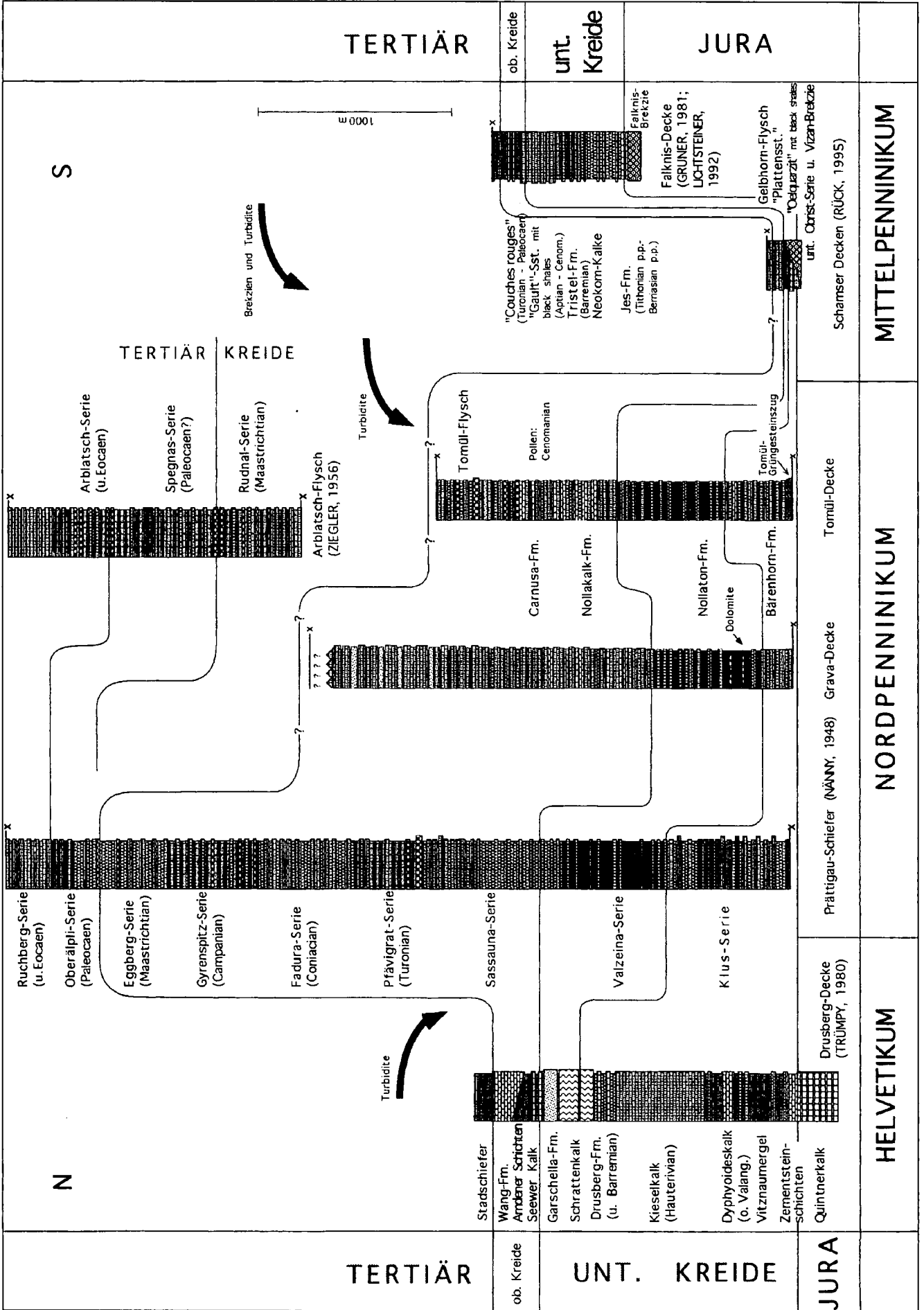
Die mikritischen Quintnerkalke des Helvetikums, die einem subeuxinischen Ablagerungsraum entstammen (TRÜMPY, 1980), signalisieren das Andauern dieser ruhigen Sedimentation im Malm.

Weiter südlich (Adula-Raum) wurden Sedimente abgelagert, die heute in den Misoixer Mélange- und Schuppenzonen zu finden sind. Auch hier traten Gryphaeen auf, die eventuell von benachbarten Schwellenzonen eingeschwemmt wurden und zeigen, daß im Lias zumindest in der Nachbarschaft noch Gebiete mit geringer Wassertiefe vorhanden waren. Im Laufe des Dogger-Malm kam es direkt südlich des Adula-Raums zu einer ersten vulkanischen Phase (Aul) und zur Ablagerung der Aul-Marmore.

In der Falknis-Decke und in den Schamser Decken findet man Reste des Übergangsbereiches vom Mittelpenninikum zum Nordpenninikum (GRUNER, 1981; RÜCK, 1995). Die Wassertiefen waren wie weiter nördlich bis im Lias gering (Gryphaeen). An der Lias/Dogger-Grenze erfolgte wie im Helvetikum und im gotthardmassivischen Mesozoikum ein Wechsel von einer kalkigen zu einer tonigen Fazies (GRUNER, 1981; RÜCK, 1995). Dies zeigt, daß es im ganzen Bereich vom Helvetikum bis zum Mittelpenninikum Ende Lias zu einer Vertiefung des Beckens kam, was auf den Beginn des Rifting im nordpenninischen Raum hindeutet. Im Schamser Raum begannen ab Ende Lias (Toarcian?) die ersten Brekzienschüttungen, die bis in die „mittlere“ Kreide andauerten (RÜCK, 1995). Im Falknis-Raum hingegen wurden erst im Malm und nur für kurze Zeit Brekzien abgelagert (GRUNER, 1981), also zu einem Zeitpunkt, als im Helvetikum schon sehr ruhige Ablagerungsverhältnisse herrschten (Quintnerkalk). Im Gegensatz zum sanft abfallenden Nordrand war am Südrand des Nordpenninikums ein viel stärker ausgeprägtes Relief vorhanden (manifestiert durch große Brekzienschüttungen).

