Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 70 (1990)

Heft: 1

Artikel: Stockwerk-Tektonik im südlichen Graubünden

Autor: Liniger, Markus / Nievergelt, Peter

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-53606

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 15.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

SCHWEIZ. MINERAL. PETROGR. MITT. 70, 95–101, 1990

Stockwerk-Tektonik im südlichen Graubünden*

von *Markus Liniger*[1] und *Peter Nievergelt*[1]

Abstract

This paper deals with the tectonic evolution of the Penninic-Austroalpine transitional belt in the Southeast Central Alps of Switzerland. New structural data allow a better distinction between an upper stack with Cretaceous E–W directed nappe formation and a lower stack with a strong Tertiary structural overprint that shows an N–S directed compression. D2 movements of the lower stack are associated with the backthrusting of the Schams nappes. Austroalpine nappes, the Margna nappe and Upper Penninic ophiolites from Oberhalbstein to Val Malenco belong to the upper stack; whereas Turba mylonite zone, Arblatsch flysch, Avers schists with relics of ophiolites, Schams nappes and Suretta nappe belong to the lower stack.

Keywords: Penninic-Austroalpine boundary, structural data, tectonic evolution, Cretaceous and Tertiary deformation, Grisons, Central Alps.

Einleitung

Diese Arbeit behandelt die Deformationsgeschichte in den oberpenninischen und unterostalpinen Einheiten im Gebiet zwischen Maloja-, Septimer- und Forcellina-Pass im südlichen Gaubünden. Zudem sind die Lithologien der beteiligten Einheiten beschrieben. Zur Orientierung wird auf die tektonische Kartenskizze in GUNTLI und LINIGER (1989) und auf STAUB (1946) verwiesen.

Im Grenzbereich von Penninikum und Ostalpin treten mehrere ophiolithische Zonen auf (Abb. 2a). Sie wurden früher mit wichtigen tertiären Bewegungsbahnen im alpinen Deckenbau assoziiert. Die Platta-Zone liegt im Norden direkt über den teilweise tertiären Oberhalbsteiner-Flyschen (ZIEGLER, 1956) und keilt im Süden über der Margna-Decke aus. Unter dieser Decke folgt die Ophiolith-Zone Malenco-Forno-Lizun (STAUB, 1926 und 1946). Die mesozoischen Ablagerungen von Margna-Decke und Unterostalpin sind sehr ähnlich und im gleichen Faziesraum entstanden, in dem sich dann ab oberem Jura auch die Sedimente der beiden Ophiolithzonen bildeten (Radiolarit, Aptychenkalk, Palombini). Aus all diesen Einheiten sind keine tertiären Ablagerungen bekannt (DIETRICH, 1970; FURRER, 1985). Radiometrische Datierungen an Hellglimmern und Alkaliamphibolen, die syn- bis postkinematisch zur Hauptschieferung gewachsen sind, ergeben 90 bis 60 Mio. Jahre (JÄGER, 1973; PHILIPP, 1982; DEUTSCH, 1983) und lassen auf ein Oberkreidealter für die Hauptdeformation schliessen. Die Frage nach den Strukturen der Kreide-Tektonik sowie nach dem Auftreten und dem Verlauf tertiärer Bewegungen in diesem Gebiet blieb aber weiterhin unbeantwortet (TRÜMPY, 1975). Im Penninikum sind dagegen Suretta-Decke, Schamser-Decken, Averser-Schiefer und Oberhalbsteiner-Flysche eindeutig von tertiären Deformationen geprägt worden (ZIEGLER, 1956; STAUB, 1958; DIETRICH, 1970; SCHMID et al., 1990). Die südliche Fortsetzung dieser tertiären Bewegungen ist vor allem im Gebiet des Septimer-Passes zu suchen. Hier hat STAUB (1926, 1946) mit seiner Kartierung den abrupten Wechsel von verfalteten Margna- und Ophiolith-Elementen oben zu den ganz anders aufgebauten Averser-Schiefern unten angedeutet und damit einen Stockwerkbau impliziert. Dennoch hat er eine Verbindung der Schamser-Decken über die Forcellina-Schuppe zur Margna-Decke nicht ausgeschlossen. Im folgenden

---

* Erweiterte Zusammenfassung eines Vortrags im Rahmen der Jahresversammlung der SMPM, Fribourg, 13./14. Oktober 1989.

[1] Institut für Mineralogie und Petrographie, ETH-Zentrum, 8092 Zürich.

