

Strukturelle Entwicklung der penninisch-ostalpinen Grenzzone am Beispiel der Arosa-Zone im Ost-Rätikon (Vorarlberg, Österreich)

Von DANIEL BIEHLER¹⁾

KURZFASSUNG

Die Basis der ostalpinen Decken bildet im Ost-Rätikon eine wenige hundert Meter mächtige, tektonisch stark durchbewegte Zone, in der Reste ozeanischer Kruste, Sedimente eines aktiven Kontinentalrands sowie Schuppen kontinentaler Kruste assoziiert sind: die Arosa-Zone. Aus den Sedimenten, ihrer tektonischen Abfolge, sowie aus den tektonischen Strukturen wird ein plattentektonisches Modell für die eoalpine Entwicklung des passiven, ostalpinen Kontinentalrandes zu einem aktiven Plattenrand mit gleichzeitiger und nachfolgender Deckenstapelung, abgeleitet. Es lassen sich zwei Hauptdeformationen (D_1, D_2) trennen, die von flexurartiger Verbiegung als Folge differenzieller Hebung und anschliessender blockartiger Zerlegung des Schuppen- und Deckenstapels an vorwiegend seitenverschiebenden Störungen gefolgt werden. D_1 wird einer Überschiebung des Ostalpins nach WNW bis NW zugeordnet, D_2 einer Überschiebung nach NNE.

ABSTRACT

The base of the Austroalpine nappes in the Eastern Rätikon consists of a few hundred meters thick, strongly tectonized zone: the Arosa-Zone. It comprises relicts of oceanic crust, sediments of an active continental margin as well as continental crust. The sediments, their characteristic tectonic sequence and the structures point to a plate tectonic model in which a passive continental margin developed to an active margin with nappe formation during the eoalpine orogenic cycle. Two main deformation events (D_1, D_2) were recognized, which were followed by large scale flexural folding as a result of differential isostatic uplift. Following this, the pile is cut by faults, mainly of strike-slip type. D_1 was due to WNW- to NW-directed, D_2 due to NNE-directed thrusting of the Austroalpine upon the Penninic unit.

Einführung

Der Arbeit liegt eine Neukartierung eines Gebietes im Ost-Rätikon (Fig. 1) im Massstab 1:10 000 zugrunde, deren Ergebnisse in Fig. 2 und 3 vereinfacht wiedergegeben sind. Das Auftreten einer Vielzahl von Gesteinen sedimentärer und tektonischer Genese erfordert die Definition einiger, im Text verwendeter Begriffe. Die häufig benutzte Bezeichnung für tektonisch bedingte, chaotische Gesteinsassoziationen ist die Melange (frz. *mélange*), die nach der Definition von Hsü (1968, 1974) folgende Merkmale besitzt: Sie ist charakterisiert durch eine feinkörnige, geschieferete Matrix, in der linsenförmige Körper unterschiedlicher Grösse, Herkunft, Zusammensetzung und vor

¹⁾ Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen, Sigwartstrasse 10, D-7400 Tübingen.

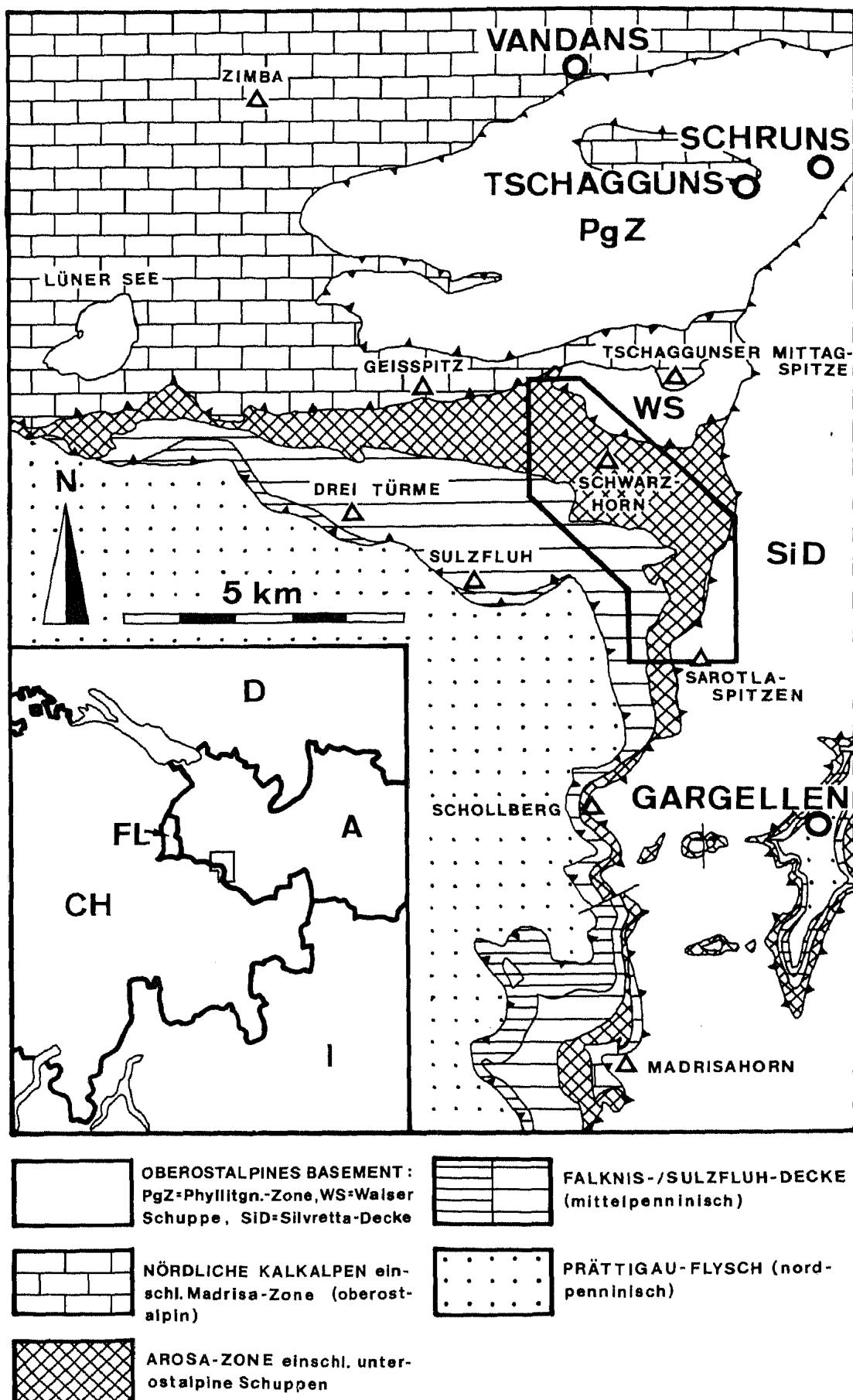


Fig. 1. Tektonische Übersichtskarte, Lage des Arbeitsgebietes, verändert nach KOBEL (1969) und TOLLMANN (1977).

allem verschiedenen Alters schwimmen. Die Komponenten, die fast immer Anzeichen tektonischer Beanspruchung zeigen (Brüche, Harnische usw.), können sowohl der liegenden als auch der hangenden tektonischen Einheit entstammen, sie können aber auch «exotisch», d.h. unbestimmter Herkunft sein.

Der sedimentär entstandene Olistostrom (z.B. Hsü 1974), der der Melange ähnlich ist und ebenfalls ältere, extraformationelle Komponenten besitzt, ist nur dann sicher von einer Melange zu unterscheiden, wenn die Ober- und Untergrenze sedimentäre Kontakte sind und die Matrix nicht geschiefert ist. Ein deformierter Olistostrom lässt sich nicht mehr von der Melange unterscheiden (Hsü 1974). Der Begriff «broken formation» wurde von Hsü (1968) vorgeschlagen um ein Gestein zu beschreiben, dessen primäres Gefüge durch tektonische Prozesse zwar zerstört wurde (Boudinage usw.), jedoch ohne sich dabei mit extraformationellem Fremdmaterial zu vermischen.

Die von CADISCH (1921) eingeführte «Aroser Schuppenzone», hier Arosa-Zone genannt, fasst in ihrer ursprünglichen Definition alle tektonischen Einheiten zwischen der hangenden, ostalpinen Silvretta-Decke und der liegenden, penninischen Sulzfluh/Falknis-Decke zusammen. In der neueren Literatur wird die Arosa-Zone vielfach einer Melange-Zone gleichgesetzt in der generell Schuppen ostalpiner Herkunft in einer Matrix aus südpenninischen Schiefern und Ophiolithen schwimmen (TRÜMPY 1980, WEISSERT & BERNOLLI 1985, WINKLER 1988, LÜDIN 1987, RING et al. 1988, RING et al. 1989). Es soll gezeigt werden, dass die Arosa-Zone zumindest im Ost-Rätikon aus Schuppen unterschiedlicher Affinität (Südpennikum, Ostalpin) aufgebaut wird, die von geringmächtigen, z.T. melangeartigen Zonen (= Bewegungsbahnen) voneinander getrennt sind. Das lithologische Inventar der Schuppen kann je nach Material schwach gestört oder als «broken formation» vorliegen.