Abb. 23. Stratigraphie der helvetischen, nord- und mittelpenninischen Einheiten für den Zeitraum von Ende Jura bis Anfang Tertiär. →





Paläotektonisch war der Südrand komplexer und geprägt durch ein kleinräumiges Faziesmuster (RÜCK, 1995).

Die Ablagerung der kretazischen Bündnerschiefer-Serien erfolgte im Südteil des Nordpenninikums, der sich Ende Jura/anfangs Kreide zwischen dem Adula-Raum und dem Mittelpenninikum geöffnet hatte und mit vulkanischer Aktivität verbunden war (z.B. Tomül-Grüngesteinszug). Die Falknis-Brekzien könnten während dieser zweiten Extensionsphase geschüttet worden sein. In der frühen Kreide dauerte die Subsidenz im nordpenninischen Raum an, und im Übergangsbereich zwischen Nord- und Mittelpenninikum ließ die tektonische Aktivität allmählich nach. Gegen Ende der frühen Kreide war auch der nördliche Teil des Mittelpenninikums stark abgesunken, weiter südlich blieb aber immer noch ein Festlandkörper erhalten (ALLEMANN, 1957; LICHTSTEINER, 1992; RÜCK, 1995). Gleichzeitig progradierte im Helvetikum eine Karbonatplattform (Schrattenkalk). In der „mittleren“ Kreide wurden im Helvetikum (Garschella-Fm.) und im Mittelpenninikum (Gault der Falknis-Decke, Oelquarzite der Schamser Decken) Quarzsande abgelagert. Die turbiditischen Quarzsandsteine der oberen Nollaton-Fm. der Tomül-Decke könnten aufgearbeitete mittelpenninische Quarzsande sein. Das überregional zeitgleiche Auftreten dieser Quarzsande war möglicherweise klimatisch bedingt (WEISSERT, 1989). Dabei wären die Quarzsande infolge stärkerer Verwitterung bei warmem, humidem Klima subaerisch aufbereitet und anschließend in die angrenzenden Meeresbecken transportiert worden. Die erhöhten Temperaturen führten gleichzeitig zur Erhöhung der Produktivität im Oberflächenwasser und im Schelfbereich, was die Eutrophierung des Bodenwassers zur Folge hatte (WEISSERT, 1989) und das Auftreten von anoxischen Tonschiefern zusammen mit diesen Quarzsandsteinen erklären könnte.

In der späten Kreide wurden im Helvetikum (Seewer Kalk) und in Teilen des Mittelpenninikums (Couches rouges der Falknis-Decke) pelagische Sedimente abgelagert. Im Schams und im Nordpenninikum kam es im Laufe der späten Kreide zur Ablagerung von Flyschen. Diese Entwicklung weist nur bedingt auf den Übergang zu einem kompressiven Milieu hin, weil in Teilen des Mittelpenninikums (Falknis-Decke) sowie im weiter nördlich gelegenen Helvetikum der Übergang zu dominant detritischer Sedimentation erst zu Beginn des Tertiärs erfolgte.

### 7.3. Extensionsgeschichte

#### 7.3.1. Einleitung

Im Nordpenninikum begann die Extension im Lias und war somit zeitgleich wie im zukünftigen südpenninischen Raum. Die Grünschiefer der Aul-Schuppenzone (Dogger-Malm) könnten gleich alt sein wie die südpenninische ozeanische Kruste (Bajocian–Bathonian). Ausgehend von den großräumigen Plattenbewegungen zwischen Europa und Afrika kann vermutet werden, daß zu dieser Zeit im ganzen Tethys-Raum sinistral-distensive Extensionsbewegungen dominierten (z.B. WEISSERT & BERNOULLI, 1985; WINKLER, 1988).

Die zweite Extensionsphase Ende Jura/anfangs Kreide kann nicht mehr mit der Öffnung des Südpenninikums zusammengehangen haben, weil dort zu diesem Zeitpunkt schon ozeanische Kruste vorhanden war und dadurch der ganze nördliche Tethys-Raum kinematisch von der apulischen Platte entkoppelt war.

Eine derart späte Extension im Nordpenninikum kann zur Zeit nur das plattentektonische Modell von STAMPFLI (1993) erklären, in wel-

