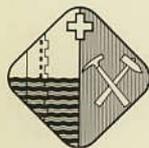




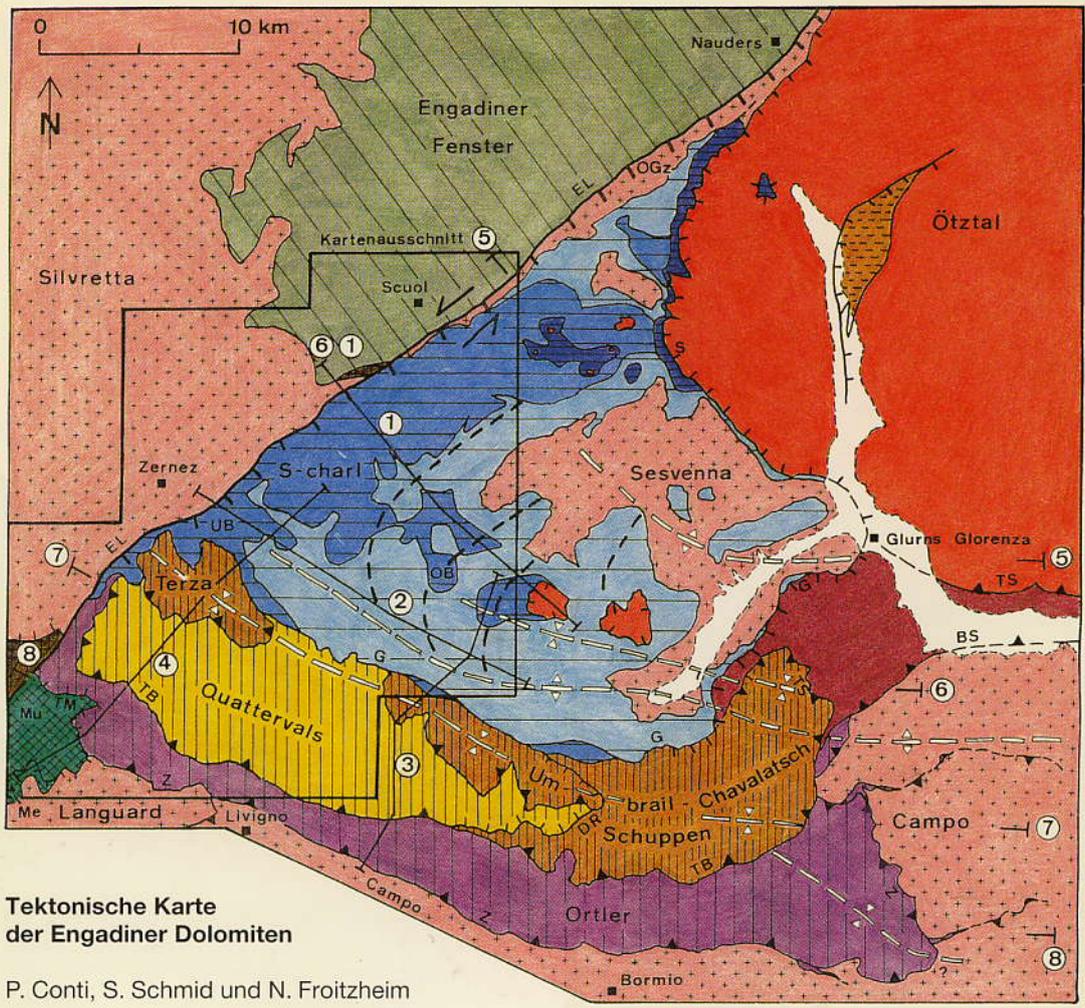
Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50 000 des Schweizerischen Nationalparks (Geologische Spezialkarte Nr. 122)

R. Trümpy, S.M. Schmid, P. Conti und N. Froitzheim



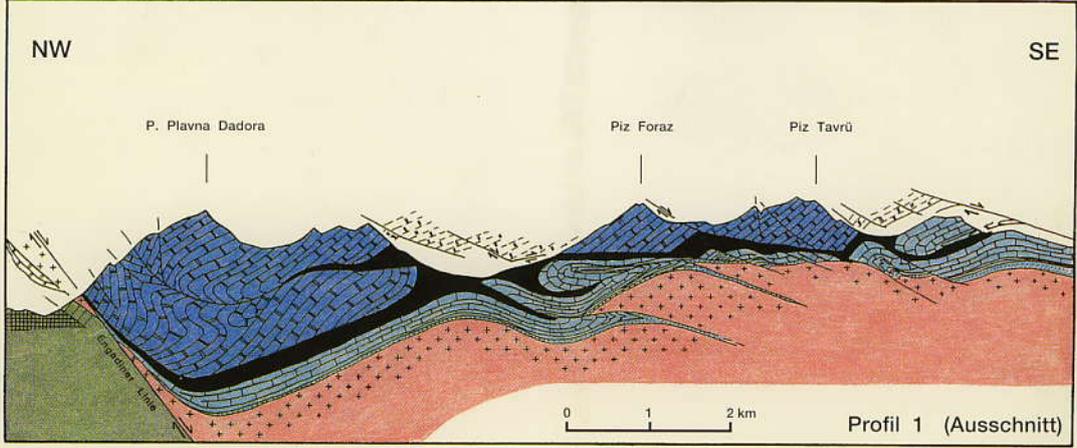
Nr. 87 Zernez 1997

Mitherausgeber dieser Nummer:
LANDESHYDROLOGIE UND -GEOLOGIE (BUWAL), BERN



**Tektonische Karte
der Engadiner Dolomiten**

P. Conti, S. Schmid und N. Froitzheim



Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50 000 des Schweizerischen Nationalparks

(Geologische Spezialkarte Nr. 122)

R. Trümpy, S.M. Schmid, P. Conti und N. Froitzheim

Umschlag:

Verfaltete Lias-Kalke der Allgäu-Formation in der Ortler-Decke bei Ils Fouruns (Val Trupchun). Blick nach Norden. Im Hintergrund ist die Überschiebung der Quattervals-Decke (hellgrauer Dolomit) über die Ortler-Decke zu sehen.

Redaktion:

Reto Burkhalter,
Landeshydrologie und -geologie, BUWAL
CH-3003 Bern

Kurt Graf,
Geographisches Institut
Universität Zürich, CH-8057 Zürich

Umschlaggestaltung, Lithos:

Atelier Laszlo Horvath, CH-3006 Bern

Promacx AG, CH-3011 Bern

Verkauf:

Bundesamt für Landestopographie
CH-3084 Wabern

Kommissionsverlag F. Flück-Wirth
CH-9053 Teufen

Nationalparkhaus, CH-7530 Zernez

Natl.park-Forsch. Schweiz
ISSN 1022-9493
ISBN 3-906723-12-7

Auflage: 1700

1	Vorwort	5
2	Morphologischer Überblick	7
3	Geologischer Überblick	9
	3.1 Allgemeines	9
	3.2 Tektonische Einheiten	9
	3.3 Gesteine	11
4	Gebirgsbau	15
	4.1 Stellung der Engadiner Dolomiten im Gebirgsbau Graubündens und seiner näheren Umgebung	15
	4.2 Nordöstliche Engadiner Dolomiten und Schlinig- Verwerfung	17
	4.3 Engadiner Dolomiten südlich der Gallo-Linie	18
	4.4 Beziehung zwischen den Einheiten nördlich und südlich der Gallo-Linie	19
5	Kommentare zur Kartenlegende	23
	5.1 Oberostalpin	23
	5.2 Unterostalpin	26
	5.3 Penninikum	27
	5.4 Quartär	28
	5.5 Bemerkungen zu einigen Zeichen	29
6	Literaturverzeichnis	31
7	Verzeichnis der geologischen Karten	35
	Nationalpark-Forschung in der Schweiz: Bisher erschienene Arbeiten	37
	Figuren und Tafeln (im Anhang)	

1 Vorwort

Der Schweizerische Nationalpark (SNP) gehört nicht zu jenen klassischen geologischen Landschaften der Schweizer Alpen, welche den Schlüssel zum Verständnis des Alpenbaues liefern. Andere Gebiete Graubündens, wie etwa die Bernina- und die Julier-Gruppe oder das obere Prättigau, sind in dieser Hinsicht spektakulärer. Trotzdem lassen sich auch im SNP und dessen näherer Umgebung viele geologische Phänomene gut beobachten. Die Täler und Berge sind von ihrem geologischen Aufbau geprägt, die verschiedenen Gesteine bilden unterschiedliche Böden und tragen eine unterschiedliche Vegetation, und selbst die Verbreitung der Fauna ist durch den Untergrund mitbestimmt. Wir möchten derartige Zusammenhänge den naturwissenschaftlich interessierten Parkbesuchern näher bringen.

Wir haben versucht, die Kapitel 2 und 3 allgemein verständlich zu halten, so gut dies bei einem Fach, das an den Mittelschulen meist nur am Rande behandelt wird, eben möglich ist. In diesem Kapitel geben wir auch an, wo bestimmte Gesteine oder Phänomene besonders gut aufgeschlossen sind, und zwar im Nationalpark (i.P.), auf dem Kartenblatt aber ausserhalb des Parks (a.P.) oder in der näheren Umgebung ausserhalb des Kartenblattes (a.K.). Kapitel 4 dient der Diskussion der geologischen Profile und ist spezieller gehalten. Kapitel 5 enthält die Erläuterungen zur Legende.