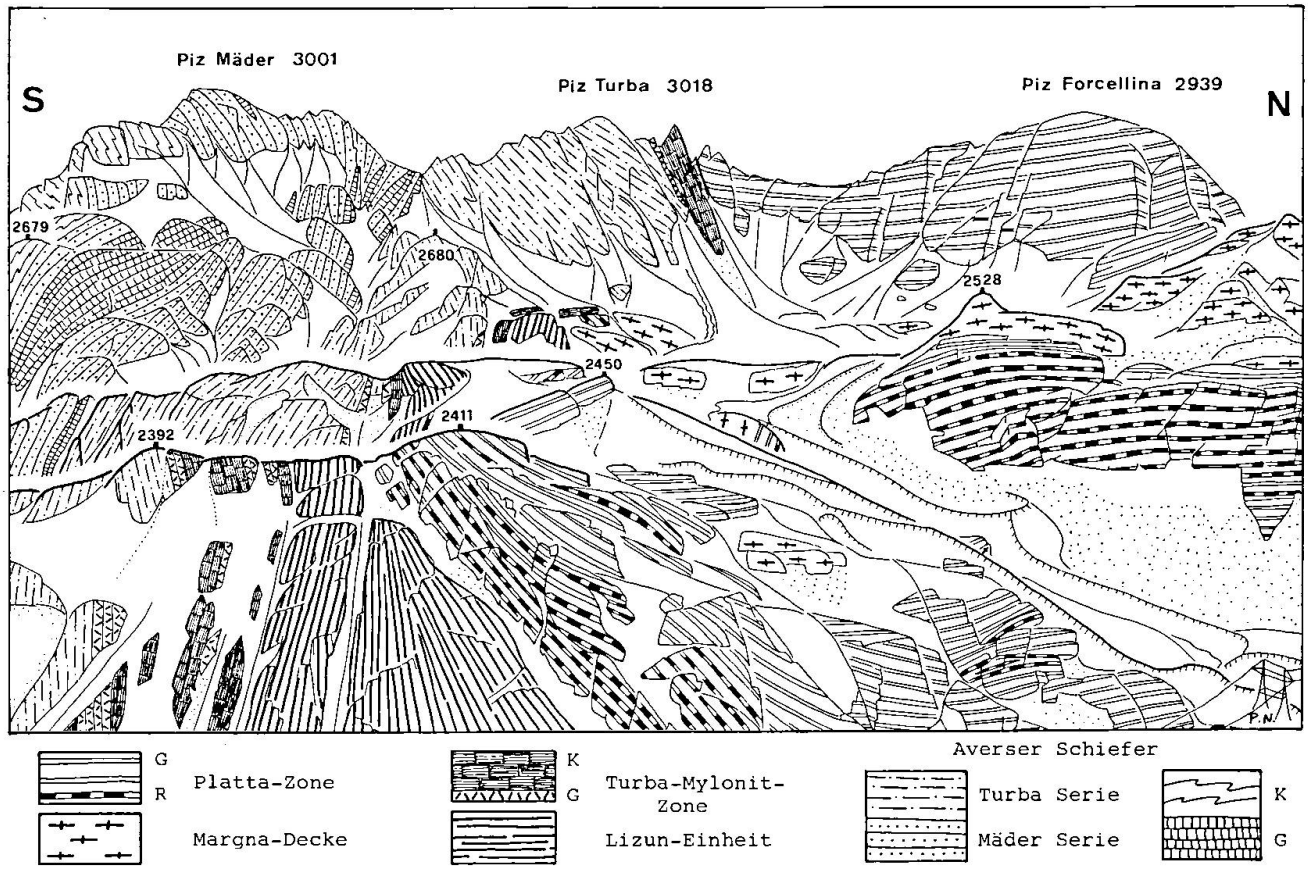

Abb. 1 Skizze zu den geologischen Verhältnissen im Grenzbereich der beiden tektonischen Stockwerke. G: Grüngesteine, R: Radiolarit und Aptychenkalk, K: Kalkige Schiefer in Turba-Mylonitzone und Averser Schiefer.

werden neue Daten über die Deformationsgeschichte und die Bewegungsrichtungen präsentiert und in bezug auf die tektonische Entwicklung diskutiert.

Strukturgeologische Daten: Zwei tektonische Stockwerke

Zwei Stockwerke mit zeitlich und strukturell unterschiedlicher tektonischer Entwicklung wurden erkannt (Abb. 2a). Sie werden im Bereich Forcellina-Pass/Val Maroz durch die Turba-Mylonitzone voneinander getrennt (Abb. 1). Zum oberen Stockwerk zählen Unterostalpin, Margna-Decke und die Ophiolithe der Zone Malenco-Forno-Lizun sowie die Platta-Zone. Zum unteren Stockwerk gehören Turba-Mylonitzone, Averser-Schiefer, Arblatsch-Flysch, Schamser-Decken und Suretta-Decke, wobei hier nur die beiden ersten eingehender untersucht wurden. Zur Unterscheidung sind im folgenden die Strukturen des oberen Stockwerkes mit F1–F2 (analog LINIGER und GUNTLI, 1988), diejenigen des unteren mit D1–D2 bezeichnet (analog SCHMID et al., 1990). Die Verteilung der Strukturen ist in Abb. 3 dargestellt. Weitere Angaben zum südlich angrenzenden Gebiet sind in PERETTI (1985) und LINIGER und GUNTLI (1988) zu finden.