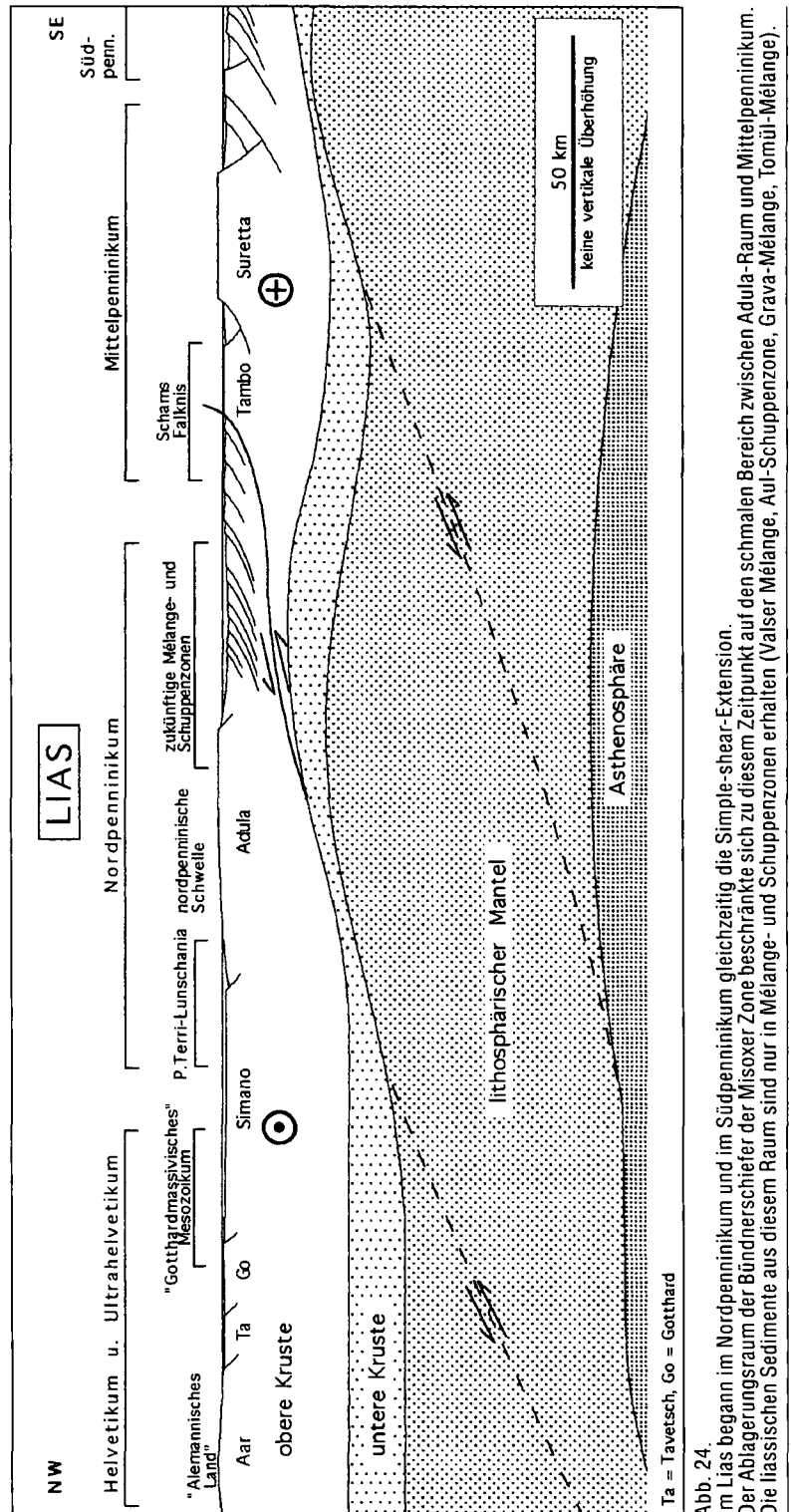


Abb. 24  
Im Lias begann im Nordpenninikum und im Südpenninikum gleichzeitig die Simple-shear-Extension. Der Ablagerungsraum der Bündnerschiefer der Misoxer Zone beschränkte sich zu diesem Zeitpunkt auf den schmalen Bereich zwischen Adula-Raum und Mittelpenninikum. Die liassischen Sedimente aus diesem Raum sind nur in Mélangé- und Schuppenzonen erhalten (Valsér Mélangé, Aul-Schuppenzone, Grava-Mélangé, Tomül-Mélangé).

chem die Öffnung des Nordpenninikums mit der frühkretazischen Rotation der iberischen Platte im Gegenuhrzeigersinn verbunden wird. Dies würde implizieren, daß sich mit dieser zweiten Extensionsphase im nordpenninischen Raum der kinematische Rahmen völlig veränderte und die bisher sinistral-distensive Öffnung durch starke sinistrale Blattverschiebungen ersetzt wurde. Daher wird im folgenden der Extensionsmechanismus für die beiden Phasen getrennt diskutiert.

### 7.3.2. Erste Extensionsphase ab Lias

Die symmetrische Pure-shear- und die asymmetrische Simple-shear-Extension sind die zur Zeit aktuellen Extensionsmodelle für passive Kontinentalränder. In den letzten Jahren wurden für die Öffnung des Südpenninikums, wie für viele andere Extensionsbecken auch, Simple-shear-Modelle vorgeschlagen, weil sie verschiedene Phänomene besser erklären können als Pure-shear-Modelle (LEMOINE et al., 1987; FROITZHEIM & EBERLI, 1990; STAMPFLI & MARTHALER, 1990; STAMPFLI, 1993; TROMMSDORFF et al., 1993). Da die frühe Extensionsphase des Nordpenninikums wahrscheinlich direkt mit der Öffnung des Südpenninikums gekoppelt war, drängt es sich auf, sie ebenfalls mit einem Simple-shear-Modell zu erklären. Das Mittelpenninikum könnte in einem derartigen Modell als Ribbon continent oder als Marginal plateau im Sinne von LISTER et al. (1986) interpretiert werden, der dem europäischen Kontinentalrand vorgelagert war.

Wenn die frühe Extensionsphase des Nordpenninikums mit einem Simple-shear-Modell erklärt werden soll, muß entschieden werden, wo die Upper und die Lower plate waren, was im ganzen alpinen Tethys-Raum Mühe bereitet. Der am besten erhaltene Kontinentalrand der mesozoischen Tethys ist der apulische Kontinentalrand, bei dem es sich um einen Lower plate margin zu handeln scheint (LEMOINE et al., 1987; STAMPFLI & MARTHALER, 1990; SCHMID et al., in Druck). Es ist aber auch schon vorgeschlagen worden, daß die apulische Platte Upper plate war (TROMMSDORFF et al., 1993) oder zwischen den Süd- und Ostalpen die Polarität wechselte (STAMPFLI, 1993). Dies zeigt, daß schon bei der Interpretation dieses gut erhaltenen Kontinentalrands große Unsicherheiten bestehen und daher die Diskussion um die Plattenpolaritäten beidseits des Nordpenninikums äußerst spekulativ ist.

Ausgehend von der Annahme, daß der apulische Kontinentalrand ein Lower plate margin war, sprechen großräumige geodynamische Überlegungen dafür, daß die europäische Platte am ehesten ein Upper plate margin war und somit die Öffnung des Nord- und Südpenninikums durch zwei ge-