Die Geologische Karte des Schweizerischen Nationalparks 1:50 000 wurde 1987 gemeinsam von der Schweizerischen Geologischen Kommission, der Kommission für die wissenschaftliche Erforschung des Nationalparks (WNPk) und der Landeshydrologie und -geologie herausgegeben (Geologische Spezialkarte Nr. 122). Die wissenschaftliche Arbeit im Rahmen des Nationalfonds-Projektes 2.019-0.73 lag 1974 bis 1978 (Revisionen 1983–86) in den Händen von Rudolf Dössegger. Die verfügbaren geologischen Unterlagen waren nach Alter und Qualität sehr verschieden.

Publizierte Karten: Nur eine einzige Karte, diejenige von SPITZ & DYHRENFURTH (1915, Spezialkarte Nr. 72), stellt das gesamte Gebiet dar. Über die Fülle an zutreffenden Beobachtungen der beiden Autoren können wir heute nur bewundernd

staunen. Die Karte der Quattervals-Gruppe von HEGWEIN (1934) verwendet eine unrichtige stratigraphische Gliederung. Drei Blätter des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 schneiden das Kartengebiet an: Blatt Nr. 14 *Ardez* (1940, Aufnahmen vorw. von J. Cadisch und E. Wenk), Blatt Nr. 20 *Zerne* (1948, Aufnahmen von F. Spaenhauer und E. Wenk im Kristallin und von H. Boesch in den Sedimenten) und Blatt Nr. 44 *Scuol/Schuls-Tarasp* (1963, Aufnahmen bes. von H. Eugster). Auf italienischem Gebiet konnten die Karten von POZZI & GIORCELLI (1960a, b) und von GELATI (in BONSIGNORE et al. 1969) mitverwertet werden.

Unpublizierte Karten: Sie gehören zu Arbeiten aus dem Geologischen Institut der ETH und Universität Zürich. Besonders wichtig waren die Kartierungen zu den Dissertationsarbeiten von K. Karagounis (1962, Munt la Schera und dessen weitere Umgebung) und A. Somm (1965, westliche Quattervals-Gruppe) sowie zu den leider nicht abgeschlossenen Dissertationen von W. Klemenz (Val Mingèr, Val Tavrü) und B. Schneider (östliche Quattervals-Gruppe). Kartierungen zu Diplomarbeiten lagen von J. Blunschi (Val Saliente), E. Cartier, N. Sieber und R. Steiger (Val Chaschauna – Val Trupchun), W.H. Müller (Munt da la Bescha), A. Ermatinger und C. Häring (Südrand des Unterengadiner Fensters) vor. H. Furrer und R. Trümpy nahmen kleinere Gebiete auf. In vielen Fällen musste R. Dössegger abgelegene Gebiete selbst begehen, um Lücken aufzufüllen oder um die notwendigen Revisionen vorzunehmen.

Auch an dieser Stelle möchten wir auf die Beachtung des *Parkreglementes* hinweisen. Die Parkwege dürfen nicht verlassen werden. Selbstverständlich ist es nicht gestattet, Steine anzuschlagen oder zu sammeln. Die Struktur der vorherrschenden Gesteine, der Dolomite, erkennt man auf der angewitterten Oberfläche ohnehin viel besser als im Bruch. Auch ausserhalb des Parkgebietes sollten die Felsaufschlüsse schonend behandelt werden; ganz besonders gilt dies für solche an viel begangenen Wegen, wie etwa in der unteren Clemgia-Schlucht.

Verdankungen: Wir danken Rudolf Dössegger, Heinz Furrer und Kurt Graf für ihre Kritik und ihre

Beiträge zu einer früheren Version der Kapitel 2, 3 und 5. Kathi Dubach besorgte die Reinzeichnung der Profiltafeln und der tektonischen Karte, Christoph Eberle diejenige der Figur 4. Der Schweizerische Nationalfonds ermöglichte mehrere Forschungsprojekte (zuletzt Projekt 20-29869.90) im Gebiet des SNP und seiner Umgebung. An dieser Stelle sei auf einige im Text verwendete Abkürzungen verwiesen:

- SNP Schweizerischer Nationalpark
- i.P. innerhalb Nationalpark
- a.P. ausserhalb Nationalpark
- a.K. ausserhalb Kartenblatt
- Ma Millionen Jahre (vor heute)
- KG Karbonatgehalt

Wichtige Lokalitäten für die Orientierung im Gebiet, auf die in den Erläuterungen immer wieder hingewiesen wird, sind in Figur 8 aufgeführt.

Morph
SNP zu de
einiger Ge
Allgemein
Charakter
Bereiche,
sind. Im
ausgepräg
gefragt, w
lange auf
3100 m»
3165 m, P
Ferro 314
3075 m, P
Laschadu
P. Mingèr
3099 m, P
Einzig der
m-Marke
Niedriger
Ofenpass-
Über
können wi
weit in die
lag damals
gen Gipfel
Weiter im
treten hoch
auf (Augen
25 Ma ges
Obsch
der Kesch
westen, de
Ortler-Grup
Gruppe in
Höhenlage
beachtliche
mittlere Hö
Tal, ist des
einzig der M
na-Gruppe
Das ver
allerlei Spe
geschichte
wenig konk
Maloja und
Pfunds (Tiro

2 Morphologischer Überblick

orientierung im
immer wieder
geführt.

Morphologisch wie auch geologisch gehört der SNP zu den *Ostalpen*. Deren Relief ist – ausserhalb einiger Gebirgsketten wie der Hohen Tauern – im Allgemeinen älter als dasjenige der Westalpen. Charakteristisch sind hier *Gipffluren*, weite Bereiche, in denen alle Berge ungefähr gleich hoch sind. Im SNP ist eine solche Gipfflur sehr ausgeprägt. Wird man von einem Wanderer gefragt, wie hoch jener Berg sei, so kann man, ohne lange auf die Karte zu schauen, antworten «um die 3100 m» (Piz d'Esan 3127 m, P. Quattervals 3165 m, P. da l'Acqua 3126 m, Monte Cassa del Ferro 3140 m, P. Murtaröl 3180 m, P. Starlex 3075 m, P. Tavrü 3168 m, P. Foraz 3092 m, P. Laschadurella 3046 m, P. Plavna Dadaint 3167 m, P. Mingèr 3081 m, P. Pisoc 3173 m, P. Madlain 3099 m, P. Lischana 3105 m, Piz Nuna 3124 m). Einzig der Piz Sesvenna erreicht knapp die 3200-m-Marke und trägt einen wirklichen Gletscher. Niedriger sind die Berge im Bereich der Ofenpass-Quersenke.

Über das Alter dieser Gipfflureinebnung können wir nur spekulieren. Bestimmt reicht sie weit in die Tertiär-Zeit zurück; die Landoberfläche lag damals einige Hundert Meter über den heutigen Gipfeln, aber in geringer Höhe über Meer. Weiter im Osten, in den Nördlichen Kalkalpen, treten hochgelegene Schotter mit Quarzgeröllen auf (Augenstein-Schotter), deren Alter auf ca. 25 Ma geschätzt wird.

Obschon die Gipfelhöhen niedriger sind als in der Kesch- und der Silvretta-Gruppe im Nordwesten, den Ötztaler Alpen im Nordosten, der Ortler-Gruppe im Südosten und der Bernina-Gruppe im Südwesten, beträgt die mittlere Höhenlage auf Grund der hoch gelegenen Täler beachtliche 2300 m. Die Reliefenergie, d.h. der mittlere Höhenunterschied zwischen Berg und Tal, ist deshalb für alpine Verhältnisse gering; einzig der Nordabfall der Pisoc- und der Lischana-Gruppe erreicht fast 2000 m.

Das verschlungene Bündner Talnetz regt zu allerlei Spekulationen über seine Entstehungsgeschichte an (z.B. STAUB 1934), doch gibt es wenig konkrete Daten. Das Inntal folgt zwischen Maloja und Zernez und zwischen Ardez und Pfunds (Tirol) einer tektonischen Störungsfläche,

der Engadiner Linie (Kap. 3 und 4). Die Verstellungen an dieser Linie fanden im späten Oligozän und frühen Miozän statt, etwa vor 30 bis 20 Ma. Eine erste Anlage des Engadiner Längstales, etwa 2000 m über dem heutigen Talboden, könnte somit aus dieser Zeit stammen. Noch etwas älter sind wahrscheinlich die ersten Anlagen der Quertäler des Ofenpasses (Passo dal Fuorn) und des Reschenpasses (Passo di Rèsia). Sie stellen heute durch die Passhöhen unterteilte Taltorsi dar.

Auch über das jüngere Tertiär wissen wir wenig. Die miozäne Tektonik (ca. 22–10 Ma), die am Nord- und Südrand der Alpen zu bedeutenden Deformationen führte, dürfte hier nur schwache Auswirkungen gehabt haben. Zu Ende des Miozäns, um 6 Ma, lag der Spiegel des Mittelmeers viel tiefer als heute; die dadurch bedingte kräftige Erosion hat wohl vor allem das Veltlin (Valtellina) betroffen. Im Pliozän (5–2 Ma) waren die Alpen niedrig; eine erneute Hebung setzte erst um ca. 3 Ma ein. Reste von vor- oder frühglazialen Hochflächen kann man z.B. auf dem Rims-Plateau östlich des Piz Lischana (a.K.) vermuten. Auf dem flachen Dolomitgipfel des Piz Starlex (a.K.) liegen denn auch Schotter mit grossen, schlecht gerundeten Kristallingeröllen (BAUMANN 1976). Auch kleinere hochgelegene Talreste, z.B. bei Jufplau (a.P.) oder bei der Funtauna da S-charl (a.K.), gehören dieser präglazialen oder frühglazialen Morphologie an.