Geologischer Überblick

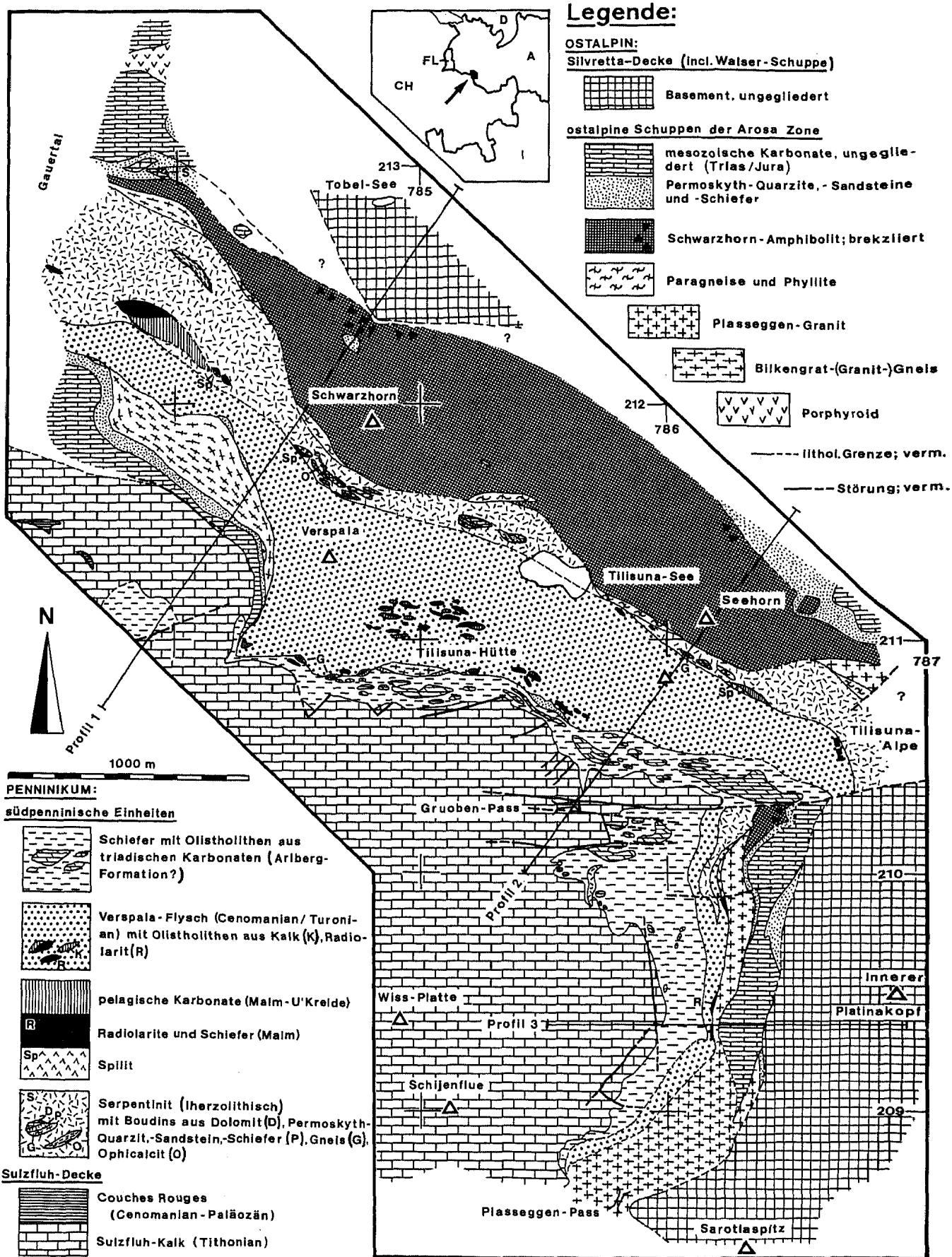
Silvretta-Decke (Oberostalpin)

Die Silvretta-Decke setzt sich ausschliesslich aus amphibolitfaziell (medium grade) metamorphen und kaum retrograd umgewandelten Grundgebirgs-Gesteinen zusammen. Es sind dies vor allem Staurolith- und Granat-führende Glimmerschiefer und Gneise sowie Amphibolite (BERTLE 1973). Letztere unterscheiden sich wesentlich von denen der tektonisch tieferen (unter-)ostalpinen Einheit. Granitoide Gesteine treten zurück. Die Walser-Schuppe (syn. Walser Scholle, TOLLMANN 1977; Walser Alp-joch-Schuppe, KOBEL 1969) bildet die westliche Fortsetzung der Silvretta-Decke. Hierfür spricht ihre tektonische Position, sowie deren Staurolith- und Granat-Führung (BIEHLER 1988).

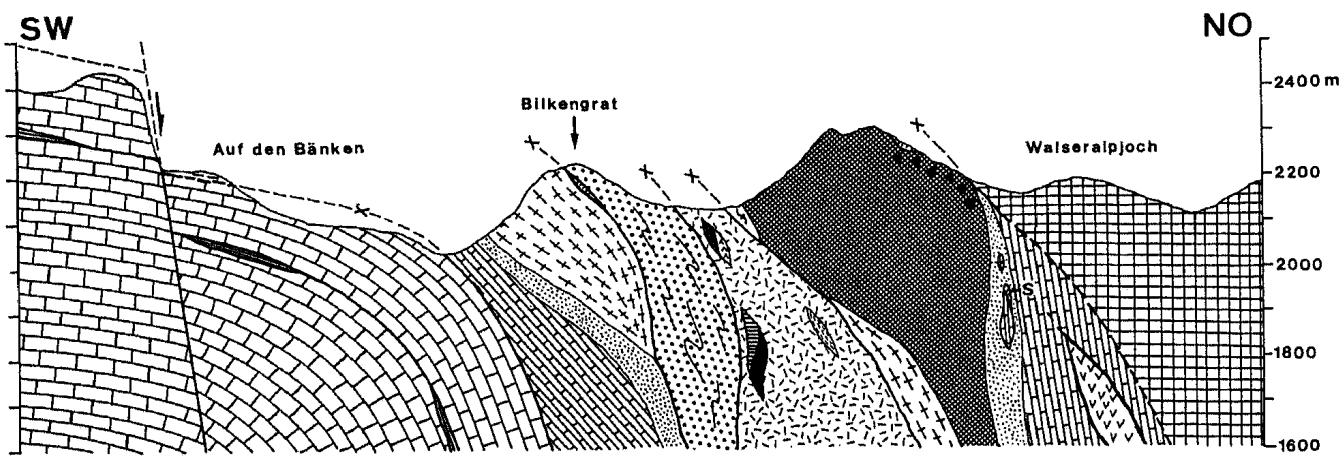
Ostalpine Schuppen der Arosa-Zone

Im tektonisch Liegenden der Silvretta-Decke und teilweise völlig von penninischen Einheiten umgeben befinden sich Schuppen von grünschieferfaziell metamorphen, retrograd überprägten Grundgebirgs-Gesteinen und permomesozoischen Flachwasser-Sedimenten, die aufgrund fazieller und petrographischer Merkmale zum grössten Teil ins Unterostalpin – vergleichbar den Gesteinen der Err-Decke (CORNE-

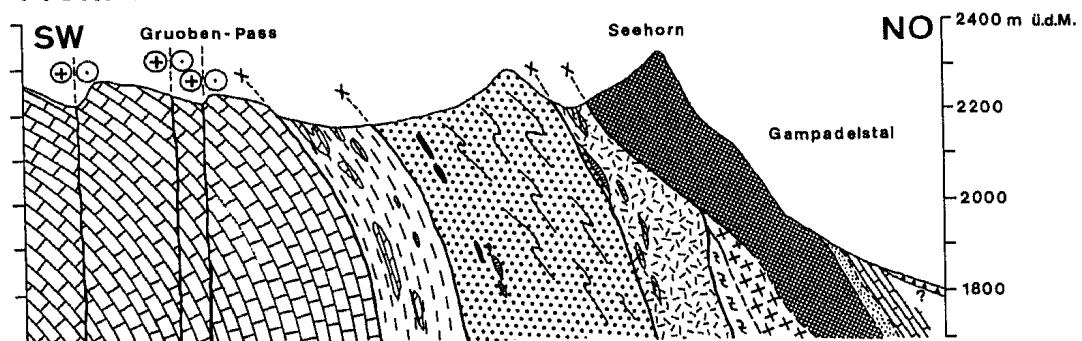
Geologische Karte: TILISUNA-GEBIET (OST-RÄTIKON)



Profil 1



Profil 2



Profil 3

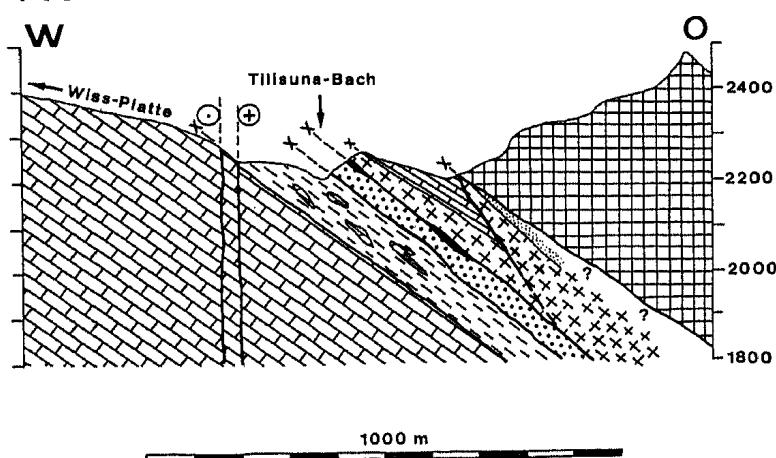


Fig. 3. Geologische Profile durch die Arosa-Zone im Ost-Rätikon (Lage und Legende siehe Fig. 2).