STRUKTUREN IM OBEREN STOCKWERK

Am Übergang von Unterostalpin zu Margna-Decke und den Ophiolith-Zonen ist eine markante Zunahme im Metamorphose- und Deformationsgrad zu erkennen. Obwohl die im folgenden beschriebenen Deformationsphasen in all diesen Einheiten vorkommen, nimmt die Intensität in den letzten beiden zu, und eine typische Grünschieferfazies-Metamorphose überprägt die Gesteine beinahe vollständig.

– *Isoklinalfaltung F1:* Eine nicht zylindrische Isoklinalfaltung bildet eine Achsenebenenschieferung (Hauptschieferung, LINIGER und GUNTLI, 1988). Starke Scherbewegungen während F1 werden durch ein ausgeprägtes Streckungslinear, asymmetrisch orientierte Quarzgefüge (C-Achsen) und Scherfalten (sheath folds) dokumentiert (Abb. 2b). F1 begleitet die Deckenbildung, welche durch Überschiebungen von E nach W erfolgt (von NE nach SW in der Margna-Decke,

Abb. 3). Untergeordnet treten im Unterostalpin aber auch W–E-Bewegungen auf. Datierungen von Mineralien, die syn- bis postkinematisch zur F1-Schieferung gewachsen sind, ergeben Oberkreidealter zwischen 90 und 60 Mio. Jahren (JÄGER, 1973; PHILIPP, 1982; DEUTSCH, 1983).

– *Rückfaltung F2:* Mehr oder weniger zylindrische, offenere Rückfalten im dm- bis 10-m-Bereich überprägen F1-Falten und F1-Schieferung (Abb. 2b). Eine Krenulationsfältelung ist sehr häufig ausgebildet, eine Krenulationsschieferung dagegen selten. Das Mineralwachstum während F2 zeigt Bedingungen der unteren Grünschieferfazies, allerdings retrograd bezüglich F1. Etwa E–W-streichende Faltenachsen, N-fallende Achsenebenen und die S-Vergenz lassen auf einen Schub aus N schliessen. Das Alter dieser Deformationsphase muss zwischen 60 und 30 Mio. Jahre liegen, da F2 eindeutig älter ist als die Bergeller Intrusion (PERETTI, 1985).

STRUKTUREN IM UNTEREN STOCKWERK

Die Einheiten des oberen Stockwerkes und ihre F1- und F2-Strukturen werden vor allem am Piz Turba diskordant von der Turba-Mylonitzone abgeschnitten. Diese Mylonitzone liegt niveaumässig in der Verlängerung der gegen Süden auskeilenden Schamser-Decken und des Arblatsch-Flysches (DIETRICH, 1970). Die darunter