Während der pleistozänen Eiszeiten war das ganze Gebiet mit Ausnahme der steil aufragenden Gipfel gletscherbedeckt. Die Gletscherschneegrenzen (sog. Gleichgewichtslinien zwischen Eisaufbau und -abschmelzen) dürften damals auf 1600–1800 m gelegen haben. Die *glaziale Übertiefung* der meisten Alpentäler, wohl auch des Engadins, erfolgte vor allem während der vorletzten Kaltzeit, der «Riss»-Eiszeit, vor rund 150 000 Jahren.

Durch die letzte Kaltzeit, die «Würm»-Vergletscherung vor 110 000–12 000 Jahren, sind Geländeformen und Ablagerungen der älteren Eiszeiten stark überprägt worden, und es entstand ein reicher *glazialer Formenschatz*. Das Oberengadiner Eis staute sich damals an der Talenge

zwischen Zernez und Susch. Ein Teil floss sogar über den Ofenpass in den Vinschgau (Val Venosta) ab. Eindeutig drang Inn-Eis weit in die Seitentäler ein (z.B. Val Varusch, Val dal Fuorn, Val Plavna, Val S-charl), wo es die leicht kenntlichen Granitblöcke aus dem Bernina-Gebiet hinterliess. Die unteren Hangpartien wurden dabei deutlich abgerundet. Wo sich aber die Gletscher nicht grossflächig ausbreiteten, also oberhalb etwa 2600 m und im Unterengadin bereits ab 2400 m, blieben scharfe Grate erhalten. Gleichzeitig bildeten sich in den Nährgebieten der kleinen Lokalgletscher typische Felsnischen (Kare) aus, wie z.B. die obersten Kessel der Val Müschauns, der Val Sassa, der Val Nügliä, von Trigl da Plavna und viele andere. Wenn die Eismassen in breiter Front Felsflächen überflossen, modellierten sie durch Erosion *Rundhöcker* heraus. Solche Felsbuckel blieben im Kristallin und im Verucano besser erhalten als in den reinen Karbonatgesteinen, wo zusätzlich chemische Verwitterung wirksam war. Die Anlage junger Schluchten (Ova da Varusch, Spöl, Clemgia) lässt sich durch die damalige Eisbedeckung erklären, d.h. sie sind ursprünglich unter dem Eis als subglaziale Abflussrinnen entstanden (BOESCH in BACH et al. 1976). Randglaziale *Schmelzwasserrinnen* schufen in ähnlicher Art die heutigen Trockentäler von Champsech (dem die Ofenpass-Strasse bei Ova Spin folgt) und von Champlönch. Durch Moränen oder Gletschereis wurden da und dort auch kleine Seen aufgestaut. In diese Eisrandseen konnten Schmelzwasserbäche ihr Geschiebe ablagern. Beispiele solcher Ablagerungen, die unter Moränen liegen und somit älter sind als der Höchststand der letzten Vereisung, stellen die verkitteten Schotter in der Val Varusch, der Val dal Spöl und der Val Mingèr (Cuvels da Foraz) dar (Fig. 1).

Moränenwälle oder Eisrandspuren, die dem Höchststand der letzten Eiszeit vor ca. 20000

Jahren entsprechen, sind an den Flanken der Haupttäler nur undeutlich entwickelt; erst beim sukzessiven Rückzug des Eises aus dem Unterengadin hinterliess der Inn-Gletscher, z.B. südöstlich von Tarasp und nordöstlich von S-charf, deutliche Wallformen. Viel besser erhalten sind die Spuren der Lokalgletscher (z.B. Moränen am Ausgang der Val da l'Acqua, der Val Nügliä, der Val Plavna und bei Jufplaun). Sie entstanden erst gegen Ende der letzten Eiszeit, im Zeitraum des ausgehenden Spätglazials, bei Schneegrenzlagen zwischen 2100 und 2600 m. In den höchsten Karnischen zeichnen sich schliesslich noch Gletscherstände postglazialer Vorstösse ab, insbesondere der neuzeitlichen Stände z.B. um das Jahr 1850.

Die ausgedehnten *Trockenschutthalden* und imposanten *Schuttkegel* bildeten sich grösstenteils bald nach dem Ende der Eiszeit, als der Permafrost auftaute und die noch vegetationsfreien, mit Gletscherschutt bedeckten Hänge in Bewegung gerieten. Natürlich werden sie auch heute noch durch Steinschlag und Lawinen genährt. Im Zuge dieser intensiven Materialverlagerung sind im SNP noch weitere typische Reliefseinheiten entstanden, die *Blockgletscher* und *Solifluktionsformen* (DOMRADZKI 1951, FURRER 1986, GAMPER 1981, 1985). Sie sind an zeitweiligen oder ständigen Bodenfrost gebunden, wie er noch heute in Höhenlagen über 2000 m in weiten Teilen des SNP vorkommt. Besonders gut entwickelt sind die Blockgletscher der Val da l'Acqua (i.P., von der Alp la Schera aus gut sichtbar) und der Val Sassa (i.P., am Wanderweg). Die Solifluktion, d.h. das Bodenfließen unter Frosteinfluss, hat oberhalb der Waldgrenze häufig einen offenen Girlandenrasen hervorgebracht. Ebenso sind Erdströme entstanden, die sich z.B. am Parkeingang bei Buffalora als 30–50 m lange Zungen zum Wanderweg hinunterwälzen.

3.1 Allge

Der Ablau wird auf Gr zoikum, insb und 100 Ma, *vetikum* im damals dem *Penninikum* ozeanischen Schwellen un Kontinentalr den Apulisch steht hier für von der Ap Apennins un ist; sie war ze ein selbständ und Westran von den w oberostalpine Südalpen ab

Seit der 110 Ma) bew Apulische Pl dazwischen Decken über Deformation grössten Teil erfolgte sch 90 bis 70 Ma 40 Ma, wurde die penninisc im Norden d ner Fenster, 20 Ma) sind d Linie.

Die alpine ären Deforma plexe:

Das Grund Gneisen, Glin welche durch 340 bis 310 M raturen und phosiert) wur material kann

3 Geologischer Überblick

3.1 Allgemeines

Der Ablagerungsraum der zukünftigen Alpen wird auf Grund seiner Entwicklung im Mesozoikum, insbesondere im Zeitraum zwischen 180 und 100 Ma, in drei Zonen gegliedert. Das *Helvetikum* im Norden und Westen entsprach damals dem Europäischen Kontinentalrand; das *Penninikum* umfasste einen relativ schmalen ozeanischen Bereich samt intraozeanischen Schwellen und den ozeannahen Teilen der beiden Kontinentalränder; das *Ost- und Südalpin* stellte den Apulischen Kontinentalrand dar. «Apulien» steht hier für eine Platte, die heute grossenteils von der Adria sowie von den Decken des Apennins und der Dinarischen Gebirge verhüllt ist; sie war zeitweilig ein Sporn Afrikas, zeitweilig ein selbständiges Element. Der äusserste Nord- und Westrand Apuliens wird als Unterostalpin von den weitaus grösseren Bereichen der oberostalpinen Decken und vom Grossteil der Südalpen abgetrennt.

Seit der Mitte der Kreidezeit (ab 100 oder 110 Ma) bewegen sich die Europäische und die Apulische Platte aufeinander zu. Dabei ist das dazwischen liegende Gebiet gefaltet und als Decken übereinander geschoben worden. Die Deformation der ostalpinen Decken, die den grössten Teil des Kartenblattes ausmachen, erfolgte schon in der Kreide, besonders von 90 bis 70 Ma. Erst im Tertiär, namentlich gegen 40 Ma, wurden sie gesamthaft nordwärts über die penninischen Decken geschoben, die ganz im Norden des Kartenblattes, im Unterengadiner Fenster, zu Tage treten. Noch jünger (30–20 Ma) sind die Bewegungen längs der Engadiner Linie.

Die alpinen, d.h. kreidezeitlichen und tertiären Deformationen ergriffen drei Gesteinskomplexe:

Das *Grundgebirge* oder Kristallin besteht aus Gneisen, Glimmerschiefern, Amphiboliten usw., welche durch die variszischen Deformationen vor 340 bis 310 Ma gefaltet und unter hohen Temperaturen und Drucken umgewandelt (metamorphosiert) wurden. Das ursprüngliche Gesteinsmaterial kann viel älter sein. Gegen Ende der

variszischen Bewegungen drangen Granite ein; sie sind namentlich in den unterostalpinen Decken der Bernina-Gruppe verbreitet. Das Grundgebirge gehört zur Europäischen, Apulischen und intermediären (penninischen) kontinentalen Kruste, deren ursprüngliche Dicke ca. 30 km betrug.

Die Abfolge der *Sedimentgesteine* (samt wenigen Lagen vulkanischer Gesteine), die das Grundgebirge überlagern und im Gegensatz zu diesem nur die alpinen Deformationen mitgemacht haben, beginnt im Kartengebiet mit dem Perm (ca. 280 Ma). Grösstenteils gehört sie dem Mesozoikum (250–65 Ma) an, im Kartengebiet vor allem der Trias (250–205 Ma). In der helvetischen und in einem grossen Teil der penninischen Zone, nicht aber im Ostalpin, umfassen sie auch alttertiäre Ablagerungen. Die Mächtigkeit (Dicke) der Sedimenthülle beträgt im Kartengebiet 2–3 km.