Fig. 2. Geologische Karte des Tilisuna-Gebietes im Ost-Rätikon (vereinfacht nach BIEHLER 1988).

LIUS 1935) – zu stellen sind (CORNELIUS 1921, BURGER 1978, BIEHLER 1988). Zum Grundgebirge gehören Plasseggen-Granit (retrograd umgewandelter Biotitgranit) und der verwandte Bilkengrat-Granitgneis, Epidot-Muskovit-Gneise und Phyllite, ein Biotit-führender Porphyroid (Nair-Porphyroid? CORNELIUS 1935) und der Schwarzhorn-Amphibolit, der im Hangenden lokal in sedimentäre Amphibolit-, Amphibolit-Quarz-Brekzien, vermutlich permischen Alters, übergeht. Darauf folgen diskordant, tektonisch ausgedünnt, aber in ursprünglich primärem Kontakt klastisch-vulkanogenes Permoskyth (rote Quarzite, Sandsteine, Schiefer und Tuffite), triadische Dolomite und Kalke, jurassische Hornstein- und Mergelkalke sowie Brekzien, deren Komponenten aus Permoskyth-Sedimenten, Dolomit und Kalk sowie Radiolarit bestehen (Bilkengrat). Alle diese Gesteine werden in der normalliegenden Titisuna-Plasseggen-Schuppe und der isolierten, verkehrtliegenden Bilkengrat-Schuppe zusammengefasst (Fig. 4).

Direkt an der Basis der Silvretta-Decke treten lokal Schuppen von permomesozoischen Sedimenten auf, die von BURGER (1978) faziell dem Oberostalpin (Nördliche Kalkalpen) zugeordnet und als Madrisa-Zone (TOLLMANN 1970, HALDIMANN 1975) ausgeschieden werden.

Südpenninische Einheiten der Arosa-Zone

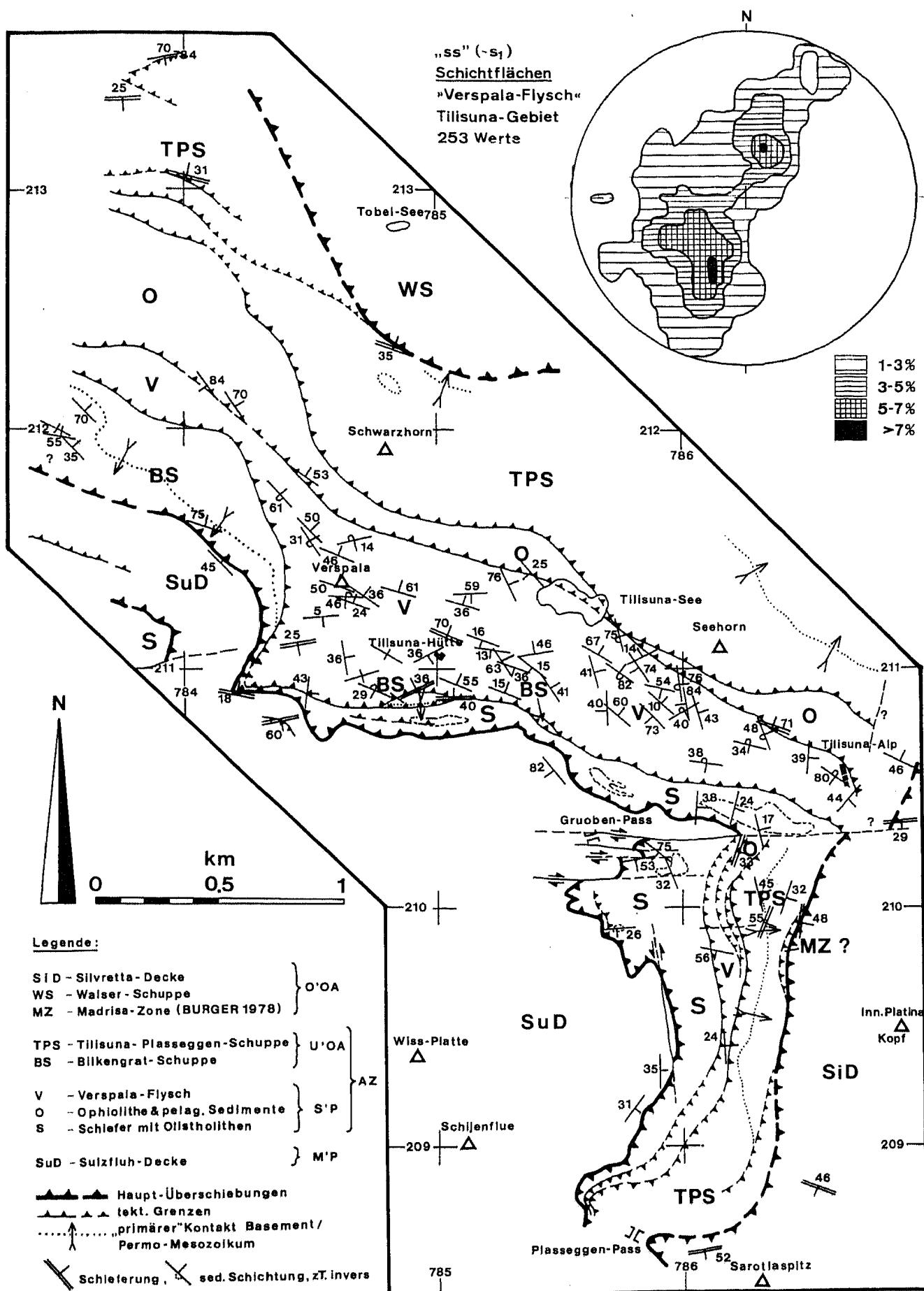
Hierzu gehören Ophiolithe, pelagische Sedimente, Flysch und Schiefer, die als direkte Äquivalente der südpenninischen Platta-Decke (DIETRICH 1970) angesehen werden.

Zu den Ophiolithen zählt Serpentinit, der eine lherzolithische Zusammensetzung hat (BIEHLER 1988), Ophicalcit (tektonische Serpentinit-Sediment-Mischungen, WEIS-SERT & BERNOLLI 1985), kleine, tektonisch isolierte, spindelförmige Vorkommen von spilitisiertem Pillowbasalt, auf dem in primärem, sedimentärem Kontakt Radiolarite (Malm?) aufliegen (z.B. südwestlich Schwarzhorn). Verknüpft mit den Ophiolithen treten ausserdem pelagische Karbonate auf, wie z.B. Aptychenkalk, Palombini-Kalk (Malm?/Unterkreide). Die Spilite haben Spurenelement-Zusammensetzung ähnlich Basalten der Mittelozeanischen Rücken (MORB) (BIEHLER 1988).

Der Verspala-Flysch liegt zum grössten Teil als «broken flysch» im Sinne HSÜ's (1968) vor. Er besitzt ein Alter von Cenomanian bis Turonian (BURGER 1978, OBER-HAUSER 1983, LÜDIN 1987) und zeichnet sich durch basisch-ultrabasische Komponenten aus, die neben Radiolarit und Karbonaten in brekziösen Basis-Lagen angereichert sind. Damit verbunden dominiert im Schwermineralspektrum Chromit über Epidot und Turmalin (WOLETZ 1967, BURGER 1978). Vereinzelt treten in Brekzien-Lagen auch resedimentierte Flysch-Komponenten auf. Im unteren Teil der vorwiegend normal liegenden Flysch-Abfolge befinden sich Einschaltungen von sedimentären

Fig. 4. Tektonische Karte des Titisuna-Gebietes im Ost-Rätikon (O'OA = Oberostalpin, U'OA = Unterostalpin, S'P = Süd-Penninikum, M'P = Mittel-Penninikum, AZ = Arosa-Zone).

Tektonische Karte: Tiliusuna-Gebiet



Megabrekzien mit bis zu 50 m langen Blöcken von Radiolarit, Karbonat und Ophicalcit (Olistostrome). Die älteren Flyschfolgen sind im allgemeinen karbonatärmer als die Jünger. Strömungsmarken («flute casts») weisen auf hauptsächlich ESE-gerichteten Transport hin (BIEHLER 1988).

Weitere charakteristische Gesteine des Arbeitsgebietes sind sedimentäre Brekzien von Dolomit in roter kieseliger Matrix, immer in Verbindung mit grossen Dolomit-Blöcken, die als tektonische Boudins im Serpentinit schwimmen (südlich Schwarzhorn). Verschieferte Brekzien von Serpentinit-Kristallin-Dolomit stehen den Ophicalciten genetisch nahe (Tilisuna-Bach östlich Gruoben-Pass; Dolomit-Blöcke westlich Tobelsee). Letztere sind ebenfalls an Serpentinitvorkommen gebunden.