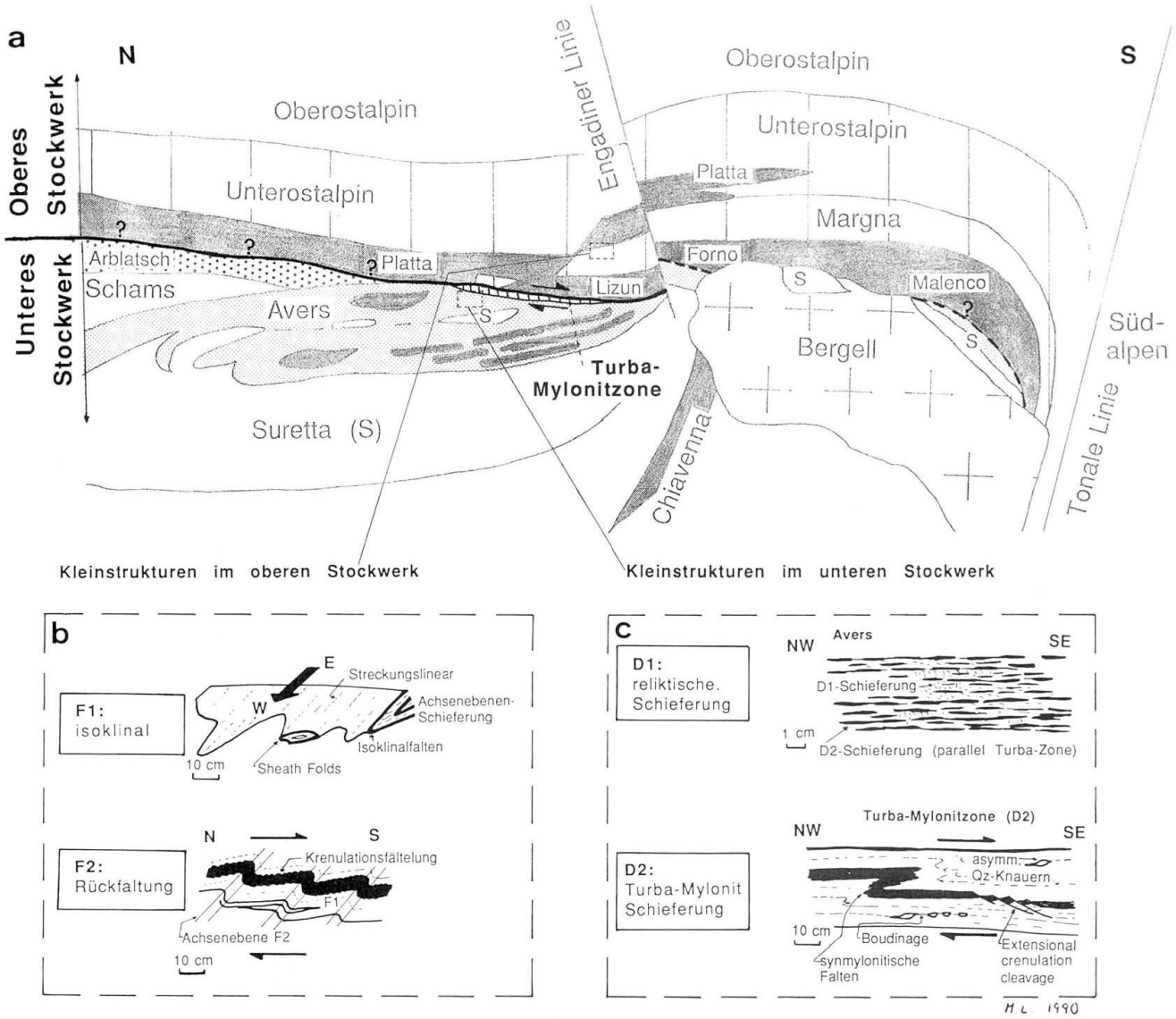

Abb. 2a Schematisches Profil im südlichen Graubünden mit den zwei tektonischen Stockwerken. Ophiolith-Zonen sind dunkel gefärbt. Komplikationen durch F2 und D3 sind nicht dargestellt. Nur die südliche Steilstellung an der Tonale-Linie ist angedeutet.

Abb. 2b Oberkreide- und frühtertiäre Strukturen im oberen Stockwerk.

Abb. 2c Tertiäre Strukturen im unteren Stockwerk.