Die mesozoische *ozeanische Kruste*, in Form der ultrabasischen und basischen (=kieselsäurearmen) Ophiolithe, ist definitionsgemäss auf das Penninikum beschränkt. Im Gebiet des Kartenblattes wird sie vor allem durch den Serpentin der Clemgia-Schlucht vertreten.

3.2 Tektonische Einheiten

Die nachfolgende einführende Darstellung wurde von R. Trümpy verfasst. Zu ihrem besseren Verständnis empfiehlt sich der Bezug der geologisch-tektonischen Übersicht der Geologischen Karte des SNP. Eine eingehendere Diskussion des tektonischen Baus anhand der tektonischen Karte (Taf. 1) und der Profiltafeln dieses Erläuterungsheftes folgt in Kapitel 4 (verfasst von S. Schmid, P. Conti und N. Froitzheim).

Die *penninischen Decken* treten im Kartengebiet nur im Unterengadiner Fenster zu Tage. Dieser 55 km lange und bis 17 km breite Aufbruch wird ringsum von den höheren, ostalpinen Decken umrahmt. Das Innere des Fensters besteht aus sehr mächtigen Bündnerschiefern. Darüber folgen die heterogene Zone von Ramosch mit Kristallin, Sedimenten und Ophio-

lithen, die Tasna-Decke (Kristallin und Sedimente) und die Arosa-Zone, wiederum mit Ophiolithen.

Der Südostrand des Fensters wird über eine längere Strecke von der *Engadiner Linie* gebildet. Gegen Südwesten zieht sie über die Fuorcla Stragliavita in den rechten unteren Talhang des obersten Unterengadins und des untersten Oberengadins zwischen Zernez und S-chanf. Diese relativ junge Störungsfläche fällt verschieden steil gegen Südosten ein. Sie bewirkt einerseits eine linkssinnige Seitenverschiebung (Nordwestflügel relativ gegen Südwesten verschoben), andererseits eine Heraushebung des Fensters bzw. Absenkung des Südostflügels.

Unterostalpine Decken sind nur im Oberengadin sichtbar. Sie erreichen das Kartengebiet (und, ganz knapp, auch den SNP) in der Val Varusch und in der untersten Val Trupchun.

Der weitaus grösste Teil des Kartenblattes und fast der gesamte SNP bestehen aus den Serien der *oberostalpinen Decken*, die sowohl Kristallin als auch Sedimente, vor allem Dolomite der Trias, enthalten. Das Gebiet bildet den westlichen Erker der *Engadiner Dolomiten* (im weitesten Sinn), deren Nordecke am Piz Lad, nahe dem Dreiländerstein Österreich-Schweiz-Italien, und deren Südostecke am Ortler liegt.

Wir erwähnen zunächst die Einheiten südöstlich der Engadiner Linie. Kristallineinheiten sind mit einem Stern (*) gekennzeichnet.

Im Süden liegt die *Campo-Decke**, die zwischen dem Oberengadin und dem Veltlin ein grosses Areal einnimmt. Oft ist die Abgrenzung zur darunter liegenden Languard-Decke schwierig, da die letztgenannte wenig Sedimente trägt. Die Sedimente (Perm bis Oberkreide) der *Ortler-Decke* sind an der Zembrü-Linie gegen Westen hin auf die Campo-Decke überschoben (Profil 3, Taf. 3). Stellenweise (Alpe Trela) enthält die Ortler-Decke auch Kristallinscherben. Ihre Sedimente lagen ursprünglich auf der östlichen Fortsetzung der heutigen Campo-Decke. Die Ortler-Sedimente fallen zwischen Cinuoschel und Livigno im Allgemeinen relativ steil gegen NNE ein; sie sind verfaultet, verschuppt und von Brüchen verschiedenen Alters durchzogen (CONTI et al. 1994).

Längs einer mit 20 bis 50° gegen Nordosten einfallenden Fläche, der Trupchun-Braulio-Linie, wird die Ortler-Decke von der *Quattervals-Decke* überfahren (Profile 3 und 4, Taf. 3). Diese Überschiebung ist auf der rechten Seite der Val Trupchun vom Höhenweg oder vom Piz Murtiröl aus gut zu sehen (Fig. 3). Sie bringt den Hauptdolomit der Quattervals-Decke über die «Jungschichten» (Jura und Kreide) der Ortler-

Decke. Die Quattervals-Decke besteht fast ausschliesslich aus Gesteinen der Obertrias, welche generell gegen NNE einfallen.

Das Verhältnis zwischen der Quattervals-Decke und der nördlich des Spöls gelegenen *S-charl-Decke* ist umstritten. R. Dössegger (geologisch-tektonische Übersicht der Karte) und R. Trümpy (dieses Kapitel) nehmen einen engen Zusammenhang zwischen den beiden Elementen an; die Quattervals-Decke wäre, zumindest im westlichen Teil ihres Verbreitungsgebietes, relativ zur *S-charl-Decke* nur um wenige Kilometer versetzt. In diesem Fall spricht man von einer *Sesvenna*-S-chanf-Quattervals-Decke*, deren Grundgebirgssockel das *Sesvenna-Kristallin** darstellt. Dieses Kristallin erscheint in den Aufwölbungen des unteren Münstertales (Val Müstair) und des Piz Sesvenna, ferner am Nordwestrand der Engadiner Dolomiten im «*Oberen Gneiszug*»* des Unterengadins. S. Schmid, P. Conti und N. Froitzheim (Kap. 4) vertreten eine etwas andere Auffassung, wonach die Quattervals-Decke eine tektonisch höhere Einheit als die *S-charl-Decke* wäre.

Die Sedimentanteile der *S-charl-Quattervals-Decke*, welche nördlich des Spöls mit dem *Sesvenna-Kristallin* unzweifelhaft stratigraphisch verbunden sind, werden als *S-charl-Unterbau* bezeichnet. Die Untertrias- und Mitteltrias-Sedimente dieses Unterbaus bilden ziemlich enge, SW-NE streichende und gegen Nordwesten überliegende Falten. Solche Falten sind auf der rechten Seite der Val Mingè (i.P.), am Piz Vallatscha (a.P.) und am Bachufer südwestlich des Wegerhauses Buffalora (knapp i.P.) gut sichtbar. Namentlich in der Kette zwischen Piz Laschadurella und Piz Tavrü zeigt sich eine deutliche Disharmonie: die plastischen Schichten der Tonschiefer und Gips führenden Raibler Gruppe trennen den gefalteten Unterbau vom starren Hauptdolomit im Hangenden (*S-charl-Oberbau*). Dieser ist durch Dehnungstektonik mit vorwiegend gegen Osten bis Südosten einfallenden Abschiebungen gekennzeichnet. Besonders deutlich ist diese unterschiedliche Tektonik von Unterbau und Oberbau an der Fuorcla Val dal Botsch (i.P., am Wanderweg; Profile 1 und 2, Taf. 2) zu sehen. Am Nordrand der W-E streichenden Ofenpass-Senke sind die Hauptdolomitklötze des Piz dal Fuorn, des Piz Nair (Fig. 2) und des Munt da la Bescha gegen Süden abgesenkt.

Gegen Nordwesten steigt die Trennung zwischen Unterbau und Oberbau in das Obertrias-Stockwerk hinauf, so dass nun auch der Unterbau Hauptdolomit umfasst. Als Trennung fungiert der zwischen Ova Spin und der Alp Ivrainna am Südwestabhang der Ivrainna-Gruppe verlaufende

besteht fast aus-
Obertrias, welche

der Quatervals-
Spöls gelegenen
Dössegger (geo-
der Karte) und
men einen engen
beiden Elementen
wäre, zumindest
breitungsgebietes,
um wenige Kilo-
spricht man von
ervals-Decke, de-
esvenna-Kristallin*
heint in den Auf-
tales (Val Müstair)
am Nordwestrand
Oberen Gneiszug*
id, P. Conti und
eine etwas andere
ervals-Decke eine
die S-charl-Decke

S-charl-Quatervals-
Spöls mit dem
oft stratigraphisch
S-charl-Unterbau
und Mitteltrias-
den ziemlich enge,
gen Nordwesten
alten sind auf der
, am Piz Vallatscha
stlich des Weger-
sichtbar. Nament-
schadurella und Piz
Disharmonie: die
schiefer und Gips
nen den gefalteten
mit im Hangenden
durch Dehnungs-
osten bis Südosten
kennzeichnet. Be-
chiedliche Tektonik
n der Fuorcla Val
g; Profile 1 und 2,
d der W-E strei-
die Hauptdolomit-
Piz Nair (Fig. 2)
egen Süden abge-

it die Trennung
u in das Obertrias-
auch der Unterbau
nung fungiert der
Alp Ivrainna am
ruppe verlaufende

Zug von Gesteinen der Raibler Formation (Profil 2),
der auch bei der Alp Plavna (a.P.) aufgeschlos-
sen ist. Er trennt das mit dem Hauptdolomit des
S-charl-Oberbaus verbundene Obertrias-Stock-
werk der Ivrainna-Gruppe vom tektonisch tiefer lie-
genden Hauptdolomit des S-charl-Unterbau
(Dolomit von Champsech), der nach Südosten hin
auskeilt. Gegen Nordosten, z.B. im unteren S-charl-
Tal, wird die Disharmonie zwischen Mitteltrias- und
Obertrias-Stockwerk geringer, die Unterscheidung
zwischen Unter- und Oberbau verliert an Bedeu-
tung. Auch der Hauptdolomit wird in der Kette
südöstlich des unteren Unterengadins in Falten mit
grossem Radius gelegt, z.B. am Piz Pisoc oder
am Piz Plavna Dadora (Profil 1).