Unter dem Verspala-Flysch schaltet sich eine Einheit ein, die ich als «Schiefer mit Olistolithen» bezeichne, um sie von den «Alpbach-Schiefern» BURGER's (1978) zu unterscheiden, die definitionsgemäss eine Melange-Einheit beschreiben (HALDIMANN 1975). Die Begriffe «Streifen-Schiefer» (SEIDLITZ 1906) oder «A-Schiefer» (HEISSEL et al. 1965) entsprechen schon eher, der von mir kartierten Einheit: In einer geschichteten, sandig-tonigen, braun bis ockerfarbenen Matrix schwimmen bis mehrere hundert Meter lange Körper (Olistolithen sensu strictu), die ausschliesslich aus triadischen Kalken, Dolomiten, diagenetisch verfestigten Brekzien und Rauhwacken bestehen, welche von BURGER (1978) faziell der oberostalpinen Arlberg-Formation zugeordnet werden. Nicht zur Einheit zählend, sondern an tektonische Kontakte gebunden, sind Boudins aus Verspala-Flysch, Serpentinit, kristallinen Gesteinen sowie Quarzit, Sandstein und Schiefer des Permoskyth. Die Schiefermatrix ist frei von Mikrofossilien. Lokal sind lateritisch-bauxitische Verwitterungsprodukte, wie Fe-Ooide (Bohnerz) und umgelagerte chamositische Laterit-Krusten angereichert, vergleichbar den Vorkommen der tieferen Gosau (Turonian/Coniacian) der Nördlichen Kalkalpen (LEISS 1989). Die grosse Mächtigkeit und die Tatsache, dass lokal primäre, sedimentäre Schichtungen erhalten und die lagig angereicherten Olistolithen nur aus dem Material einer einzigen Formation (Arlberg-Fm.) zusammengesetzt sind, macht wahrscheinlich, dass es sich bei den «Schiefern mit Olistolithen» um Produkte von gravitativen Umlagerungen bereits diagenetisch verfestigter Gesteine handelt. Die Prozesse, die zur Umlagerung geführt haben, können mit Bergstürzen, Rutschungen und marinen debris flows verglichen werden. Aufgrund des paläotektonischen Milieus (aktiver Kontinenttalrand) und der geringen Kompetenz des Matrix-Materials ist eine tektonische Überprägung solcher Ablagerungen zu erwarten, was die Interpretation erschwert.

Sulzfluh-Decke (Mittelpenninikum)

Diese tiefste Einheit des Arbeitsgebietes besteht aus Sulzfluh-Kalk (Plattform-Karbonate des Tithonian), in den Couches Rouges (Cenomanian bis Paläogen; OBERHAUSER 1959, 1963, BURGER 1978) an mehreren Gleitbahnen eingeschuppt sind. Die mergeligen, oberkretazischen Couches Rouges sind in den tektonisch höheren Einheiten der Sulzfluh-Decke (z.B. Schijenfluh, Drusenfluh) anzutreffen, die sandig-tonigen alttertiären Couches Rouges beschränken sich auf die tieferen Stockwerke (z.B. Drusentor, Auf den Bänken; OBERHAUSER 1959). Im liechtensteinischen Anteil der Sulzfluh-Decke (westlich des Arbeitsgebietes) schliesst die Sedimentation mit eozänen Flyschen ab (ALLEMANN 1957).

Tektonik

Die Abfolge zwischen Silvretta-Decke bzw. Walser-Schuppe und Sulzfluh-Decke lässt sich in mehrere Schuppen gliedern. Diese zeigen z.T. laterale lithologische Wechsel und variierende Mächtigkeit. So wird z.B. östlich des Gruoben-Passes im Grundgebirgs-Anteil der Tilosuna-Plasseggen-Schuppe der Schwarzhorn-Amphibolit durch den Plasseggen-Granit abgelöst, der seinerseits am Plasseggen-Pass durch tektonische Verdopplung fast die gesamte Breite der Arosa-Zone einnimmt (Fig. 2, 3 und 4). Stark schwankende Mächtigkeiten hat auch die Ophiolith-Schuppe (hauptsächlich Serpentinit). Östlich des Tilosuna-Sees keilt sie auf kurze Distanz in die Höhe aus (siehe Fig. 4), zwischen Gruoben-Pass und Plasseggen-Pass verschwindet sie bis auf kleine Reste von Radiolarit und Ophicalcit ganz. Insbesondere das Permo-Mesozoikum der ostalpinen Schuppen ist tektonisch ausgedünnt, wodurch einzelne Schichtglieder ausfallen können. Durch Faltung mit anschliessender Abscherung gelangen ostalpine Einheiten, z.B. die verkehrtliegende Bilkengrat-Schuppe, in ein tieferes tektonisches Niveau und sind deshalb von penninischen Einheiten umgeben. Trotz der intensiven Tektonik lässt sich eine mehr oder minder gleichbleibende Abfolge feststellen (vom Hangenden ins Liegende):

Silvretta-Decke/Walser-Schuppe (aufrecht?)
 Madrisa-Zone (z.T. invers)
 Tilosuna-Plasseggen-Schuppe (aufrecht)
 Ophiolith-Schuppe (aufrecht?)
 Verspala-Flysch (vorwiegend aufrecht)
 lokal: Bilkengrat-Schuppe (invers)
 Schiefer mit Olistolithen (aufrecht?)
 Sulzfluh-Decke (aufrecht)

In Fig. 4 sind die wichtigsten tektonischen Kontakte eingezeichnet, des weiteren besitzen alle Einheiten eine ganze Anzahl interner Überschiebungsbahnen. Die Kontaktzonen sind je nach Kompetenzkontrast mehr oder minder mächtig – selten aber über 3 m – und besitzen ein melangeartiges Aussehen. Hier werden auch exotische Komponenten angetroffen, die weder im Hangenden noch im Liegenden des Kontaktes anstehen. Wie aus den Lagerungsverhältnissen von Fig. 4 und 5b hervorgeht, ist der Verspala-Flysch die am stärksten intern verfaltete und zerscherte Einheit. Der Kontakt zwischen den Schiefern mit Olistolithen und dem Verspala-Flysch, der von BURGER (1978) als primär sedimentär beschrieben wird, ist aufgrund von eingeschupptem Kristallin und Permoskyth, sowie melangeartiger Übergänge in östlicher Fortsetzung der auskeilenden Bilkengrat-Schuppe, tektonischer Natur. Die Schiefer mit Olistolithen müssen somit nicht älter sein als der Verspala-Flysch – im Gegenteil halte ich ein jüngeres Alter (Coniacian?) für wahrscheinlich, da in einem Akkretionskeil die Alter der Schuppen, gemessen an den jüngsten Sedimenten, ins tektonisch Liegende abnehmen.

Die Tatsache, dass typisch südpenninische Gesteine auch noch im Hangenden der Tilosuna-Plasseggen-Schuppe vertreten sind – als Beispiele seien ein Serpentinit-Vorkommen westlich des Tobelsees und ein Spilit-Vorkommen nördlich des Seehorns (SEIDLITZ 1906, Taf. IX, Abb. A 5) genannt – rechtfertigen die Verwendung des