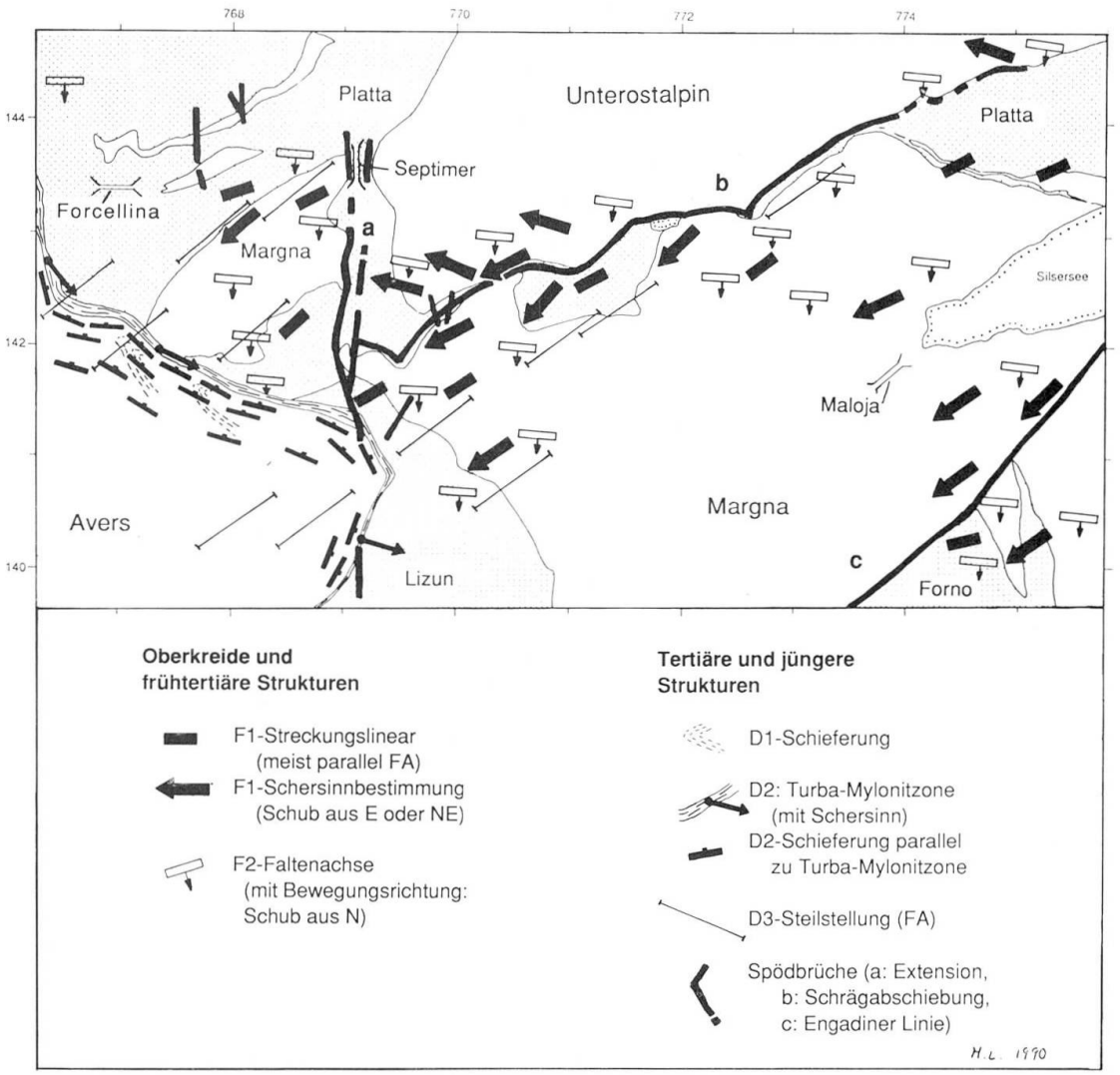

Abb. 3 Verteilung der strukturgeologischen Daten im Gebiet von Maloja-, Septimer- und Forcellina-Pass.

angrenzenden Averser-Schiefer zeigen im Gegensatz zum oberen Stockwerk eine zur Turba-Mylonitzone konkordante Schieferung (Abb. 1). Diese überprägt jedoch eine schon existierende, ältere Schieferung. Mit Bezug auf die Schamser-Decken (SCHMID et al., 1990), deren Deformationen auch Suretta-Decke und Averser-Schiefer erfassten, kann untenstehende Abfolge postuliert werden.

– *Isoklinalfaltung D1:* Diese Faltung bildet unter Bedingungen der tieferen Grünschieferfazies eine Achsenebenenschieferung. Datierungen von Hellglimmern ergeben ein frühes Oligozänalter (SCHMID et al., 1990, Kap. 5d).

– *Faltung D2, Turba-Mylonite:* Diese Phase verursacht grosse Rückbewegungen im unteren Stockwerk, wie die zurückgekämmten «Falten» von Suretta-Decke und Averser-Schiefer deutlich anzeigen (Abb. 2a). Die Scherbewegungen nehmen gegen oben zu und führen schliesslich zur Bildung der bis 50 m mächtigen Turba-Mylonitzone, wo D1 vollständig «ausgelöscht» wird. Schersinnbestimmungen im Feld ergeben hier alle eine Überschiebung der höheren Einheiten nach ESE bis SE (Abb. 3c). Die F2-Strukturen des oberen Stockwerkes, die ebenfalls S-gerichtet sind, werden diskordant an der Mylonitzone abgeschnitten, gehören also eindeutig zu einer älteren Gebirgsbildungsphase.

JÜNGERE STRUKTUREN IN BEIDEN STOCKWERKEN

– *Faltung D3:* Diese offenen Falten kommen nur nördlich der Engadiner Linie vor und gehen über beide Stockwerke hinweg. Sie verursachen die Steilstellung der Turba-Mylonitzone beim Piz Turba (Abb. 1). D3 äussert sich in dm mächtigen, wellblechartigen Falten und tritt in mehreren 10–100 m mächtigen Zonen auf. NE–SW-streichende Achsen und S-fallende Achsenebe-

nen deuten auf einen Schub aus SE. Ein Zusammenhang mit der Aufwölbung der Suretta-Decke in der Val Bregaglia wird vermutet. Weiter im Süden, im Bereich der Val Malenco, erfassen Rückfalten und Steilstellung an der Tonale Linie die Einheiten beider Stockwerke. Die strukturellen Beziehungen und Deformationsalter sind hier noch wenig bekannt. Auf Abb. 2a sind in diesem Segment nur die Deckenstapelung, nicht aber die späten Verfaltungen dargestellt.

BRUCHTEKTONIK

Jüngste Bewegungen äussern sich in spröden Deformationen. Im Gebiet von Septimer- und Maloja-Pass wurden drei grössere Systeme erkannt (Abb. 3), wobei die relative zeitliche Eingrenzung oft unklar ist.

Ein konjugiertes N–S-streichendes *Extensionsbruchsystem* wurde nur im N der Bergeller Intrusion gefunden. Im Bereich des Septimer-Passes hat ein solcher Bruch noch eine dextrale Verschiebungskomponente. Eine ca. 40 Grad gegen N einfallende *Schrägabschiebung* durchtrennt die ganze Platta-Zone und verursacht beim Lunghin-See eine vollständige tektonische Reduktion dieser Einheit. Die Bewegung lässt sich mit zwei Vektoren, einer Abschiebung des nördlichen Teils und einer sinistralen Versetzung, beschreiben. Die Schrägabschiebung ist eindeutig jünger als die Extensionsbrüche. Die *Engadiner Linie* stellt den markantesten Bruch im Gebiet dar und fällt steil (gegen S?) ein. Eine Bewegungsanalyse mit Striemungsmessungen ergibt einen absoluten Versetzungsbetrag im Oberengadin von ca. 2,5 km (MÜTZENBERG, 1986). Dieser setzt sich aus einer relativen Senkung des nördlichen Teils um 2,2 km und einer reinen sinistralen Verschiebung von 1,5 km zusammen. Die letzten Bewegungen an der Engadiner Linie sind sicher jünger als die Bergeller Intrusion.