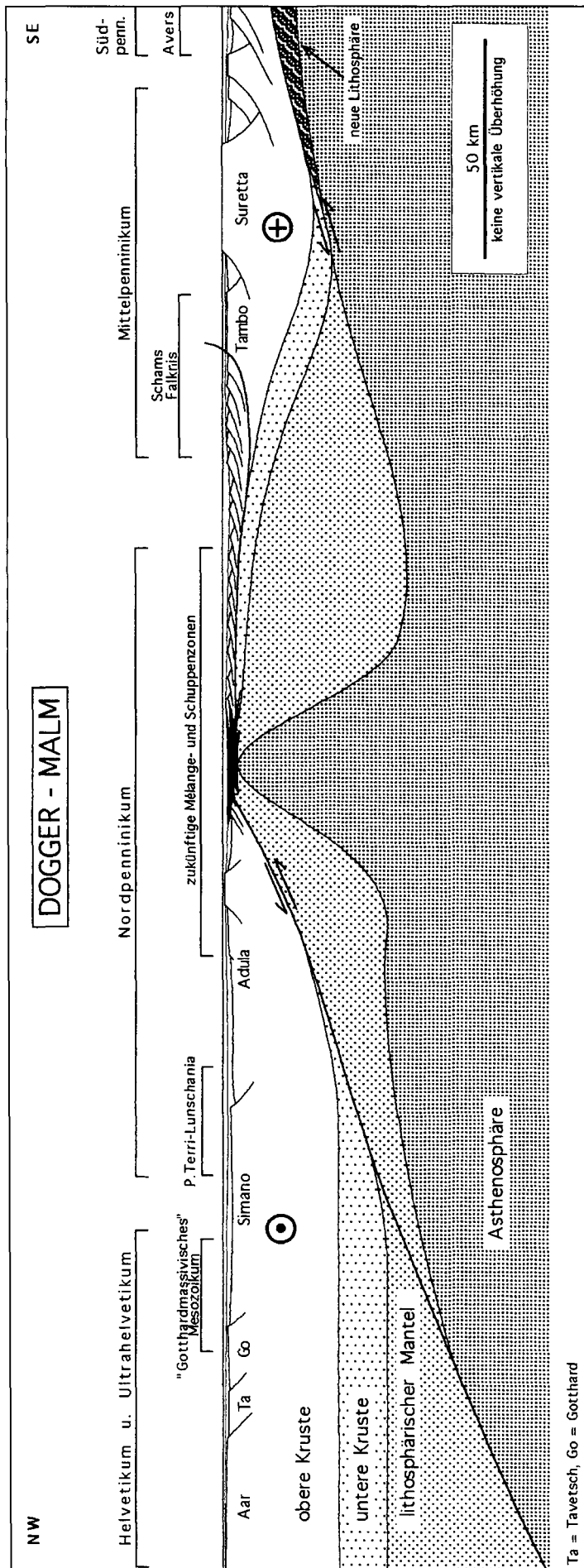


Abb. 25. Im Dogger - Malm wurde direkt südlich des Adula-Raums der Mantel denudiert, gefolgt von effusivem Vulkanismus (Grüngesteine der Aul-Schuppenzone). Die vollständige Ozeanisierung des Südpenninikums hatte die Durchtrennung des lithosphärischen Mantels unterhalb des Mittelpenninikums zur Folge, weshalb es dort zur Neubildung von Lithosphäre durch abkühlende Asthenosphäre kam.

gen N einfallende Hauptextensionsverwerfungen erfolgte (STEINMANN, 1994). Diese Anordnung kann auch den relativ flach ansteigenden Nordrand und den steilen Südrand des Nordpenninikums während des Jura und die erste vulkanische Phase direkt südlich des Adulara-Raums (Aul, Dogger-Malm) am besten erklären (Abb. 24 u. 25).

### 7.3.3. Zweite Extensionsphase ab Ende Jura/Anfang Kreide

Die zweite Extensionsphase des Nordpenninikums ab Ende Jura/anfangs Kreide kann zur Zeit am ehesten mit dem Modell von STAMPFLI erklärt werden (Kap. 7.3.1.). KELTS (1981) hatte auf mögliche extensionstektonische Analogien zwischen dem Nordpenninikum und dem Golf von Kalifornien hingewiesen. Wenn die späte Extensionsphase des Nordpenninikums mit dem Modell von STAMPFLI erklärt werden will, sind in der Tat ähnlich starke Blattverschiebungen wie im heutigen Golf von Kalifornien zu erwarten. Ausgehend von dieser Analogie könnte es daher sein, daß im Nordpenninikum Ende Jura/anfangs Kreide Pull-apart-Becken entstanden, welche die vorhandenen Simple-shear-Strukturen überprägten. Für die Analogie mit dem Golf von Kalifornien sprechen neben der plattentektonischen Situation auch die ähnliche sedimentäre Fazies und die nordpenninischen Grünschiefer, die mit effusiven Vulkaniten des südlichsten Golfs von Kalifornien vergleichbar sind (Kap. 6.4.). Für eine Rekonstruktion der einzelnen nordpenninischen Pull-apart-Becken fehlen die Grundlagen. Ein Größenvergleich mit den Pull-apart-Becken des Golfs von Kalifornien zeigt aber, daß die Tomül-Grava-Prättigau-Bündnerschiefer durchaus aus einem einzigen Pull-apart-Becken stammen könnten.

### 7.3.4. Erläuterungen zu den Profilen

In Abb. 24 bis 26 wird eine mögliche extensionstektonische Entwicklung des Nordpenninikums dargestellt. Die Größenverhältnisse orientieren sich an der Größe der heutigen tektonischen Einheiten und sind daher Minimalwerte, weil während der alpinen Subduktion und Kollision Teile eliminiert wurden. Auch die Dimensionen der vulkanischen bzw. ozeanischen Zonen sind als minimale Ausdehnungen zu betrachten. Der Adula-Raum und der Tambo-Suretta-Raum sind direkt benachbart eingezeichnet, obwohl sie wahrscheinlich zueinander dextral versetzt waren. Die gezeigten Profillinien resultieren aus einer tektonischen Abwicklung und sie verlaufen in Richtung NW-SE, weil der heutige N-S-Alpenquerschnitt das Produkt alpiner, dextral-transpressiver Bewegungen ist. Das vorhandene Datenmaterial erlaubt lediglich die Diskussion auf diesem einfachen Profilschnitt. Es muß im Auge behalten werden, daß innerhalb des Nordpenninikums von W gegen E eine zunehmende Ozeanisierung erfolgte (TRÜMPY, 1988). Die Lage der kleinen Extensionsverwerfungen in