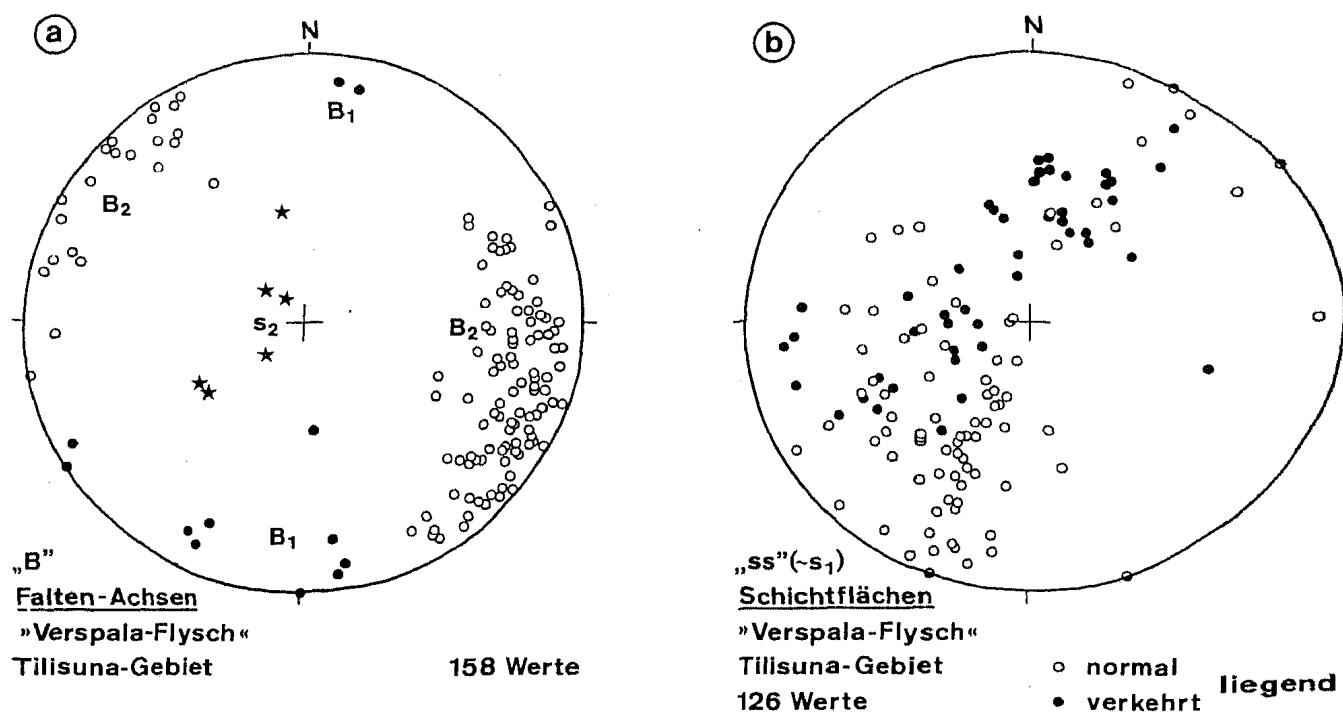


Fig. 5. Gefügedaten Verspala-Flysch; a) Faltenachsen (B_1 , B_2) und Schieferungsflächen (s_2); b) Orientierung und Lagerung der Schicht- bzw. s_1 -Schieferungsflächen im Verspala-Flysch.

Begriffes Arosa-Zone für den gesamten Schuppen-Stapel zwischen Silvretta-Decke/Walser Schuppe und Sulzfluh-Decke im Ost-Rätikon.

Strukturgeologie

Aufgrund der Deformations-Temperaturen von maximal 200–240 °C (LÜDIN 1987, FLISCH 1986) im Ost-Rätikon und Drucken um 2,5 kbar (RING 1989) sind alpidische Strukturen in kompetenten Gesteinen selten penetrativ und zumeist bruchhaft, dagegen penetrativ in inkompetenten Gesteinen und im Bereich von Scherzonen. Arm an aussagekräftigen Strukturen sind kristalline Einheiten (Silvretta-Decke, unterostalpines Grundgebirge), deren Feldspäte kataklastisch zerbrochen und deren Glimmer geknickt sind, sowie ebenfalls verhältnismässig rigide massive Kalke, Dolomite und Quarzite. Bei diesen bilden sich z.B. Dehnungsspalten erst, wenn die Mächtigkeit der Schuppen oder Boudins unter 2–3 m liegt. An die Stelle einer Schieferung treten in Karbonaten unregelmässige Drucklösungssäume. Aussagekräftiges Strukturinventar besitzen dünnbankige Sedimente, wie geschichtete mergelige Kalke und Radiolarite sowie besonders Wechselfolgen von Kalken mit Tonschiefern oder Mergeln (Flysch, Palombini-Kalk). Homogene, penetrative Schieferungen sind nur in den tonigen bis mergeligen Zwischenlagen durch Drucklösung und kristallplastisches Fliessen, sehr selten durch Mineralneubildungen (Glimmer), ausgebildet. Wechselfolgen reagieren auf Deformation mit asymmetrischer Faltung, Bildung von sekundär mineralisierten (Dehnungs-) Spalten und asymmetrischer Boudinage der kompetenten Lagen. Die X-Richtung (= Streckungs-Richtung, $X > Y > Z$, Hauptachsen des Strain-Ellipsoids) lässt sich aus Faserkristallisaten von Calcit, seltener Quarz und Gips in Spalten, aus

faserigen Quarz-Absonderungen im Druckschatten von grossen detritischen Quarz-Körnern in klastischen Sedimenten (Permoskyth-Sandstein), sowie aus Scherflächen-Populationen in Serpentinit und Permoskyth-Sandstein ermitteln (Methode von ANGELIER & MECHLER 1977). Striemungen und Anwachsfasern auf den Schichtflächen kompetenter Sandstein-Bänke (Schichtflächen-Harnische) sind die Folge von Relativbewegungen in den Faltenschenkeln von Gleitfalten («flexural slip fold», RAMSAY & HUBER 1987). Die Faser- bzw. Striemungsrichtung bildet hier im Normalfall einen rechten Winkel mit der Faltenachse und ist ebenfalls als X-Richtung zu interpretieren. Die Streckungsrichtung wird, in die Scherfläche projiziert, als Überschiebungsrichtung interpretiert (RAMSAY & HUBER 1983). Der Schersinn (Überschiebungssinn) lässt sich aus rotierten Klasten (HANMER 1986, NEEDHAM 1987), Scherbändern («eccl», PLATT 1984) in Kalkmyloniten und – mit Einschränkung – aus Faltenvergenzen und Anwachsfasern oder Abrisskanten von Schichtflächen-Harnischen ableiten.

Ergebnisse

1. Deformation (D_1)

Eine erste Deformation (D_1) ist mit einer penetrativen Schieferung (s_1), subparallel der sedimentären Schichtung (ss) und einer dominierenden E-W bis NW-SE gerichteten Streckungs-Faser verbunden, die im Sulzfluh-Kalk und im Verspala-Flysch eine ältere N-S bis NE-SW gerichtete Streckungen überlagert. Im Flysch sind Falten ausgebildet und zugehörige Schichtflächen-Harnische in den kompetenten Bänken der Hangend-Schenkel häufig. D_1 -Falten sind im Gelände schwer auszumachen, da sie meist isoklinal und oft im Scheitel abgeschart sind (Fig. 6a und b), ihre Achsen (B_1) streichen um die N-S-Richtung (Fig. 5a). Die isoklinale Faltung der 1. Deformation kommt durch die wechselnde Lagerung (normal/invers) der Verspala-Flysch-Schichtflächen zum Ausdruck (Fig. 5b). Während D_1 gebildete Populationen von konjugierten Scherflächen mit Anwachsfasern (Serpentin, Quarz, Calcit) im Serpentinit und in Permoskyth-Sandsteinen, die mit Hilfe der Methode von ANGELIER & MECHLER (1977: «méthode des dièdres droits») ausgewertet wurden, lassen ebenfalls E-W-bzw. NW-SE-Streckung erkennen (siehe Fig. 7b und c). Diese Bruch-Strukturen stehen nicht im Zusammenhang mit späteren steilstehenden Störungen, sondern werden von diesen überlagert.

E-W-Streckungen sind in paläozänen/untereozänen Flyschen des Unterengadiner Fensters noch anzutreffen, jedoch nicht ausgeprägt. RING et al. (1989) nehmen deswegen an, dass eine Richtungs-Änderung in der Zeit um 50 Mio. J. erfolgt ist, und sich die 1. Deformation hauptsächlich auf die Oberkreide beschränkt.

2. Deformation (D_2)

D_2 faltet alle älteren Strukturen, eine Schieferung (s_2) ist nur in den inkompetenten Lagen der Faltenscheitel ausgebildet (Fig. 5a). Das Maximum der gemessenen F_2 -Achsen im Verspala-Flysch fällt flach nach ESE ein (Fig. 5a) und bildet damit einen nahezu rechten Winkel mit den älteren F_1 -Achsen. Die Schichtflächen-Pole liegen im Stereogramm auf einem Gürtel (Fig. 4 rechts oben, 5b) die zugehörige Streckung