Lithologischer Aufbau

Die Abfolgen sind oft stark tektonisch ausgedünnt oder in einzelne Pakete aufgetrennt. Eine vollständigere Lithostratigraphie ist aus dem Unterostalpin weiter im E (FURRER, 1985 und Literatur darin) und der Platta-Zone weiter im N bekannt (DIETRICH, 1970). Sie wird auf die vergleichbaren Gesteine im Arbeitsgebiet übertragen.

– *Unterostalpin:* Die Unterostalpinen Decken bestehen generell aus einem prämesozoischen Kristallin und einer permo-mesozoischen Sedimentbedeckung (CORNELIUS, 1950; TRÜMPY, 1975). Gneise, Glimmerschiefer und herzynische Intrusiva werden von Quarzphylliten und Vulkaniten überlagert. Konglomerate und quarzreiche Sandsteine (Perm/unterste Trias) bilden die detritische Basis der mesozoischen Abfolge. Dolomite, Rauhwacken, Kalke und Brekzien gehören zur Trias; kieselige Kalke, Kalk-Ton-Wechsellagerungen und Brekzien zum Lias. Stark detritische Serien mit Dolomit- und Kalkbrekzien sowie den Saluver Sandsteinen werden dem Lias-Dogger zugeordnet, die darüberliegenden Radiolarite dem Malm. In die Unterkreide stellt man die Aptychen- oder Calpionellenkalke sowie die Palombini-Serie (Argille a Palombini, Emmat- oder Neokomschiefer). Letztere besteht aus einer typischen Wechsellagerung von pelagischen Kalken mit dunklen Tonschiefern, welche teilweise viele dolomit- bis quarzreiche Turbiditeinlagerungen aufweisen kann. Weiter sind mergelige Serien und Flysche aus der Oberkreide bekannt (z.B. Murtiröl), im Untersuchungsgebiet aber nicht vorhanden. Am Lunghin-Pass seien speziell das basal stark verscherte Grevasalvas-Kristallin und die Malm-Kreidepakete erwähnt. Diese werden durch dünne Kristallin- und Dolomitzüge aufgetrennt. Einige Serien bei Motta da Sett enthalten zahlreiche dolomitische Brekzieneinschaltungen. Die zugehörigen Radiolarite zeigen hier eine Farbänderung von rot zu graugrün, entsprechend dem zunehmenden Grad der Regionalmetamorphose.

– *Margna-Decke:* Sie hat den gleichen lithostratigraphischen Aufbau wie das Unterostalpin mit mesozoischen Ablagerungen vom Perm bis in die Kreide. Kristallin und Sedimente sind aber stark deformiert (LINIGER und GUNTLI, 1988). Beim Lunghin-See beispielsweise treten sowohl Gneismylonite als auch Scherfalten in den kieseligen Kalkmamoren auf. Nördlich des Silsersees sind grünliche Radiolarite und gelbliche Aptychenkalke vorhanden, während die Palombini-Serie erst bei Marmoré südlich von Sils-Maria erkennbar ist (STAUB, 1946). Flysch fehlt in der Margna-Decke.

– *Platta-Zone:* In den Ophiolithen dieser Zone ist die typische Gesteinsassoziation mit Serpentinit, Gabbro, Pillowbasalt sowie die Sedimentbedeckung mit Radiolarit, Aptychenkalk und Palombini-Serie vertreten (DIETRICH, 1970). Beim Piz Lunghin fallen brekzierter und zerscherter Serpentinit, Ophikalzit sowie die kalksilikatreichen Grünschiefer- und Margnagneis-Kontakte zu Serpentinit auf. Speziell erwähnenswert sind Graphit-Stilpnomelan-Alkaliamphibol-Quarz-Albitschiefer (CORNELIUS, 1932). Sie wer-

den als metasomatisch veränderte Meta-Radiolarite gedeutet (PHILIPP, 1982).

– *Zone-Malenco-Forno-Lizun:* Nördlich des Malenco-Ultramafitit schliesst sich die vielfältige Forno-Serie an (PERETTI, 1985). Diese Serie umfasst Gesteine der ozeanischen Kruste, Meta-Radiolarite und -Aptychenkalke und eine kalkfreie Metapelitserie. Letztere wird von den Murettoquarziten (flyschoide Sandsteine unbekannten Alters) überlagert. In der Bergeller Kontaktaureole wird die Forno-Serie in Amphibolitfazies umgewandelt. Die Lizun-Einheit, eine Serie aus Grünschiefern und Metagabbro, aber ohne Sedimentbedeckung, folgt nördlich der Engadiner Linie.

– *Arblatsch-Flysch und Val-Gronda-Serie:* Der Arblatsch-Flysch mit tertiären Serien stellt die höchste Einheit der Oberhalbsteiner-Flysche dar (ZIEGLER, 1956). Ohne scharfen tektonischen Kontakt folgt über den Flyschen die schieferreiche Val-Gronda-Serie (DIETRICH, 1970). Sie besteht im Übergangsbereich aus einer Wechsellagerung von Tonschiefern mit bräunlichen bis hellgrauen Sandsteinen. Darüber tritt eine Abfolge aus schwarzen Tonschiefern mit Kalk- und Sandsteinlagen und vereinzelt eingeschuppten Grünschiefern auf. Die typisch bräunlichen Arblatsch-Sandsteine und die Val-Gronda-Serie können gegen S bis zum Piz Turba verfolgt werden.