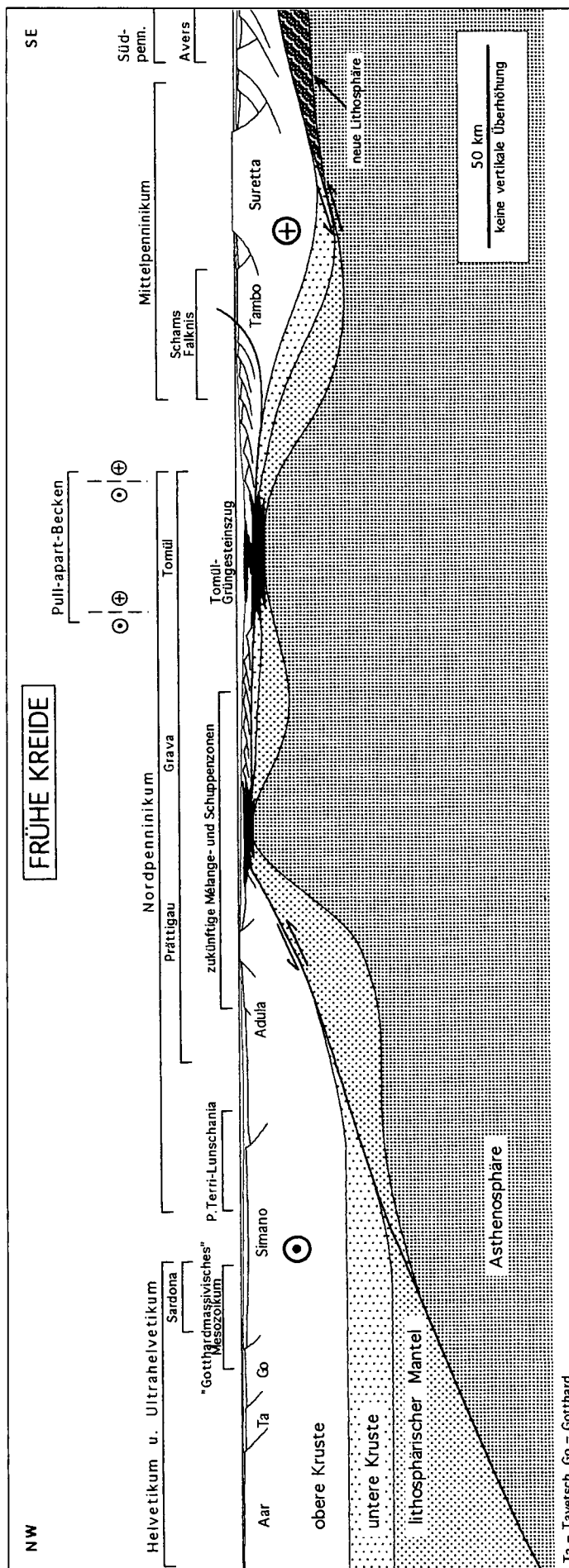


Abb. 26. Ende Jura/anfangs Kreide wurde wahrscheinlich die sinistrale, E-W verlaufende Blattverschiebungskomponente stärker. Daher wird in dieser Darstellung der Tomül-Abagerungsraum als Pull-apart-Becken interpretiert, welches die vorhandenen Simple-shear-Extensionsstrukturen überprägte.

der Oberkruste ist hypothetisch. Ihre Anordnung erfolgte unter der Annahme, daß die heutigen kristallinen Decken einzelne Krustenpakete repräsentieren, die während des liassischen Riftings entstanden sind. Für die Detailgestaltung der Abbildungen wurden sedimentologische Evidenzen (Wassertiefe, Relief, Schüttungsrichtungen) sowie die kinematischen Anforderungen des verwendeten Modells berücksichtigt. Die Öffnung des Südpenninikums ist in allen Abbildungen am rechten Bildrand angedeutet.

#### 7.4. Zusammenfassung

Im Querschnitt von Graubünden ist das nordpenninische Becken während zwei Extensionsphasen entstanden, die beide mit submariner vulkanischer Aktivität verbunden waren. Die erste Öffnung fand im Lias statt, hing wahrscheinlich direkt mit der Öffnung des Südpenninikums zusammen und kann am besten mit einem Simple-shear-Extensionsmodell erklärt werden. Sedimente dieser ersten Periode sind nur in Mélange- und Schuppenzonen erhalten. Ende Jura/anfangs Kreide kam es zu einer zweiten Extensionsphase, die eventuell mit Rotationsbewegungen der iberischen Platte im Zusammenhang stand. Falls dieser plattentektonische Rahmen zutrifft, kann angenommen werden, daß starke sinistrale Blattverschiebungen dominierten, was zur Bildung von lokalen Pull-apart-Becken führte. Danach kam es zur Ablagerung der heute dominierenden Bündnerschiefer-Massen der Tomül- und Grava-Decke und des Prättigaus. Bei den mit den Bündnerschiefer-Sedimenten assoziierten basaltischen Gesteinen handelt es sich um submarine Effusiva, die direkt aus einer asthenosphärischen Mantelquelle stammen und wahrscheinlich Überreste isolierter Flecken ozeanischer Kruste sind.

#### Dank

Diese Arbeit ist eine gekürzte Fassung meiner Dissertation (STEINMANN, 1994). Ich möchte an dieser Stelle dem Referenten PD Dr. W. WINKLER (ETH Zürich) und den Koreferenten Prof. Dr. D. BERNOULLI (ETH Zürich), PD Dr. P. STILLE (CNRS Strasbourg) und Prof. Dr. S. SCHMID (Universität Basel) für ihre langjährige Unterstützung und ihr anhaltendes Interesse danken. Ein besonderer Dank geht an den Schweizerischen Nationalfonds, der diese Arbeit finanzierte (Projekt-Nr. 21-25272.88 und 2-77-125-91).