Noch nicht ganz geklärt ist die Rolle einer
zumindest östlich des SNP wichtigen tektonischen
Linie, der *Gallo-Linie*. Diese trennt die Quatervals-
Decke südlich des Spöls vom S-charl-Unterbau.
Bei Punt dal Gall (Tunnelausgang und Staudamm)
stossen die flach nach Nordosten einfallenden,
äusserst mächtigen Schichten der Hauptdolomit-
Gruppe der Quatervals-Decke diskordant an die
mehr oder weniger parallel zur Gallo-Linie mit
30–40° nach Südwesten einfallenden Mitteltrias-
Schichtglieder des S-charl-Unterbau. Profil 3
illustriert die gleiche Situation etwas östlich von
Punt dal Gall. R. Dössegger und R. Trümpy fassen
die Gallo-Linie als Abschiebung auf, welche nach
Nordwesten hin zunehmend an Bedeutung verliert.
Die Hauptdolomit-Gruppe des S-charl-Unterbau
(Hauptdolomit von Champsech und der Spöl-
Schlucht unterhalb Punt dal Gall) wäre dann
nahtlos mit dem Hauptdolomit der Quatervals-
Decke verbunden. Die wie die Quatervals-Decke
nur aus Obertrias bestehende, tektonisch höhere
Terza-Schuppe wird demzufolge mit dem S-charl-
Oberbau nordöstlich des Spöls parallelisiert. Das
trennende, meist schuttbedeckte Band von Raibler
Schichten an der Basis der Terza-Schuppe sieht
man vom Parkplatz 4 oder von der Alp la Schera
aus (Fig. 7). Diese Auffassung ist auch mit der
faziellen Ausbildung der Sedimentgesteine (Über-
gang zwischen der kalkführenden Quatervals-
Fazies und der rein dolomitischen S-charl-Fazies
der Hauptdolomit-Gruppe am Piz Ivrainna und am
Munt da la Bescha, s. Kap. 3.3) gut vereinbar. Nach
dieser Deutung wäre die Quatervals-Decke somit
nur ein sekundär dislozierter Teil der S-charl-
Decke. Gemäss einer anderen Deutung ist die
Quatervals-Decke eine eigene, um mehrere
Zehner von Kilometern über die S-charl-Decke
überschobene Einheit. Diese These wurde schon
von STAUB (1964) und vor allem von H. Eugster
(Profile im Nationalpark-Führer, BACH et al. 1976)
vertreten. Aufgrund neuer Felduntersuchungen
und Argumente kommen auch S. Schmid, P. Conti

und N. Froitzheim (Kap. 4; Profile 3 und 4, Taf. 3) zu
einer ähnlichen Interpretation.

An ihrem Ostrand werden die Engadiner
Dolomiten an einer scharfen Trennfläche, der
Schlinig-Linie, von der Kristallinmasse der *Ötztal-
Decke** überfahren. Dieser Kontakt, der die SW-
NE streichenden Strukturen in der S-charl-Decke
schräg abschneidet, ist vom linken Talhang des
Unterengadins, z.B. von Sent aus, am Nocken-
kopf sehr schön zu sehen. Nach neuen Unter-
suchungen, vor allem von N. Froitzheim (Kap. 4),
ist die Schlinig-Linie mehrphasig: eine bedeu-
tende Überschiebung gegen Westen wurde von
einer Abschiebung gegen ESE gefolgt. Der
scharfe Schnitt am Nockenkopf entspricht der
zweiten Phase. Die Ötztal-Decke lag einst über
einem grossen Teil der S-charl-Decke. Unter der
Ötztal-Überschiebung wurden Schollen von Kris-
tallin und Sedimenten (*Dislozierte Teile der
S-charl-Einheit*) abgerissen und gegen Westen
verfrachtet. Reste davon liegen heute vor allem
im Umbrail- und Lischana-Gebiet; mit einer win-
zigen Kristallinklippe (Koordinaten 820.800/170.100)
erreichen sie gerade noch das Kartenblatt. Viel
eindrücklicher sind die Klippen von Minschuns
und von Muntet – Piz Terza (östlich a.K.).

Nordwestlich der Engadiner Linie liegt zu-
nächst die grosse Kristallineinheit der *Silvretta-
Decke**, welche im Kartengebiet die schöne Gebirgs-
gruppe des Piz Nuna sowie den Talboden zwi-
schen Zernez und Ciuoschel aufbaut. Die meis-
ten Geologen setzen die Silvretta-Decke mit dem
Sesvenna-Kristallin des «Oberen Gneiszuges» in
Analogie; TRÜMPY (1972) weist dagegen auf Ana-
logien zwischen Silvretta- und Ötztal-Decke hin.

Zwischen der Val Plavna und der Val Sampuoir
sowie nördlich von S-charf liegen unter dem
Silvretta-Kristallin als *subsilvrettide Schuppen*
bezeichnete Scherben von Obertrias-Sedimenten
(Dolomit von S-charf; er besitzt fazielle Analogien
zur Ausbildung in den Engadiner Dolomiten,
namentlich zur kalkigen Quatervals-Formation).
Darunter folgen westlich ausserhalb des
Kartenblattes die Sedimente der *Ela-Decke*. Diese
wurde oft mit der Ortler-Decke verbunden, nimmt
aber nach SCHMID & FROITZHEIM (1993) eine
tektonisch tiefere Stellung ein. Tatsächlich zeigt die
Ausbildung ihrer Schichtreihe Anklänge an die
unterostalpinen Decken, beispielsweise an die
Bernina-Decke am Piz Mezzaun (EBERLI 1988).

3.3 Gesteine

Hier wird nur eine kurze Übersicht über die
wichtigsten Festgesteine des Kartengebietes ge-
geben; eingehender werden die in der Karten-

legende aufgeführten Formationen in Kapitel 5 beschrieben. Für die Lockergesteine verweisen wir auf Kapitel 2 und 5.

Am Bau der *oberostalpinen Decken* (im Kartengebiet: Campo, Ortler, S-charl, Quattervals, Silvretta) sind sechs Gesteinsgruppen beteiligt. Die beiden ersten sind silikatisch, die übrigen ganz oder vorwiegend karbonatisch; entsprechend unterscheiden sich «saure» und «basische» Böden mit ihrer charakteristischen Vegetation. Das Sammelprofil (Fig. 4) zeigt die Abfolge der Schichten.

- 1) Das kristalline Grundgebirge der Sesvenna-Einheit erscheint in der Val Tavrü und im «Oberen Gneiszug» am Nordwestfuss der Piscoc-Gruppe. Es besteht vor allem aus sauren, hellen Muskovit-Gneisen von mehr oder weniger granitischem Chemismus und ist älter als Spätkarbon. Vielfältiger ist das Kristallin der Campo- und der Languard-Decke in der Val Chaschauna und vor allem dasjenige der Silvretta-Decke in der Nuna-Gruppe und im Inntal südwestlich von Zernez. Hier treten zu den hellen auch dunkle, glimmerreiche Gneise (metamorphe tonige Sedimente) und die dunkelgrünen, aus Hornblende und Feldspat bestehenden Amphibolite (metamorphe Basalte). Das Silvretta-Kristallin wird von der Talstrasse zwischen Punt Nova und Zernez sowie von der Ofenpass-Strasse zwischen Zernez und Laschadura angeschnitten (beide a.P.). Interessanter und verkehrsfrei sind die Aufschlüsse am rechten Inn-Ufer, südlich der Brücke P. 1447 zwischen Zernez und Susch (a.K.).
- 2) Die Gruppe des *Münstertaler Verrucanos* und die *Fuorn-Formation* (DÖSSEGER 1974, 1976) umfassen detritische Sedimentgesteine (Sandsteine, Tonschiefer und Konglomerate) des Perms und der Untertrias, die durch die Abtragung des variszischen Gebirges gebildet wurden. Im permischen Anteil kommen auch vulkanische Gesteine vor. Die ältesten Schichten wurden in lokalen Senken abgelagert. Nur saure vulkanische Gesteine in ihrem obersten Teil reichen ins Kartengebiet (Rhyolithe nordöstlich der Alp Chaschauna); vulkaniklastische Breccien der Ruinas-Formation liegen am Alpweg östlich der Alp da Munt (a.K.). Weiter verbreitet ist die Chazforà-Formation; sie besteht aus grünen und violetten Sandsteinen, Konglomeraten mit Quarz- und Vulkanitkomponenten sowie sandigen Tonschiefern. Das Ablagerungsmilieu war kontinental; der Materialtransport

erfolgte vor allem durch regenzeitliche Flüsse. Die Chazforà-Formation umhüllt das Kristallin und ist besonders in der WNW-ESE streichenden Aufwölbung Munt la Schera – Piz Dora aufgeschlossen. Die dickbankigen Sandsteine zerfallen oft in Blockfelder und bilden saure, stellenweise durchnässte Böden. Die darüber folgende geringmächtige Fuorn-Formation zeigt marine Einflüsse, und ihre Sandsteine führen etwas Karbonat. Der Übergang in die hangende Kalk-Dolomit-Gruppe, eine Wechsellagerung von Sandsteinen, Schiefern, Dolomiten und Rauhwacken, ist am rechten Ufer der Ova da Fuorn beim Zollhaus Punt la Drossa von der Strasse aus gut sichtbar (Fig. 5) und ist auch am Wanderweg Fuorn – Alp la Schera (i.P.) aufgeschlossen.