– *Turba-Mylonitzone:* Aus den Kalken der Val-Gronda-Serie entwickelt sich ca. 400 m nördlich des Turba-Gipfels die Turba-Mylonitzone (DIETRICH, 1970). Sie ist bis unter die Lizun-Einheit erkennbar (Abb. 1). Es treten neben reinen, glimmerreichen, kieseligen Kalkmyloniten vereinzelte Grünschieferrelikte sowie Linsen aus Dolomit und Kalkmylonit der Trias auf (STAUB, 1946). Als Protolithe der kieseligen Kalkmylonite sind neben den Gesteinen der Val-Gronda-Serie auch Aptychenkalk, Palombini-Serie und Averser-Schiefer denkbar. Für die Grünschiefer und Dolomite ist eine Herkunft aus den angrenzenden Einheiten irgendwo aus dem Bereich zwischen Suretta-, Margna-Decke und Platta-Zone anzunehmen (Abb. 2a).

– *Suretta-Decke:* Im Gebiet der Val Bregaglia und der Val da la Duana sind über Gneisen die Granat-Chloritoidschiefer zu erwähnen, die z.T. Konglomeratstrukturen zeigen. Über der Trias mit Quarziten, Rauhwacken, Dolomit- und Kalkmarmoren sowie Brekzien und Prasinitlagen folgt eine wahrscheinlich liasische Serie aus kieseligen gebänderten Kalkmarmoren mit Einlagerungen von Dolomit- sowie Dolomit-Kalkbrekzien. Diese und die anschliessenden sandig-tonig-kalkigen Schiefer und Kalkglimmerschiefer unbestimmten Alters grenzen entweder mit klarem tektonischem Kontakt an die ophiolithreichen Averser-Schiefer darüber, oder sie sind mit diesen isoklinal verfaltet. Die typischen unterostalpinen Abfolgen mit Radiolarit, Aptychenkalk und Palombini-Serie fehlen in der Suretta-Dekke.

– *Averser-Schiefer:* Sie umfassen eine grosse Palette verschiedenartiger Lithologien. Dazu gehören abgescherte und zurückbewegte Kristallin- und Sedimentzüge der Suretta-Decke sowie Ophiolithe mit Serpentinit, Gabbro und Grünschiefer (STAUB, 1926). Daneben treten schwer gliederbare sandig-tonig-kalkige Abfolgen, aber auch mächtigere Kalkschiefer- und Sandsteinserien auf. Auf Abb. 1 ist unter der Turba-Mylonitzone die Turba-Serie aus gelblich-grünlichen, z.T. leicht kalkigen Sandsteinen von flyschoidem Charakter dargestellt. Beim Sattel zum Piz Mäder und weiter gegen SE sind Ausläufer der Jufer Gabbro-Masse als Grünschiefer- und Serpentinit-Lagen erkennbar. Die kalkfreien Sandsteine der Mäder-Serie darunter sind isoklinal mit Grünschiefern verfaltet. Gegen die Val Maroz hin treten zuerst eine kalkreiche Schieferzone, dann eine isoklinal verfaltete Serie aus Ophiolithen und Kalkglimmerschiefern auf.

Schlussfolgerungen

Im Grenzbereich von Penninikum und Ostalpin können zwischen Avers, Oberhalbstein, Oberengadin und oberer Val Bregaglia zwei tektonische Stockwerke unterschieden werden. Die Deformationen im höheren Stockwerk sind mehrheitlich auf E–W-gerichtete duktile Scherverformung (F1) bei der Deckenbildung in der Kreide zurückzuführen. F2-Rückfalten deuten auf eine N–S-Kompression. Das Alter dieser Deformation muss zwischen 60 und 30 Mio. Jahre liegen. Das tiefere Stockwerk wurde im Tertiär mit Isoklinalfaltung (D1) und durch markante N–S-gerichtete Rückbewegungen (D2) überprägt. Letztere sind eindeutig jünger als F2.

Die strukturgeologischen Daten schliessen im Untersuchungsgebiet grössere tertiäre Bewegungen zwischen oberpenninischen Ophiolithen und Ostalpin aus. Die Zunahme der alpinen Regionalmetamorphose im höheren tektonischen Stockwerk zwischen Oberhalbstein und Oberengadin ist deshalb nicht tertiären Alters, sondern der Gebirgsbildung in der Kreide zuzuordnen.

Die Margna-Decke gleicht nicht nur durch ihre Sedimentabfolgen dem Unterostalpin, sondern hat, zusammen mit den angrenzenden ober-

penninischen Ophiolithen, auch eine gleichartige tektonische Entwicklung mitgemacht. Diese unterscheidet sich deutlich von derjenigen der mittelpenninischen Tambo- und Suretta-Decke.