#### Literatur

- ALLEMANN, F.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein (südwestlicher Teil) unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems. – Jb. hist. Ver. Fürstent. Liechtenstein, **56** (1956), 245 S., 1957.
- AWONGO, M.-L.: Stratigraphie, sédimentologie et géochimie des Terres noires du Jurassique Moyen et Supérieur de la Provence (Sud-Est de la France). – Diss. Université Saint-Jérôme, Marseille, 1985.
- BAUDIN, T., MARQUER, D. & PERSOZ, F.: Basement-cover relationships in the Tambo nappe (Central Alps, Switzerland): geometry, structure and kinematics. – J. struct. Geol., **15**, 543–553, 1993.
- BAUMER, A., FREY, J.D., JUNG, W. & UHR, A.: Die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs zwischen oberem Bleniotal und Lugnez. – Eclogae geol. Helv., **54**, 478–491, 1961.
- BERNOULLI, W.: Ammoniten im Bündnerschiefer von Termen bei Brig. – Eclogae geol. Helv., **35**, 116–118, 1942.
- BOSCH, D.: Evolution géochimique initiale et précoce d'un rift: Systématique isotopique Pb, Sr et Nd du diapir mantellique de Zabargad, de son encaissant gneissique et de son hydrothermalisme: Comparaison avec les sédiments métallifères et les MORB de la Mer Rouge. Conséquences géodynamiques et métallogéniques. – Diss. Montpellier II, 1990.
- BRÉHÉRET, J.-G.: Episodes de sédimentation riche en matière organique dans les marnes bleues d'âge aptien et albien de la partie pélagique du bassin Vocontien. – Bull. So c. géol. France, **IV**, 349–356, 1988.
- BRÉHÉRET, J.-G.: Phosphatic concretions in black facies of the Aptian-Albian Marnes bleues Formation of the Vocontian basin (SE France), and at site DSDP 369: evidence of benthic microbial activity. – Cretaceous Research, **12**, 411–435, 1991.
- BROS, R.: Géochimie isotopique (Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar, U) des argiles du bassin protérozoïque de Franceville et des réacteurs d'Oklo (Gabon). – Diss. Université Louis Pasteur de Strasbourg, 1993.
- CHAUDHURI, S. & CLAUER, N.: Fluctuations of isotopic composition of strontium in seawater during the Phanerozoic Eon. – Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section), **59**, 293–303, 1986.
- CYAMEX: First manned submersible dives on the East Pacific Rise, 21°N. (Project RITA): General results. – Mar. Geophys. Res., **4**, 345–379, 1981.
- DOLLFUSS, S.: Über den Helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. – Eclogae geol. Helv., **58**, 453–554, 1965.
- EIERMANN, D.R.: Zur Stellung des Martegnas-Zuges. – Eclogae geol. Helv., **81**, 259–272, 1988.
- ETTER, U.: Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen im gotthardmassivischen Mesozoikum zwischen dem Lukmanierpass und der Gegend von Ilanz. – Diss. Universität Bern, 1987.
- FAURE, G., HURLEY, P.M. & POWELL, J.L.: The isotopic composition of strontium in surface water from the North Atlantic Ocean. – Geochim. Cosmochim. Acta, **29**, 209–220, 1965.
- FERRY, S. & RUBINO, J.L.: Mesozoic eustasy record on western Tethyan margins. – 141 S., Lyon (Association des sédimentologues français) 1989.
- FREY, J.D.: Geologie des Greinagebietes. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. **131**, 112 S., 1967.
- FROITZHEIM, N. & EBERLI, G.P.: Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. – Geol. Soc. of Amer. Bull., **102**, 1297–1308, 1990.
- GANSSER, A.: Der Nordrand der Tambodecke. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **17**, 291–523, 1937.
- GARRISON, R.E., KASTNER, M. & ZENGER, D.H.: Dolomites of the Monterey Formation and Other Organic-Rich Units. – 215 S., Pacific Section S.E.P.M., **41**, 1984.
- GEYER, O.F.: Die „Lithiotis-Kalke“ im Bereich der unterjurassischen Tethys. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **153**, 304–340, 1977.
- GRANDJEAN, P., CAPPETTA, H., MICHARD, A. & ALBAREDE, F.: The assessment of REE patterns and <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd ratios in fish remains. – Earth Planet. Sci. Lett., **84**, 181–196, 1987.
- GRUNER, U.: Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. **154**, 136 S., 1981.
- GWINNER, M.P.: Geologie der Alpen. – 2. Auflage. – 480 S., Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) 1978.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G.: A Geologic Time Scale 1989. – 263 S., Cambridge (University Press) 1990.
- JÄCKLI, H.: Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden). – Eclogae geol. Helv., **34**, 17–105, 1941.
- JÄCKLI, H.: Zur Geologie der Stätzerhornkette. – Eclogae geol. Helv., **37**, 1–30, 1944.
- JÄCKLI, H.: Paläogeographische Studien im tiefpenninischen Flysch des Domleschg und Schams. – Eclogae geol. Helv., **39**, 109–115, 1946.
- JÄCKLI, H.: Stratigraphie des Tomül-Lappen. – In: V. STREIFF, H. JÄCKLI & J. NEHER: Geol. Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Erläuterungen zum Blatt 1235 Andeer, 7–10, Basel (Schweiz. Geol. Komm.) 1976.