- 3) Die 100–400 m mächtige Gruppe der *Mitteltrias-Karbonatgesteine* (Buffalora-Gruppe von DÖSSEGER & MÜLLER 1976) umfasst den S-charl-Kalk sowie den Turettas-, den Vallatscha- und den Parai-Alba-Dolomit. Sie ist in der Val S-charl, am Piz Vallatscha (dem einzigen nicht aus Hauptdolomit bestehenden Dreitausender des SNP), im Gebiet um Il Fuorn (u.a. an der Strasse zwischen Ova Spin und Punt la Drossa), am Munt la Schera und bei der Alp Chaschauna (Ortler-Decke) verbreitet. Unten liegen dünnbankige Kalke und Dolomite. Das markanteste Schichtglied ist der düster grau anwitternde, dickbankige Vallatscha-Dolomit. Er führt Kalkalgen (z.B. am Westgrat des Muntet, a.K.) und kleine Schnecken; das Ablagerungsmilieu war flachmarin. Auch der regelmässig gebankte, hell gelblich anwitternde Parai-Alba-Dolomit kann noch zur Buffalora-Gruppe gerechnet werden. Auf verschiedenen Niveaus kommen charakteristisch orange anwitternde vulkanische Aschenlagen vor (besonders gut sichtbar in der Valbella am Südfuss des Piz Vallatscha). Die Karbonatgesteine dieser Gruppe zerfallen meist zu eher kleinblockigem Schutt; sie sind kalk- und tonreicher als der Hauptdolomit in seiner typischen Ausbildung und daher auch weniger vegetationsfeindlich.
- 4) Die *Raibler Gruppe* oder *Raibler Formation* der unteren Obertrias (FRANK 1986) bildet oft ein schuttbedecktes Band zwischen den Mitteltrias-Dolomiten und dem Hauptdolomit. Meist sind gelb anwitternde, dünnbankige Dolomite mit Tonschieferzwischenlagen aufgeschlossen. Charakteristisch sind Evaporite (Gips)

und – r
cken, d
calcitise
ursprüng
mit (Ca
Gipslan
sich au
Givè. A
von rote
(Ostflar
Auch bu
sten Ter
Süsom
Die Ge
einem fl
abgelag
wie au
spärlie
mit etw
haben.
zeitweil
Bei den
die Eva
inkompe
Absche
-Oberba
auf Raib
der Kor
überall
5) Die *Hau*
ren Ber
landsch
tigkeit
Einheit
Karteng
Die Kö
nur stel
Im Gebi
ganze G
bankige
Teil der
bereich
Meter
mittlere
Mikrobe
selten b
sind, ko
und M
Bedingu
Die Qu
entwick
rötlich a
knöllche
schalter
der Hau
flächenr

regenerzeitliche
tion umhüllt das
n der WNW-ESE
Munt la Schera –
die dickbankigen
Blockfelder und
e durchnässte
geringmächtige
e Einflüsse, und
s Karbonat. Der
e Kalk-Dolomit-
ung von Sand-
ten und Rauh-
er der Ova dal
Drossa von der
. 5) und ist auch
o la Schera (i.P.)

Gruppe der *Mittel-*
uffalora-Gruppe
(76) umfasst den
ettas-, den Val-
-Dolomit. Sie ist
Vallatscha (dem
dolomit beste-
-SNP), im Gebiet
rasse zwischen
sa), am Munt la
schauna (Ortler-
en dünnbankige
s markanteste
au anwitternde,
omit. Er führt
es Muntet, a.K.)
s Ablagerungs-
der regelmässig
witternde Parai-
zur Buffalora-
Auf verschie-
charakteristisch
ne Aschenlagen
der Valbella am
Die Karbonat-
fallen meist zu
e sind kalk- und
omit in seiner
daher auch

er *Formation* der
(5) bildet oft ein
nen den Mittel-
otdolomit. Meist
ankige Dolomite
n aufgeschlos-
vaporite (Gips)

und – namentlich im unteren Teil – Rauhwa-
cken, d.h. zellige und brecciöse, hauptsächlich
calcitische (CaCO_3) Karbonatgesteine, die
ursprünglich aus Anhydrit (CaSO_4) und Dolo-
mit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) bestanden. Eine schöne
Gipslandschaft mit Lösungsstrichtern befindet
sich auf der Alp da Munt (a.K.) östlich Süsom
Givè. Auffällig sind Tonschiefer mit Bänken
von rotem Sandstein, z.B. nördlich Sur il Foss
(Ostflanke des Grates i.P., Westflanke a.P.
Auch bunte Dolomitbreccien kommen im ober-
sten Teil vor, z.B. in der Valbella, nordöstlich von
Süsom Givè.

Die Gesteine der Raibler Gruppe wurden in
einem flachen, warmen, oft übersalzenen Meer
abgelagert. Die Tonschiefer und Sandsteine
wie auch die eingeschalteten Kalke mit
spärlicher Muschelfauna mögen sich in Zeiten
mit etwas erhöhten Niederschlägen gebildet
haben. Die bunten Breccien weisen auf
zeitweiliges Trockenfallen hin.

Bei den alpinen Deformationen verhielten sich
die Evaporite und z.T. auch die Tonschiefer
inkompetent («plastisch»). Sie wirkten so als
Abscherniveau zwischen S-charl-Unterbau und
-Oberbau; auch die Quattervals-Einheit wurde
auf Raibler Schichten abgeschert. Namentlich
der Kontakt zum starren Hauptdolomit ist fast
überall eine tektonische Scherfläche.

- 5) Die *Hauptdolomit-Gruppe* baut fast alle höhe-
ren Berge des SNP auf und bestimmt dessen
landschaftlichen Charakter. Ihre Gesamtmäch-
tigkeit beträgt in der S-charl-Quattervals-
Einheit um 1500 m; in der Ortler-Decke des
Kartengebietes ist sie wesentlich geringer.
Die Kössen-Formation der obersten Trias ist
nur stellenweise erhalten geblieben.

Im Gebiet nördlich des Ofenpasses besteht die
ganze Gruppe aus grauen, mittel- bis dick-
bankigen, körnigen Dolomiten wie im grössten
Teil der Ostalpen. Sie wurden im Gezeiten-
bereich eines riesigen Flachmeeres einige
Meter unter bis wenige Meter über dem
mittleren Meeresspiegel abgelagert. Neben
Mikrobenmatten, die als wellig-feinschichtige,
selten blumenkohlartige Strukturen erkennbar
sind, konnten nur wenige Arten von Schnecken
und Muscheln unter diesen extremen
Bedingungen leben.

Die Quattervals-Gruppe zeigt eine Sonder-
entwicklung, indem sich hier dunkelgraue, oft
rötlich anwitternde, plattige Kalke mit Kiesel-
knöllchen – die Quattervals-Schichten – ein-
schalten. Sie haben sich in Senken innerhalb
der Hauptdolomit-Plattform gebildet. Im ober-
flächennahen Wasser lebten Fische, und auf

ausrocknenden Flächen hinterliessen Dino-
saurier ihre Fährten (namentlich am Piz dal
Diavel, s. FURRER 1993a). Der Quattervals-Kalk
trennt den «unteren» vom «oberen» Dolomit. Im
Übergang zwischen Nord- und Südbereich, am
Piz Ivrainna und am Munt da la Bescha, sind
noch einzelne Kalklagen in die Dolomite
eingeschaltet. Der von Süsom Givè aus leicht
zugängliche Munt da la Bescha (a.P.) bietet
die bequemste Gelegenheit, die verschiedenen
Gesteine der Hauptdolomit-Gruppe zu stu-
dieren.

Der oberste Teil des Hauptdolomits ist wie-
derum kalkig ausgebildet und leitet zu den
Kössener Schichten (Kössen-Formation) über,
welche u.a. die Murmeltierwiese von Murter
(i.P.) zwischen der Val Cluozza und der Val dal
Spöl unterlagern. Sie bestehen aus bunt an-
laufenden Schiefer-tonen mit Bänken von zer-
brochenen Muschelschalen, höher oben auch
Korallenrasen, was auf bessere Lebensbe-
dingungen mit zunehmender Wassertiefe im
Ablagerungsraum hindeutet.

Die Dolomite bilden ausgedehnte Trocken-
schutthalden, wobei der Hangschutt stellen-
weise verkittet sein kann. Die Schutthalden aus
Quattervals-Kalk neigen dagegen zum
Fliesen; die Blockströme der Quattervals-
Gruppe werden denn auch vorwiegend von
Kalken genährt. Auf die Vegetationsfeind-
lichkeit der Hauptdolomit-Felsen und -Schutt-
halden wurde bereits hingewiesen; sie ist
gewiss auch ein Grund dafür, dass der SNP
gerade in diesem Gebiet errichtet werden
konnte (s.a. FRIES 1985).