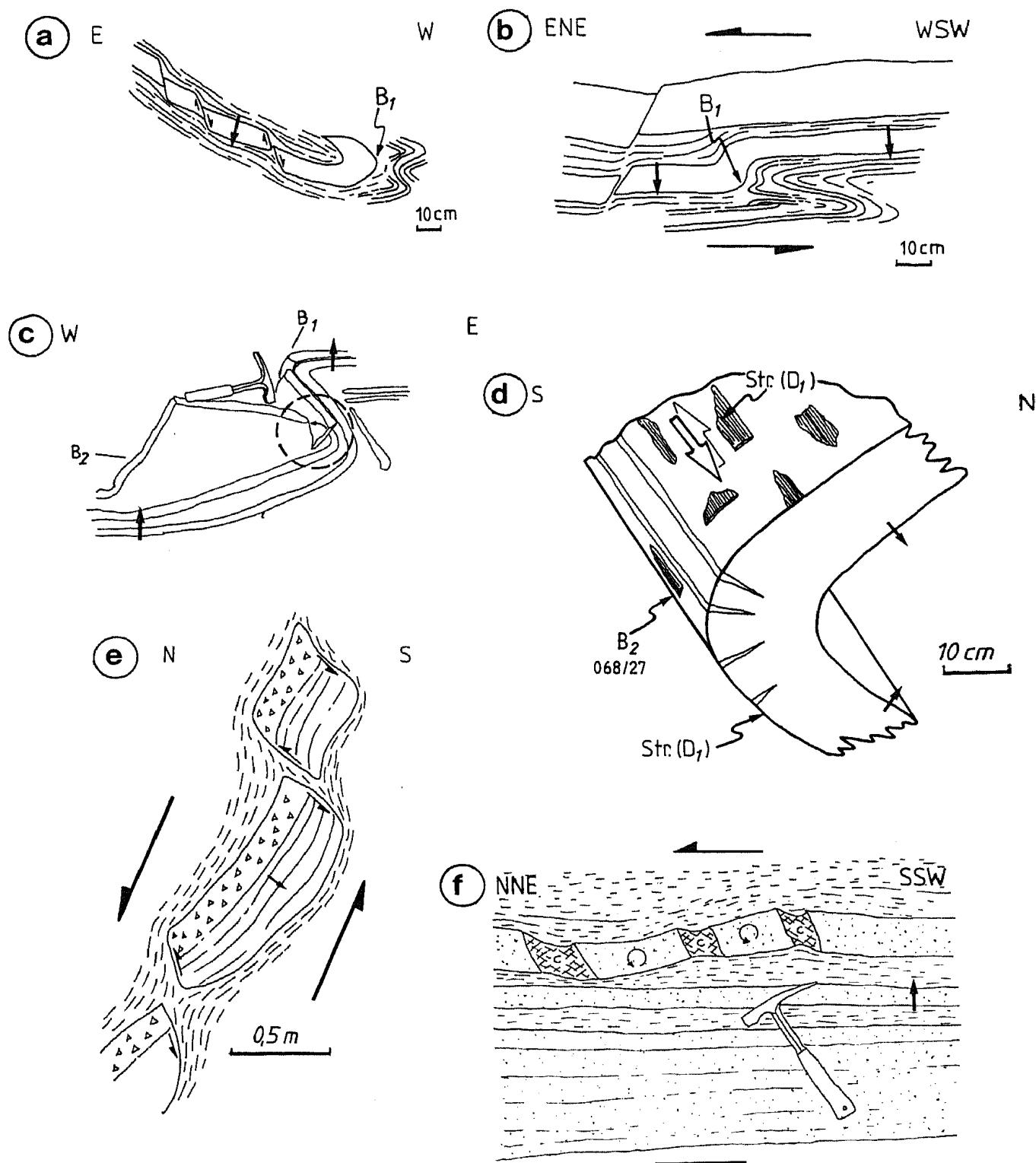


Fig. 6. a) und b) D₁-Falten und Scherkriterien beider D₂-invertiert, Verspala-Flysch, Verspala; c) durch D₂ abgescherter F₁-Faltenschenkel, Verspala-Flysch, Verspala-Grat; d) D₂-Faltung eines F₁-Schichtflächen-Harnisches, Verspala-Flysch, Verspala-Ostseite; e) D₂: asymmetrische Boudinage und antithetische Rotation, Verspala-Flysch, Kontakt Schwarzhorn-Amphibolit/Verspala-Flysch südlich Seehorn; f) symmetrische Boudinage und synthetische Rotation (c = Calcit), Verspala-Flysch, Verspala-Gipfel. (Lokalitäten von a)-f) siehe Fig. 2, kleine, schwarze Pfeile in Richtung der Schicht-Oberseite).

Extensionsrichtungen, rückkrotiert

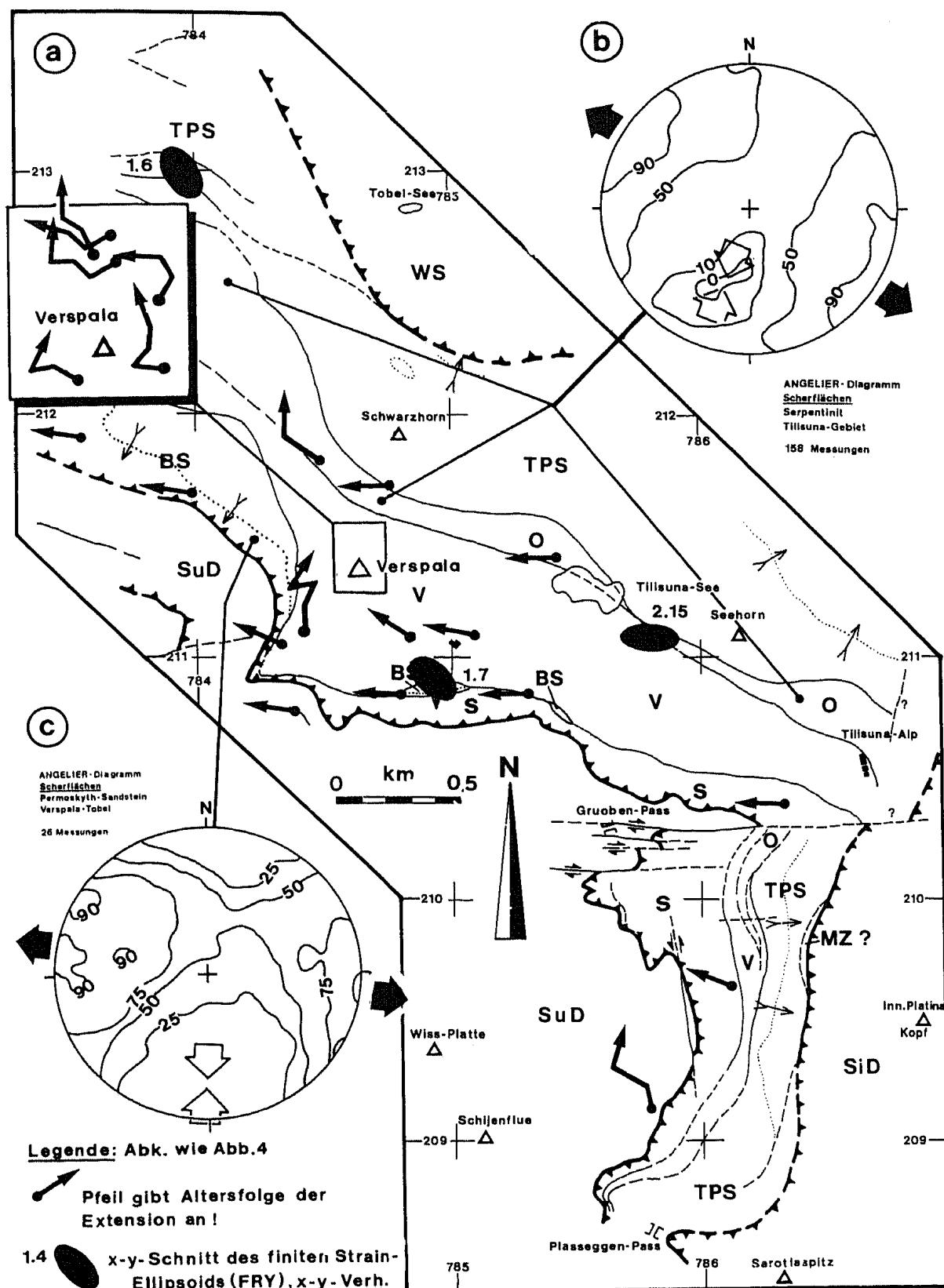


Fig. 7. a) Inkrementeller Strain (Altersfolge in Pfeilrichtung) und finiter Strain (X-Y-Ellipsen aus Brekzien, FRY-Methode (FRY 1979); b) und c) Diagramme (Lagekugel-Projektion, untere Halbkugel) nach ANGELIER & MECHLER (1977) aus D_1 -Scherflächen-Populationen im Serpentinit und Permoskyth-Sandstein – man beachte, dass die Richtung grösster Kompression der Lage der tektonischen Kontaktflächen (= s_1/s_2 -Schieferung) entspricht! (0% = Kompression, 100% = Extension).

streicht NNE–SSW. Die Geometrie der offenen, asymmetrischen D_2 -Falten bewegt sich im Übergangsbereich zwischen kongruent und konzentrisch (Klasse 1C, RAMSAY 1967) mit Öffnungswinkeln zwischen 40° und 70° . Sie sind ausnahmslos N-vergent. F_1 -Schichtflächen-Harnische werden durch D_2 in der Art gefaltet, dass die Striemungs- und Faser-Richtung nahezu parallel (!) der F_2 -Faltenachse liegt, wobei der Schersinn in den beiden Schenkeln entgegengesetzt ist (Fig. 6d). Abgescherte F_1 -Falten (siehe Fig. 6c) dokumentieren ebenfalls diese Überlagerung.

Scherkriterien

Der Schersinn wurde unter Berücksichtigung der Schichtlagerung aus **Vergenzen** asymmetrischer Falten, Faltenabscherungen, Schichtflächen-Harnischen, Rotationen von kompetenten, boudinierten Bänken (HANMER 1986, NEEDHAM 1987) (Fig. 6a, b, e und f) und Scherbändern (ecc1; PLATT 1984) abgeleitet. Lokal ermittelte Schersinne sind auf die gesamte Arosa-Zone übertragbar, da ein Grossfalten-Bau (SEIDLITZ 1906) nicht nachzuvollziehen ist und in den kurzen Liegend-Schenkeln **asymmetrischer** Falten entgegengesetzte Schersinne selten auftreten. Diese ergeben für D_1 WNW- bis NW-gerichtete Überschiebung, für D_2 einen NNE-gerichteten Transport der ostalpinen Decken. Bei der Analyse der angegebenen Schersinn-Indikatoren für die **1.** Deformation ist es wichtig, auf die Lagerung der untersuchten Einheit (normal oder invers) zu achten, d.h. darauf, ob durch die Faltung der 2. Deformation mit Achsen parallel der ersten Streckung eine Struktur invertiert wurde. In diesem Fall ist **der** Schersinn umgekehrt. Aus diesem Grunde finden sich in verkehrt liegenden **Schuppen** und Schenkeln (Flysch, Bilkengrat-Schuppe, lokal in den obersten Teilen des Sulzfluh-Kalks) für D_1 scheinbar E- bis SE gerichtete Bewegungen.