STAUB (1958) hat die Herkunft der Schamser-Decken diskutiert und eine mögliche südliche Fortsetzung ins Gebiet des Piz Turba und der Forcellina-Schuppe angedeutet. Aber Stockwerkbau und sehr unterschiedliche Lithologien lassen eine Ableitung der Schamser-Decken von der Margna-Decke nicht zu. Eine Herkunft aus dem mittelpenninischen Raum wird angenommen (SCHMID et al., 1990 und weitere Literatur darin).

Suretta-Decke und Averser-Schiefer lassen sich nach S in die Val Malenco verfolgen (STAUB, 1946, 1958), so dass hier eine Fortsetzung des Stockwerkbaus und der tertiären Bewegungszone anzunehmen ist. Späte intensive Deformationen im Bereich der südlichen Steilzone («Wurzelzone») erfassen alle Einheiten und sind noch genauer zu untersuchen. Die Ophiolithe in den Averser-Schiefern könnten schon in der Kreide mit Sedimenten der Suretta-Decke verschuppt worden sein. Strukturen einer solchen Phase sind bis jetzt nicht nachgewiesen, da jüngere Deformationen alles stark überprägt haben.

Die Bewegungen in der Turba-Mylonitzone (D2) könnten mit dem Modellexperiment von Mérle & Guillier (siehe SCHMID et al., 1990) erklärt werden. Suretta- und Tambo-Decke stossen schneller gegen NW vor als die darüberliegenden Einheiten. Dadurch kommt es dort zu relativen Rückbewegungen. In einer alternativen Erklärung lässt sich die Turba-Mylonitzone als duktile Scherzone entlang einer flachen SE gerichteten Abschiebung auffassen (Vorschlag N. FROITZHEIM). Diese Rückbewegungen sind die letzten grossen Bewegungen im untersuchten Gebiet. Daher folgern wir, dass die ostalpinen Decken bereits in einer früheren Phase als D2 über die mit frühtertiären Fossilien (ZIEGLER, 1956) datierten Flysche im Oberhalbstein und im Unterengadin (Engadiner Fenster) geschoben wurden. Anhand der Beobachtungen kann nur D1 oder eine noch frühere Phase dafür in Frage kommen.

Verdankungen

Wir danken S.M. Schmid für die strukturgeologische Feldbetreuung und V. Trommsdorff, V. Dietrich und N. Froitzheim für Diskussionen und die Durchsicht des Manuskriptes.

Literaturverzeichnis

CORNELIUS, H.P. (1932): Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, 1:25000, West-Blatt, Spezialkarte 115a, Schweiz. Geol. Komm.

CORNELIUS, H.P. (1950): Geologie der Err-Julier-Gruppe. Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz. NF, 70. 264 Seiten.

DEUTSCH, A. (1983): Datierungen an Alkaliamphibolen und Stilpnomelan aus der südlichen Platta-Dekke (Graubünden). Eclogae geol. Helv. 76/2, 295–308.

DIETRICH, V. (1970): Die Stratigraphie der Platta-Dekke. Eclogae geol. Helv. 63/2, 631–771.

FURRER, H., Ed. (1985): Field Workshop on Triassic and Jurassic Sediments in the Eastern Alps of Switzerland. Mitt. Geol. Institut der ETH und Universität Zürich, Nr. 248, 81 p.

GUNTLI, P. und LINIGER, M. (1989): Metamorphose der Margna-Decke. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 69/2, 283–289.

JÄGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. Eclogae geol. Helv. 66/1, 11–21.

LINIGER, M. und GUNTLI, P. (1988): Bau und Geschichte des zentralen Teils der Margna-Decke. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 68, 41–54.

MÜTZENBERG, S. (1986): Ergebnisse geologischer Studien südlich Maloja. Zusammenfassung. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 66/3, 466–472.

PERETTI, A. (1985): Der Monte-del-Forno-Komplex am Bergell-Ostrand: Seine Lithostratigraphie, alpine Tektonik und Metamorphose. Eclogae geol. Helv. 78, 23–48.

PHILIPP, R. (1982): Die Alkaliamphibole der Platta-Decke zwischen Silsersee und Lunghinpass (Graubünden). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 62, 437–455.

SCHMID, S.M., RÜCK, PH. und SCHREURS, G. (1990, im Druck): 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). Mém. Soc. géol. Suisse 1, Editors: Roure, F. Heitzmann, P. und Polino, R.

STAUB, R. (1926): Geologische Karte des Avers, 1:50000. Spezialkarte 97, Schweiz. Geol. Komm.

STAUB, R. (1946): Geologische Karte der Bernina-Gruppe und Umgebung, 1:50000. Spezialkarte 118, Schweiz. Geol. Komm.

STAUB, R. (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz. NF, 103. 184 Seiten.

TRÜMPY, R. (1975): Penninic-Austroalpine Boundary in the Swiss Alps: A presumed former continental margin and its problems. Am. Jour. Sci., V 275–A, 209–238.

ZIEGLER, W.H. (1956): Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden). Eclogae geol. Helv. 49/1, 1–78.

Manuskript angenommen 26. Januar 1990.