Die Perm- und Trias-Einheiten (Fig. 4) der ober-
ostalpinen Decken im SNP (S-charl, Quatter-
vals, Ortler) zeigen viele Gemeinsamkeiten und
entstammen offenbar benachbarten Ablage-
nungs-räumen. Auch die kalkige Ausbildung der
Obertrias in der Quattervals-Decke ist durch
Übergangsbereiche mit der dolomitischen
Entwicklung in der S-charl- und in der Ortler-
Decke verbunden (BERRA 1994, B. Aemiss-
egger, unpubl. Manuskript). Anklänge an die
Verhältnisse in den Nördlichen Kalkalpen
finden sich in der Mitteltrias der nordöstlichen
S-charl-Decke, Anklänge an diejenigen in
den unterostalpinen Decken eventuell in der
Ortler-Decke.

- 6) *Jura- und Kreide-Einheiten*: Zu Beginn der
Jura-Zeit (um 200 Ma) begann die Karbonat-
plattform zu zerbrechen. Es bildeten sich
Becken, die im mittleren und späten Jura eine
Meerestiefe von etwa 2000 m erreicht haben
mögen. Im Gefolge der Bruchtektonik währ-

rend des frühen Juras entstanden submarine Breccien, die vor allem am Chaschauna-Grat (i.P.) und in grosser Mächtigkeit in der Lischana-Gruppe (a.K.) entwickelt sind. Stellenweise lassen sich jurassische Brüche noch direkt beobachten, so etwa in der Südflanke des Motto bei Livigno.

Im Kartengebiet sind die Jura- und Kreide-Einheiten nur in der Ortler-Decke der Val Trupchun und der Valle di Livigno erhalten geblieben. Dominierend sind die dünnbankigen, z.T. kieseligen Kalke und Schiefermergel der Allgäu-Formation. Im unteren, vorwiegend kalkigen Teil führen sie lagenweise Ammoniten und Belemniten des frühen Lias. Die Allgäu-Formation wird einige Hundert Meter mächtig. Oft ist sie in spitze Falten gelegt (besonders schön zu sehen gegenüber der Hütte von Purchèr P. 1858 [i.P.] in der Val Trupchun; s. Fig. 6). Sie bildet steile, aber meist gut be-

wachsene Hänge, was auch den Wildreichtum der Val Trupchun erklären kann. Die jüngsten, geringmächtigen Einheiten – kieselsäurereiche, oft rote Radiolarite, Tiefwasserkalke und sandige Mergelkalke der Kreide – bilden nur die schmale Felseiste zwischen der Alp Blais und dem Eingang zur Val Müschauns nördlich der unteren Val Trupchun. Für die *unterostalpinen* und *penninischen* Gesteinsfolgen, die das Parkgebiet nur ganz am Rande oder überhaupt nicht berühren, verweisen wir auf das Kapitel 5. Einzig das interessanteste Gestein des Penninikums sei hier erwähnt, der Serpentin der Clemgia-Schlucht bei Scuol (a.P.). Im massigen, dunkelgrünen Gestein erkennt man noch gut die glitzernden schwarzen Kristalle von Augit (Diallag). Auf Klüften kommt Faserserpentin vor. Auffallend ist ein Gang von braungelbem Magnesit ($MgCO_3$) mit hellgrünen Nickel-Erzen, den der Schluchtweg mehrmals quert.

4.1 St
Do
Gr
nä

Die bis
Baus der
grafie von
deren Lek
interessier
werden ka
dass die o
nach Wes
wurden. H
Hinsicht b
Schweiz F
aufkomme
die Ostalp
alpinen De
Norden üb
und Dyhr
Kritik. So
und Dyhre
des E-W-S
das tekto
suchung. V
Wissensch
besser ist!
Ableitung
namentlich
für grosse
zutreffende
So geriet
überzeugen
nach Weste
Zeit in Verg
Heute v
Sinne beid
gleichzeitig
schen Zeite
Gebirgsbild
Decken ein
dominierte
& HAAS 198
d.h. im Ter
samthaft üb

4 Gebirgsbau

(von S. Schmid, P. Conti und N. Froitzheim)

4.1 Stellung der Engadiner Dolomiten im Gebirgsbau Graubündens und seiner näheren Umgebung

Die bis heute umfassendste Darstellung des Baus der Engadiner Dolomiten ist in der Monografie von SPITZ & DYHRENFURTH (1914) zu finden, deren Lektüre allen an der Geologie des SNP interessierten Lesern immer noch empfohlen werden kann. Diese Autoren gelangten zur These, dass die ostalpinen Decken Graubündens von Ost nach West (genauer nach WNW) überschoben wurden. HEIM (1922) vertrat in seinem in vieler Hinsicht bahnbrechenden Werk zur Geologie der Schweiz hingegen die «klassische» These der aufkommenden Deckenlehre, die besagt, dass die Ostalpen, gleich den tektonisch tieferen alpinen Deckensystemen der Zentralalpen, nach Norden überschoben wurden. Er bedachte Spitz und Dyhrenfurth mit wenig schmeichelhafter Kritik. So schrieb er (HEIM 1922, S. 735): «Spitz und Dyhrenfurth bezeichnen diese ihre Ableitung des E-W-Schubes in den Graubündneralpen als das tektonische «Hauptresultat» ihrer Untersuchung. Wir freuen uns darüber, dass sie der Wissenschaft vieles geleistet haben, das viel besser ist! Ihr «Gebirgsbogen» besteht nicht, ihre Ableitung ist falsch». Spätere Bearbeiter, namentlich STAUB (1937, 1964), waren ganz von der für grosse Teile der Schweizer Alpen sicher zutreffenden These des Nordschubs geprägt. So geriet die zugegebenermassen nicht ganz überzeugend abgeleitete These des Schubes nach Westen (SPITZ & DYHRENFURTH 1914) für lange Zeit in Vergessenheit.

Heute wissen wir, dass in einem gewissen Sinne beide Thesen zutreffen, allerdings nicht gleichzeitig, sondern zu verschiedenen geologischen Zeiten. Während zur Kreide-Zeit (eoalpine Gebirgsbildungsphase) innerhalb der ostalpinen Decken ein Schub nach Westen bis Nordwesten dominierte (SCHMID 1973, RING et al. 1988, SCHMID & HAAS 1989, FROITZHEIM et al. 1994), wurde später, d.h. im Tertiär, der ostalpine Deckenstapel gesamthaft über das Penninikum des Unterengadi-

ner Fensters und des Prättigaus hinweg nach Norden transportiert. In diesen Teilen des Penninikums hielt die Sedimentation bis in das Tertiär an, was einen Zuschub in der Kreide ausschliesst. Im Wesentlichen erlauben seit den 70er Jahren drei neue methodische Ansätze die Rekonstruktion eines lang andauernden, komplexen Bewegungsablaufs. Erstens machten die Ergebnisse der radiometrischen Altersbestimmung erst Ende der 60er Jahre (MILLER et al. 1967) auf wichtige kreidezeitliche, von Metamorphose begleitete Gebirgsbildungsphasen in der Ötztal-Decke aufmerksam; vor allem die Arbeiten von M. THÖNI waren in dieser Hinsicht bahnbrechend (z.B. THÖNI 1983, 1986). Zweitens lieferten die neuen stratigraphisch-sedimentologischen Arbeiten zahlreicher Diplomanden und Doktoranden unter der Leitung von R. Trümpy an der ETH Zürich über Jahre hinweg die für eine tektonische Analyse unentbehrlichen stratigraphischen Grundlagen; diese sind in FURRER (1985) übersichtlich zusammengestellt. Drittens erlaubten die methodischen Fortschritte in der Strukturgeologie eine genauere Abschätzung der Transportrichtungen (z.B. RING et al. 1988, SCHMID & HAAS 1989) sowie die Rekonstruktion mehrerer aufeinander folgender Gebirgsbildungsphasen (FROITZHEIM et al. 1994).

Eine vorläufige und sicher verbesserungswürdige Synthese des Gebirgsbaus der ostalpinen Decken Graubündens liegt neuerdings vor (FROITZHEIM et al. 1994). Die alpinktonische Geschichte der ostalpinen Decken Graubündens kann, wie oben angedeutet, in zwei separate Gebirgsbildungsphasen unterteilt werden. Beide wurden durch spätorogene Bewegungen überprägt, die auch Dehnungstektonik (Abschiebungen) und/oder Blattverschiebungstektonik einschliessen.

Die *Trupchun-Phase* in der Kreide (100–80 Ma) stellt die erste eigentliche Gebirgsbildungsphase dar. Sie ist charakterisiert durch WNW-Bewegungen individueller Decken innerhalb des Ostalpines (z.B. Überschiebung der Ötztal-Decke auf die Engadiner Dolomiten) sowie die Überschiebung der ostalpinen Decken insgesamt auf südpenninische Ophiolite des Malenco, der

Platta-Decke und der Arosa-Zone (letztere reicht in der unteren Val Plavna noch ins Kartenblatt). Diese Phase ist nach der Val Trupchun im westlichen SNP benannt, wo die Kalke der Allgäu-Formation in prachtvolle spitze Falten gelegt sind (Ortler-Decke, Profil 4, Taf. 3; Fig. 6).