- JENKYN, H.C.: Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. – *J. geol. Soc. London*, **137**, 171–188, 1980.
- JENKYN, H.C.: The Early Toarcian and Cenomanian-Turonian anoxic events in Europe: comparisons and contrasts. – *Geol. Rdsch.*, **74**, 505–518, 1985.
- JENKYN, H.C.: Pelagic environments. – In: H.G. READING: *Sedimentary Environments and Facies*, 343–397, Oxford (Blackwell) 1986.
- JUNG, W.: Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthard-Massivs. – *Eclogae geol. Helv.*, **56**, 653–756, 1963.
- KELTS, K.: A comparison of some aspects of sedimentation and translational tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, Northern Penninic Margin. – *Eclogae geol. Helv.*, **70**, 1–58, 1981.
- KELTS, K. & MCKENZIE, J.: Diagenetic dolomite formation in Quaternary anoxic diatomaceous muds of Deep Sea Drilling Project Leg 64, Gulf of California. – In: J.R. CURRAY & D.G. MOORE: *Init. Repts. DSDP 64*, part 1, 553–570, Washington (U.S. Govt. Printing Office) 1982.
- KETO, L.S. & JACOBSEN, S.B.: Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **84**, 27–41, 1987.
- KETO, L.S. & JACOBSEN, S.B.: Nd isotopic variations of Phanerozoic paleoceans. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**, 395–410, 1988.
- KUPFERSCHMID, C.: Geologie auf der Lugnez Seite der Piz Aul-Gruppe. – *Eclogae geol. Helv.*, **70**, 1–58, 1977.
- LAUBSCHER, H.P.: The large-scale kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and its palinspastic implications. – *Amer. J. Sci.*, **271**, 193–226, 1971.
- LEMOINE, M., TRICART, P. & BOILLOT, G.: Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model. – *Geology*, **15**, 622–625, 1987.
- LICHTSTEINER, F.: Stratigraphie der Falknis-Decke im Gürgletschgebiet. – Unpubl. Diplomarbeit, Universität Zürich, 1992.
- LISTER, G.S., ETHERIDGE, M.A. & SYMONDS, P.A.: Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. – *Geology*, **14**, 246–250, 1986.
- LONSDALE, P. & BATIZA, R.: Hyaloclastite and lava flows on young seamounts examined with a submersible. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **91**, 545–554, 1980.
- LÖW, S.: Die tektono-metamorphe Entwicklung der nördlichen Adula-Decke (Zentralalpen, Schweiz). – *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F. **161**, 84 S., 1987.
- MARQUER, D.: Structures et cinématique des déformations alpines dans le granite de Truzzo (Nappe de Tambo: Alpes centrales suisses). – *Eclogae geol. Helv.*, **84**, 107–123, 1991.
- MILNES, A.G. & PFIFFNER, O.A.: Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen-Como. – *Eclogae geol. Helv.*, **73**, 619–633, 1980.
- MUTTI, E.: Turbidites et cônes sous-marins profonds. – In: P.W. HOMEWOOD: *Sédimentation détritique, 3ème Cycle Romands en Sciences de la Terre*, 353–419, Fribourg 1979.
- MUTTI, E. & RICCI-LUCCHI, F.: Le torbiditi dell'Appennino setentrionale: introduzione all'analisi di facies. – *Mem. Soc. geol. Ital.*, **11**, 161–199, 1972.
- NABHOLZ, W.K.: Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. – *Eclogae geol. Helv.*, **38**, 1–119, 1945.
- NÄNNY, P.: Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, Serie C*, No. **30**, 127 S., 1948.
- OBERHÄNSLI, R.: Natriumamphibolführende metamorphe basische Gesteine aus den Bündnerschiefern Graubündens. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich*, N.F. **219a**, 152 S., 1977.
- PANTIC, N. & GANSSER, A.: Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern. – *Eclogae geol. Helv.*, **70**, 59–81, 1977.
- PANTIC, N. & ISLER, A.: Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (II). – *Eclogae geol. Helv.*, **71**, 447–465, 1978.
- PANTIC, N. & ISLER, A.: Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (III). – *Eclogae geol. Helv.*, **74**, 1063–1072, 1981.
- PETRINI, R., JORON, J.L., OTTONELLO, G., BONATTI, E. & SEYLER, M.: Basaltic dykes from Zabargad Island, Red Sea: petrology and geochemistry. – In: E. BONATTI: *Zabargad Island and the Red Sea Rift, Tectonophysics*, **150**, 229–248, 1988.
- PFIFFNER, O.A.: Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich*, N.F. **217**, 432 S., 1977.
- PFIFFNER, O.A.: Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. – *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **8**, 219–228, 1986.
- PFIFFNER, O.A., KLAPER, E., MAYERAT, A. & HEITZMANN, P.: Structure of the basement-cover contact in the Swiss Alps. – In: F. ROURE, P. HEITZMANN & R. POLINO: *Deep structure of the Alps*, 247–262, *Mém. Soc. géol. Fr., Paris*, **156**; *Mém. Soc. géol. Suisse*, Zürich, **1**; *Vol. Spec. Soc. Geol. It., Roma*, **1**, 1990.
- PIEPGRAS, D.J. & WASSERBURG, G.J.: Neodymium isotopic variations in seawater. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, 128–138, 1980.
- PIEPGRAS, D.J. & WASSERBURG, G.J.: Isotopic composition of Neodymium in waters from the Drake Passage. – *Science*, **217**, 207–214, 1982.
- PIEPGRAS, D.J., WASSERBURG, G.J. & DASCH, E.J.: The isotopic composition of Nd in different ocean masses. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **45**, 223–236, 1979.
- PROBST, P.: Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. – *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F. **153**, 63 S., 1980.
- ROBINSON, P.T., LEWIS, B.T.R., FLOWER, M.F.J., SALISBURY, M.H. & SCHMINCKE, H.-U.: Crustal accretion in the Gulf of California: an intermediate-rate spreading axis. – In: B.T.R. LEWIS & P. ROBINSON: *Init. Repts. DSDP 65*, 739–752, Washington (U.S. Govt. Printing Office) 1983.
- ROOTHAAN, H.P.: Petrographische Untersuchungen in den Bergen der Umgebung von Vals. – *Natf. Ges. Graubündens*, LIX. Jahresbericht, 1–83, 1919.
- RÜCK, P.: Die Schamser Decken, Teil 1: Stratigraphisch sedimentologische Untersuchung der Schamser Decken (Graubünden, Schweiz). – *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F. **167**, 1995.
- SANTINI, L.: Geochemistry and geochronology of the basic rocks of the Penninic Nappes of East-Central Alps (Switzerland). – *Diss. Université de Lausanne*, 1992.
- SCHALTEGGER, U., STILLE, P., RAIS, N., PIQUÉ, A. & CLAUER, N.: Neodymium and strontium isotopic dating of diagenesis and low-grade metamorphism of argillaceous sediments. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 1471–1481, 1994.
- SCHMID, S.M., RÜCK, P. & SCHREURS, G.: The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 east traverse (Grisons, eastern Switzerland). – In: F. ROURE, P. HEITZMANN & R. POLINO: *Deep structure of the Alps*, 263–288; *Mém. Soc. géol. Fr., Paris*, **156**; *Mém. Soc. géol. Suisse*, Zürich, **1**; *Vol. Spec. Soc. Geol. It., Roma*, **1**, 1990.
- SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A. & SCHREURS, G.: Rifting and collision in the Penninic zone of eastern Switzerland. – In: P. LEHNER, P. HEITZMANN, W. FREI, H. HORSTMAYER, S. MUELLER, A. PFIFFNER & A. STECK: *Deep structure of Switzerland*, Results from NFP 20, Basel (Birkhäuser) 1995, in Druck.
- SCHREURS, G.: Structural analysis of the Schams nappes and adjacent tectonic units: implications for the orogenic evolution of the Penninic zone in eastern Switzerland). – *Bull. So c. géol. France*, **164** 415–435, 1993.
- SCHREURS, G.: The Schams Nappes, Part 2: Structural analysis of the Schams nappes and adjacent tectonic units in the Penninic zone in (Grisons, Switzerland). – *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F. **167**, 1995.
- SHAW, H.F. & WASSERBURG, G.J.: Sm-Nd in marine carbonates and phosphates: Implications for Nd isotopes in seawater and crustal ages. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 503–518, 1985.
- SHIMMIELD, G.B. & PRICE, N.B.: Recent dolomite formation in hemipelagic sediments off Baja California, Mexico. – In: R.E. GARRISON, M. KASTNER & D.H. ZENGER: *Dolomites of The Monterey Formation and Other Organic-Rich Units*, Pacific Section S. E.P.M., **41**, 5–18, 1984.