Inkrementeller Strain

Die Analyse der Strain-Inkremeante erfolgte qualitativ im Aufschlussbereich aus der Überlagerung von Spalten mit antitaxialen Fasercalcit-Füllungen in Verspala-Flysch-Bänken und im Sulzfluh-Kalk (Methodik nach RAMSAY & HUBER 1983). Die Strain-Pfade sind in Fig. 7 dargestellt. Die Interpretation der älteren Strukturen im Flysch gestaltet sich schwierig, da Flyschbänke durch nachfolgende Faltung überkippt worden sein können und die Strukturen so eine Rotation erfahren, bevor sie überprägt werden. W–E-Streckungen stammen im Gegensatz zu NW–SE-Streckungen (D_1) fast immer aus verkehrtliegenden Einheiten. Daraus schliesse ich, dass es sich dabei um durch die D_2 -Faltung rotierte, ursprünglich NW–SE-gerichtete Streckungen handelt.

Finiter Strain

An Proben von sedimentären Brekzien wurde in Scherzonen (tektonische **Kontakte**) die Form der Strain-Ellipse im X–Y-Schnitt (s_1 -Schieferung) mit Hilfe der **FRY**-Methode (FRY 1979) ermittelt. Die X-Achsen (siehe Fig. 7) haben E–W- bzw. NW–SE-Richtung. Erstere stammt aus einer verkehrt liegenden Flysch-Bank (D_2 -Inversion). Die Achsenverhältnisse betragen 1.6 bis 2.15. Aufgrund der auftretenden Richtungen, müssen sie während des Maximums der duktilen Deformation, die **dem**

Maximum der thermischen Metamorphose während der 1. Deformation entspricht, geprägt worden sein.

Junge Tektonik

Nach Ende der Deckenüberschiebungen wird der gesamte Deckenstapel durch differentielle Hebung flexurartig verbogen. Je nach Mächtigkeit der aufliegenden, ostalpinen Decken (Silvretta-Decke, Nördliche Kalkalpen) ist die Auswirkung der isostatischen Ausgleichsbewegungen unterschiedlich stark, entsprechend der Grad der Verkipfung der Arosa-Zone. Im SE des Ausstriches der Arosa-Zone im Arbeitsgebiet, wo nur Silvretta-Decke aufliegt, führt dies nur zu einer schwachen Verstellung (ca. 40°). Im Nordosten dagegen, wo Silvretta-Decke und Kalkalpin-Decken die Arosa-Zone überlagern, fällt diese mit 80 bis 90° nach Norden ein. Rückwärtig ist jedoch in beiden Fällen eine rasche Verflachung der Lagerung zu beobachten, sodass bereits im Bereich der Sulzfluh die Schichten nahezu horizontal liegen. Diese domartige Struktur erklärt sich aus der Lage des Arbeitsgebiets in der NE-Ecke des Prättigauer Halbfensters.

Abschliessend wird die Arosa-Zone mitsamt den Einheiten im Liegenden und Hangenden im Ost-Rätikon durch etwa E-W-streichende rechtsseitige Blattverschiebungen (Gruoben-Pass, Sulzfluh-Plateau) und wenigen konjugierten, N-S-verlaufenden Störungen (z.B. Schijenfluh-Westflanke, Wiss Platte-Ostseite) zerlegt.

Interpretation und Schlussfolgerung

Die im Rätikon gemachten Beobachtungen fügen sich in die plattentektonischen Modelle von TRÜMPY (1975), FRISCH (1979, 1984), FRISCH et al. (1987), WINKLER (1988) LÜDIN (1987) und RING (1989) ein und lassen folgende Stadien der Entwicklung des ostalpinen Kontinentalrands rekonstruieren:

- 1) passiver Kontinentalrand.
- 2) Subduktion und Beginn der Einengung im Ostalpin.
- 3) Überschiebung des südpenninischen Ablagerungsraumes durch ostalpine Einheiten und anschliessende Aufschiebung auf die mittelpenninische Schwelle.
- 4) Epirogenese und junge Bruchtektonik.

1) Im, bereits seit dem mittleren Jura bestehenden, südpenninischen Ozean werden im Malm auf ozeanischer Kruste rote, kieselige Sedimente (Radiolarite) abgelagert, die in der frühen Kreide von Karbonaten (Aptychenkalk, Palombini-Kalk usw.) abgelöst werden. Sowohl die ozeanische, als randlich auch die ostalpine, kontinentale Kruste werden von linksseitigen Seitenverschiebungen (z.T. Transform-Störungen) durchzogen (TRÜMPY 1975, WEISSERT & BERNOULLI 1985), an denen Lherzolithe (PETERS 1963, BIEHLER 1988) serpentinisiert werden und durch den Dichte-Verlust aufsteigen. Durch sedimentäre Prozesse (Erosion und Umlagerung) sowie Einbeziehung in Brekzien-Bildung und Mylonitisierung an tiefreichenden Störungen erfolgt eine Vermischung mit unverfestigten, kieseligen Sedimenten und schliesslich Zementation mit sekundärem Calcit (→ Ophicalcit). In der Nähe des nördlichen ostalpinen Kontinental-

randes verstkt sich entsprechend der kontinentale Einfluss und es kommt zur tektonisch und sedimentären Vermischung von sdpenninisch-ozeanischen und kontinentalen- (unter-) ostalpinen Gesteinen bedingt durch schräg zum Kontinentalrand verlaufende Störungen und hieraus resultierendem Relief. Hier gleiten z.B. Dolomit-Blöcke in das ozeanische Milieu ein und vermischen sich mit noch unverfestigten, kieseligen Schlämmen zu Brekzien und Mega-Brekzien, während in Scherzonen kristalline Komponenten mit ophiolitischem und sedimentärem Material vermischt werden.

Nördlich an den südpenninischen Ablagerungsraum schliesst die mittelpenninische, oberjurassische Karbonatplattform an – vermutlich mit kontinentaler Krustenunterlage – auf der in der Kreide rotgefärbte, zunächst mergelige, später sandigtonige Couches Rouges zur Ablagerung kommen (ALLEMANN 1957, OBERHAUSER 1959).

2) Einengung und Subduktion setzt am ostalpinen Kontinentalrand etwa in der späten Fruhkreide (Apt/Alb) ein (WINKLER 1988) und führt zur Sedimentation von Flyschen, wie dem Verspala-Flysch (Cenomanian/Turonian) im Ost-Rätikon. Während zunächst mehr kontinental-kristalliner Detritus dominiert, setzt sich der jüngere Flysch fast nur noch aus karbonatischen und kieseligen Sedimenten-Komponenten zusammen – ophiolitischer Detritus (Chromit) ist in der gesamten Flyschfolge zu finden. Sowohl die tektonische Platznahme von Schuppen ozeanischer Kruste in der Arosa-Zone, als auch die Exponierung von Ophiolith-Material zur Resedimentation können durch Akkretion erklärt werden. Auf Letzteres deuten grössere Olistostrom-artige Eingleitungen von südpenninischen (?) Radiolariten, Karbonaten und Ophiocalcit, sowie resedimentierte Flysch-Komponenten hin. Die Obduktion ozeanischer Krustenteile, wie sie WINKLER (1988) vorschlagt, ist notwendig, um Chromit-Vorkommen in der kalkalpinen Gosau zu erklären. Durch Akkretion werden im Verlaufe der Subduktion Teile ozeanischer Kruste sowie Sedimente des zugehörigen Tiefseegrabens (Verspala-Flysch usw.) sukzessive an die Unterseite des (Unter-)Ostalpins angeschuppt. Frühe Strain-Inkremepte der 1. Deformation im Verspala-Flysch sind wahrscheinlich auf diesen Subduktionsvorgang zurückzuführen.

3) In der frühen Sptkreide (Coniacian, WINKLER 1988) ist die ozeanische Kruste des südpenninischen Troges fast vollständig subduziert, es setzen Decken-Überschiebungen innerhalb des Ostalpins ein, in deren Verlauf die randnahen, unterostalpinen Decken von oberostalpinen Einheiten berfahren und ausgedunnt werden. Innerhalb der Silvretta-Decke führt dies zu differentiellen Hebungen im Zeitraum Turon bis Eozän (FLISCH 1986). Die Nördlichen Kalkalpen werden von ihrer Unterlage abgeschert und rücken an den ostalpinen Kontinentalrand vor. Durch diesen Vorgang fallen grosse Teile der triadisch/jurassischen Karbonatplattform trocken, verwittern und werden abgetragen. Mit ihrem Material wird die noch offene Rinne zwischen Ostalpin und Mittelpenninikum durch Bergstürze, debris flows usw. aufgeffllt. Die Schiefer mit Olistolithen der Arlberg-Fm. sind Produkte dieser Sedimentation, die mit der vollständigen Überschiebung durch das Ostalpin abschliesst.