- STAMPFLI, G.: Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? - *Eclogae geol. Helv.*, **86**, 1-45, 1993.
- STAMPFLI, G. & MARTHALER, M.: Divergent and convergent margins in the North-Western Alps: confrontation to actualistic models. - *Geodyn. Acta*, **4**, 159-184, 1990.
- STAUB, R.: Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. - *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* **103**, 184 S., 1958.
- STEINMANN, M.: Die nordpenninischen Bündnerschiefer der Zentralalpen Graubündens: Tektonik, Stratigraphie und Beckenentwicklung. - Diss. ETH Zürich, 1994.
- STILLE, P. & BULETTI, M.: Nd-Sr Isotopic characteristics of the Lugano volcanic rocks and constraints on the continental crust formation in the South Alpine domain (N-Italy-Switzerland). - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 140-150, 1987.
- STILLE, P. & CLAUER, N.: Sm-Nd isochron-age and provenance of the argillites of the Gunflint Iron Formation in Ontario, Canada. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 1141-1146, 1986.
- STILLE, P. & FISCHER, H.: Secular variation in the isotopic composition of Nd in Tethys seawater. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 3139-3145, 1990.
- STILLE, P., CLAUER, N. & ABRECHT, J.: Nd isotopic composition of Jurassic Tethys seawater and the genesis of Alpine Mn-deposits: Evidence from Sr-Nd isotope data. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 1095-1099, 1989.
- STILLE, P., CHAUDHURI, S., KHARAKA, Y.K. & CLAUER, N.: Neodymium, Strontium, Oxygen and Hydrogen isotope compositions of waters in present and past oceans: a review. - In: N. CLAUER & S. CHAUDHURI: Isotopic signatures and sedimentary rocks, Lecture notes in Earth Sciences, **43**, 389-410, Berlin (Springer-Verlag) 1992.
- STREIFF, V.: Geologische Untersuchungen im Ostschams (Graubünden). - Diss. ETH Zürich, 1939.
- STREIFF, V.: Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken. - *Eclogae geol. Helv.*, **55**, 77-134, 1962.
- STREIFF, V., JÄCKLI, H. & NEHER, J.: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Erläuterungen zu Blatt 1235 Andeer. - 106 S., Basel (Schweiz. Geol. Komm.) 1976.
- STROHBACH, H.E.: Der mittlere Abschnitt der Tambodecke samt seiner mesozoischen Unterlage und Bedeutung. - *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F.* **38**, 171 S., 1965.
- TRIBOVIILLARD, N.-P.: Contrôles de la sédimentation marneuse en milieu pélagique semi-anoxique: Exemples dans le Mésozoïque du Sud-Est de la France et de l'Atlantique. - Diss. Université Claude Bernard-Lyon I, 1988.
- TROMMSDORFF, V., PICCARDO, G.B. & MONTRASIO, A.: From magmatism through metamorphism to sea floor emplacement of subcontinental Adria lithosphere during pre-Alpine rifting (Malenco, Italy). - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **73**, 191-203, 1993.
- TRÜMPY, R.: Der Lias der Glarner Alpen. - *Denkschr. schweiz. natf. Ges.*, **79**, 193 S., 1949.
- TRÜMPY, R.: Paleotectonic evolution of the central and western Alps. - *Bull. geol. Soc. Amer.*, **71**, 843-908, 1960.
- TRÜMPY, R.: An Outline of the Geology of Switzerland. - 1. Auflage. - 102 S., Basel (Wepf) 1980.
- TRÜMPY, R.: A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians. - *Geol. Soc. of Amer. Spec. Pap.*, **218**, 93-109, 1988.
- VOLL, G.: Structural studies of the Valser Rhine valley and Lukmanier region and their importance for the nappe structure of the central Swiss Alps. - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **56**, 619-626, 1976.
- WEBER, W.: Zur Geologie zwischen Chiavenna und Mesocco. - *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F.* **57**, 248 S., 1966.
- WEISSERT, H.: C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: a case study from the Early Cretaceous. - *Surveys in Geophysics*, **10**, 1-61, 1989.
- WEISSERT, H.J. & BERNOULLI, D.: A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. - *Geol. Rdsch.*, **74**, 665-679, 1985.
- WILSON, M.: Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. - 1. Auflage. - 466 S., London (Unwin Hyman) 1989.
- WINKLER, W.: Mid- to early Late Cretaceous flysch and melange formations in the western part of the Eastern Alps. Palaeotectonic Implications. - *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 341-389, 1988.
- WINTERHALTER, R.U.: Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. - *Schweiz. mineral. petrol. Mitt.*, **10**, 38-116, 1930.
- WYSS, R.: Die Urseren-Zone - Lithostratigraphie und Tektonik. - *Eclogae geol. Helv.*, **79**, 731-767, 1986.
- ZIEGLER, W.H.: Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden). - *Eclogae geol. Helv.*, **49**, 1-78, 1956.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 12. November 1994



# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1994

Band/Volume: [137](#)

Autor(en)/Author(s): Steinmann Marc

Artikel/Article: [Ein Beckenmodell für das Nordpenninikum der Ostschweiz 675-721](#)