Die mittelpenninische Karbonat-Plattform ist bisher nur randlich von Subduktion und Überschiebung betroffen, im Nordwesten findet noch bis ins Eozän Sedimentation statt (ALLEMANN 1957).

Aus den im Verspala-Flysch und den hochsten Einheiten der Sulzfluh-Decke (Sulzfluh-Kalk) enthaltenen Strukturen lässt sich ableiten, dass nach einer sehr kurzen Phase N-S-gerichteter Bewegungen (frühe N-S-Fasern im Verspala-Flysch) eine

WNW- bis NW-gerichtete Überschiebung erfolgte, was durch die penetrativen Strukturen der 1. Deformation im Rätikon dokumentiert ist.

Der Wechsel zu NNE gerichteten Überschiebung der 2. Deformation erfolgt etwa im Eozän (RING et al. 1989) und führt zur internen Verschuppung des Mittelpenninikums (hier höhere Sulzfluh-Einheiten auf tiefere) und schliesslich zur Überschiebung durch den gesamten Decken-Stapel und zur Abscherung von der kristallinen (?) Unterlage. Gleichzeitig oder schon während D_1 , dürfte die oberostalpine Silvretta-Decke (hier fehlen Strukturdaten, da es sich ausschliesslich um Basementgesteine handelt) in die heutige Position vorgerückt sein, wobei sie Reste der Kalkalpen mit überfuhr (Madrisa-Zone; HALDIMANN 1975).

4) Nachdem der Deckentransport zum Stillstand gekommen war, beginnt die isostatische, zunächst homogene Hebung des Deckenstapels von Oligozän bis ins frühe Pliozän (FLISCH 1986), im späten Pliozän bildet sich dann ein Hebungszentrum im Prätigau heraus (Churer Hebung, FLISCH 1986), wodurch die Arosa-Zone flexurartig verbogen wird, und zwar besonders stark im Norden des Arbeitsgebietes, wo ausser der Silvretta-Decke (Walser Schuppe) noch die Nördlichen Kalkalpen aufliegen. Nachdem das isostatische Gleichgewicht einigermassen eingestellt war, wird die ganze Abfolge an sehr jungen, hauptsächlich seitenverschiebenden Störungen zerlegt und versetzt. Diese entsprechen aufgrund von Richtung und Versatz dem rezenten Spannungsfeld in den östlichen Schweizer Alpen mit flacher Einengung in NW-SE-Richtung und Dehnung in NE-SW-Richtung (PAVONI 1987).

Verdankungen

Ich möchte W. Frisch, L. Ratschbacher und U. Ring (alle Tübingen) für die kritische Durchsicht des Manuskriptes und wertvollen Hinweise danken. Ebenso schulde ich S. Schmid und H. Weissert (beide Zürich) für konstruktive Kritik Dank.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALLEMANN, F. 1957: Geologie des Fürstentums Liechtenstein (unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems). Diss., Univ. Bern, Selbstverl. Hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein.
- ANGELIER, J., & MECHLER, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. géol. France 7. Sér., XIX/6, 1309–1318.
- BERTLE, H. 1973: Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens (Österreich). Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Wien 22, 1–60.
- BIEHLER, D. 1988: Geologie, Geochemie und Tektonik der Arosa-Zone zwischen Plassegg-Pass und Gauertal (Rätikon, Österreich). Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Tübingen.
- BURGER, H. 1978: Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen dem Schollberg und der Verspala (Osträtikon). Eclogae geol. Helv. 71/2, 255–266.
- CADISCH, J. 1921: Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 49, 1. Abt.
- CORNELIUS, H.P. 1921: Bemerkungen zur Geologie des östlichen Rätikon. Verh. geol. Staatsanst. (Wien) 6, 85–90.
- 1935: Geologie der Err-Julier-Gruppe, 1. Teil: Das Baumaterial (Stratigraphie und Petrographie, excl. Quartär). Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 70/1.

- DIETRICH, V. 1970: Die Stratigraphie der Platta-Decke. *Eclogae geol. Helv.* 63/2, 631–671.
- FRISCH, W. 1979: Tectonic progradation and plate tectonic evolution in the alps. *Tectonophysics* 60, 121–139.
- 1984: Sedimentological response to late Mesozoic subduction in the Penninic windows of the Eastern Alps. *Geol. Rdsch.* 73/1, 33–45.
- FRISCH, W., GOMMERINGER, K., KELM, U., & POPP, F. 1987: The Upper Bündner Schiefer of the Tauern Window — A Key to Understanding Eoalpine Orogenic Processes in the Eastern Alps. In: *Geodynamics of the Eastern Alps* (Ed. by FLÜGEL W., & FAUPL P.), Wien (Deuticke), 55–69.
- FRY, N. 1979: Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics* 60, 89–105.
- FLISCH, M. 1986: Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide. *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing.* 53/123, 23–49.
- HALDIMANN, P. 1975: Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klosters und Gafiental (GR). *Eclogae geol. Helv.* 68/2, 301–310.
- HANMER, S. 1986: Asymmetric pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.* 8, 82–111.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O., & SCHMIDEGG, O. 1965: Geologische Karte des nordöstlichen Rätikon, 1:25 000. Geol. Bundesanst. (Wien) (Hrsg.).
- Hsü, K.J. 1968: Principles of mélange and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 79, 1063–1074.
- 1974: Melanges and their distinction fromolistostromes. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.* 19, 321–333.
- KOBEL, M. 1969: Erläuterungen zur Tektonik des Rätikon. *Jb. Vorarlbg. Landesmus. Ver.* 112. Jg. (1968/69), 245–260.
- LEISS, O. 1989: Der Bauxit und die lateritisch-bauxitischen Ablagerungen der Tiefen Gosau (Turon/Coniac) in den Nördlichen Kalkalpen. *Z. dtsch. geol. Ges.* 140, 137–150.
- LÜDIN, P. 1987: Flysch- und Melange-Bildungen in der südpenninischen/unterostalpinen Arosa-Zone (Mittelbünden und Rätikon). Unveröff. Diss., Basel.
- NEEDHAM, D.T. 1987: Asymmetrical extensional structures and their implications for the generation of mélanges. *Geol. Mag.* 124 (4), 311–318.
- OBERHAUSER, R. 1959: Bericht über Aufnahmen 1958 auf den Blättern Feldkirch (141) und Schruns (142) sowie über Übersichtsbegehungen auf Blatt Reute (115). *Verh. geol. Bundesanst. (Wien)* Jg. 1959, A44–A45.
- 1963: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* 106, 1–88.
- 1983: Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspala-Flysch des Rätikon. *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* 126 (1), 71–93.
- PAVONI, N. 1987: Zur Seismotektonik der Nordschweiz. *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 461–472.
- PETERS, T. 1963: Mineralogie und Petrographie des Totalpserpentins bei Davos. *Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt.* 43 (2), 529–684.
- PLATT, J.P. 1984: Secondary cleavages in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.* 6/4, 439–442.
- RAMSAY, J.G. 1967: Folding and fracturing of rocks. New York (Mc Graw-Hill).
- RAMSAY, J.G., & HUBER, M.I. 1983: The techniques of modern structural geology. Vol. 1: Strain analysis., London (Academic Press).
- 1987: The techniques of modern structural geology. Vol. 2: Folds and fractures, London (Academic Press).
- RING, U. 1989: Tectogenesis of the Penninic/Austroalpine boundary zone: The Arosa-Zone (Grisons-Rätikon area, Swiss-Austrian Alps). *Tübinger geowiss. Arb. A*, 1, Tübingen.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., & FRISCH, W. 1988: Plate-boundary kinematics in the Alps: Motion in the Arosa suture zone. *Geology* 16, 696–698.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., BIEHLER, D., & KRALIK, M. 1989: Kinematics of the Alpine plate-margin: structural styles, strain and motion along the Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss-Austrian Alps. *J. Geol. Soc. London* 146, 835–849.
- SEIDLITZ, W. von 1906: Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 16, 232–366.
- TOLLMANN, A. 1970: Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein weiterer Beweis für ihren Fernschub. *Verh. geol. Bundesanst. (Wien)* 1970/2, 324–345.
- 1977: Geologie von Österreich. Bd. 1, 2. Aufl., Wien (Deuticke).
- TRÜMPY, R. 1975: Penninic-Austroalpine boundary in the swiss Alps: A presumed former continental margin and its problems. *Amer. J. Sci.* 275A, 209–238.
- 1980: Geology of Switzerland – A guide book. Basel (Wepf).

- WEISSERT, H., & BERNOLLI, D. 1985: A transform margin in the mesozoic Tethys: evidence from the swiss Alps. *Geol. Rdsch.* 74/3, 665–679.
- WINKLER, W. 1988: Mid to early Late Cretaceous flysch and mélange formations in the western part of the Eastern Alps – Palaeotectonic implications. *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* 131/2, 341–389.
- WOLETZ, G. 1967: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. *Geol. Rdsch.* 56, 308–320.

Manuskript eingegangen am 25. Januar 1989

Revision angenommen am 13. März 1990