Die *Ducan-Ela-Phase*, welche wahrscheinlich noch in die ausgehende Kreidezeit fällt (etwa 80–65 Ma, FROITZHEIM et al. 1994), ist durch E–W-Dehnung gekennzeichnet, was sich z.B. in einer bedeutenden Abschiebung in der Ducan-Gruppe bei Davos äussert. Die kreidezeitliche Krustenverdickung wurde durch E–W-Dehnung teilweise wieder rückgängig gemacht. Möglicherweise wurde diese spätorogene Dehnung durch einen gravitativen Kollaps der überdickten Kruste verursacht, d.h. das eben gebildete Gebirge glitt aufgrund seines eigenen Gewichts auseinander. Innerhalb des vorliegenden Kartenblattes findet diese Dehnungsphase ihren Ausdruck in der Abschiebung zwischen den oberostalpinen Einheiten (Ortler- und Languard-Decke) und dem Halbfenster von unterostalpinen Einheiten in der Val Trupchun und der Val Chaschauna an der Westecke der Engadiner Dolomiten (Trupchun-Mezzaun-Abschiebung, Taf. 1 und Profil 4, Taf. 3). Auch die Abschiebungsbewegungen entlang der Schlinig-Verwerfung und der Gallo-Linie, welche die Basis-Überschiebung der Ötztal-Decke überprägen (s.u.), werden der Ducan-Ela-Phase zugeordnet.

Mit der *Blaisun-Phase* begann im Alttertiär ein neuer Gebirgsbildungszyklus. Etwa ab dem mittleren Eozän (ab 50 Ma) wurde der kretazisch angelegte Deckenstapel aus südpenninischen Ophioliten sowie unter- und oberostalpinen Decken gesamthaft nach Norden über die nordpenninischen Bündnerschiefer überschoben. Der Überschiebungsbetrag beläuft sich auf mindestens 75 km und verursachte den Zuschub des Unterengadiner Fensters, welches vom Nordrand des vorliegenden Kartenblattes noch erfasst wird. Innerhalb der Engadiner Dolomiten kam es vermutlich während der Blaisun-Phase (FROITZHEIM et al. 1994) zu einer grossräumigen, schwachen Verfaltung aller Einheiten um WNW–ESE-streichende Falten (in Taf. 1 als «späte [tertiäre?] Verfaltungen» bezeichnet). Die Zuordnung dieser Falten zur Blaisun-Phase beruht auf dem Vergleich mit den entsprechenden Strukturen in Mittelbünden (FROITZHEIM et al. 1994).

Die vierte und letzte Phase ist mit der weitergehenden, N–S- bis NW–SE-gerichteten Einengung des im Ostalpin und Penninikum schon fertig angelegten tertiären Deckenstapels verbunden; sie begann mit dem Oligozän (35 Ma) und dauerte zumindest bis Ende Miozän an.

Diese Phase, die wir hier als *postkollisionale Phase* bezeichnen, ist sehr komplex und trägt im Gebiet Graubündens lokal verschiedene Namen. An der insubrischen Linie kam es zunächst zur Rücküberschiebung der Zentralalpen über die Südalpen (insubrische Phase), verknüpft mit der Steilstellung der Wurzelzone der ostalpinen Decken und der Intrusion des Bergeller Plutons (SCHMID et al. 1989). Direkt mit dieser N–S-Einengung verknüpft waren reine E–W-Dehnungen (Turba-Phase, FROITZHEIM et al. 1994) und, für das Gebiet des vorliegenden Kartenblattes von grosser Bedeutung, kombinierte Blattverschiebungen und Abschiebungen an der Engadiner Linie (TRÜMPY 1977, SCHMID & FROITZHEIM 1993). Bei Zernez wurde der Südostflügel der Engadiner Linie (Engadiner Dolomiten und ihre Unterlage) relativ zum Nordwestflügel (Silvretta-Decke und Penninikum des Engadiner Fensters) um ca. 3 km sinistral (nach Nordosten) verschoben und gleichzeitig um ca. 4 km abgesenkt. Macht man diese beträchtliche vertikale Verstellung rückgängig, kommen das Silvretta- und das Sesvenna-Kristallin auf das gleiche tektonische Niveau. Es ist deshalb anzunehmen, dass Silvretta- und Sesvenna-Kristallin vor den Verstellungen an der Engadiner Linie zu einer einheitlichen Kristallindecke gehört haben.

Dieser kurze Abriss illustriert die Komplexität der Gebirgsbildungsphasen in Zeit und Raum. Die «Faltenbögen» von SPITZ & DYHRENFURTH (1914) existieren im Sinne dieser Autoren (als gleichzeitig angelegte Falten, welche sich der nach Westen vordringenden Ötztal-Decke anschmiegen) vermutlich nicht, was aber die Grundthese des Westschubes für die Trupchun-Phase nicht in Frage stellt. Das SW–NE-Streichen der nordöstlichen Engadiner Dolomiten ist Resultat der Trupchun-Phase, während das WNW–ESE-Streichen der südlichen Engadiner Dolomiten zumindest teilweise durch die grossräumige Verfaltung während der Blaisun-Phase bedingt ist. Im Osten ist das Dreieck der Engadiner Dolomiten durch die Schlinig-Verwerfung begrenzt, eine ehemalige Überschiebung (Trupchun-Phase), die in ihrer heutigen Form aber auf eine spätere Abschiebung (Ducan-Ela-Phase) zurückzuführen ist. Im Nordwesten schliesslich schneidet die junge Engadiner Linie (postkollisionale Phase) die Engadiner Dolomiten buchstäblich ab; deren nordwestliche Fortsetzung über dem Silvretta-Kristallin ist der Erosion schon lange anheimgefallen. Im Folgenden gehen wir detaillierter auf den Gebirgsbau innerhalb des Dreiecks der Engadiner Dolomiten ein.

Bei d
Engadiner
nördlich
Dreiecks
hältnisse
blatts ge
Mals un
Untereng
Decke di
Profil illu
ESE hin
Kristallin
Unterbau
Kristallin
wärts übe
weiterver

Bis vo
ausschlie
der Ötzt
(KELLERH
& HAAS 1
S-charl-D
westricht
das Aufba
zu erklär
und Kata
haben je
ergeben:
S-charl-D
Schlinig-
einfallend
der Deck
vermutlic
phase (D
tertiären
formt wir

Die u
der das
(Trupchun
schoben
Dolomiten
Abschieb
Fortsetzu
der Vinsc
HAAS (19
der Sesv
letzten P
Dolomiten
hende M
Meran w
dieser M
gerichtet.
S-charl-u

4.2 Nordöstliche Engadiner Dolomiten und Schlinig-Verwerfung

Bei der Beschreibung des Gebirgsbaus der Engadiner Dolomiten ist es sinnvoll, mit dem nördlich der Gallo-Linie gelegenen Teil dieses Dreiecks zu beginnen, sind hier doch die Verhältnisse relativ einfach. An der östlich des Kartenblatts gelegenen Schlinig-Verwerfung zwischen Mals und der Dreiländerecke am Piz Lad im Unterengadin überlagert das Kristallin der Ötztal-Decke die S-charl-Decke (Profil 5, Taf. 4). Dieses Profil illustriert, wie die S-charl-Sedimente nach ESE hin sukzessive zwischen dem Sesvenna-Kristallin als stratigraphischer Basis des S-charl-Unterbaus und der darüber liegenden gewaltigen Kristallinmasse der Ötztal-Decke, welche sich ostwärts über die Ötztaler Alpen bis zum Brennerpass weiterverfolgen lässt, ausdünnen.

Bis vor kurzem wurde die Schlinig-Verwerfung ausschliesslich als westgerichtete Überschiebung der Ötztal- über die S-charl-Decke angesehen (KELLERHALS 1966, STUTZ & WALTER 1983, SCHMID & HAAS 1989). In der Tat muss die Ötztal-Decke die S-charl-Decke weiträumig in West- bis Nordwestrichtung überschoben haben, denn anders ist das Auflagern von Kristallin auf Sedimenten nicht zu erklären. Neue Untersuchungen an Myloniten und Kataklastiten der Schlinig-Verwerfungszone haben jedoch den umgekehrten Bewegungssinn ergeben: Die Ötztal-Decke wurde relativ zur S-charl-Decke nach ESE und abwärts bewegt. Die Schlinig-Verwerfung stellt damit eine flach einfallende Abschiebungsfläche dar, die jünger als der Deckenbau ist. Die Abschiebung entstand vermutlich in der spätkreidezeitlichen Dehnungsphase (Ducan-Ela-Phase), da sie von vermutlich tertiären Falten der Blaisun-Phase schwach verformt wird.

Die ursprüngliche Überschiebungsfläche, auf der das Ötztal-Kristallin in einer ersten Phase (Trupchun-Phase) auf die S-charl-Decke überschoben worden war, ist am Ostrand der Engadiner Dolomiten nicht mehr erhalten, da sie von der Abschiebung überprägt wurde. Ihre östliche Fortsetzung findet sich jedoch in der Mylonitzone der Vinschgauer Sonnenberge (Taf. 1). SCHMID & HAAS (1989) konnten diese vor allem aus Kristallin der Sesvenna- und Ötztal-Decke, aber auch aus letzten Resten der Sedimente der Engadiner Dolomiten (Verrucano und basale Trias) bestehende Mylonitzone bis ins Schnalstal unweit von Meran weiterverfolgen. Der Bewegungssinn in dieser Mylonitzone ist überall nach Westen gerichtet. Die Überschiebung der Ötztal- über die S-charl- und die Campo-Decke ist somit über eine

Distanz von 45 km nach ESE nachweisbar, gemessen von den westlichsten Kristallinvorkommen der Ötztal-Decke bis zum Schnalstal.

Profil 6 (Taf. 4) und dessen vergrößerter Nordwestanteil (Profil 1, Taf. 2) erreichen das Gebiet des SNP und werden erst im Vergleich mit dem parallel verlaufenden, nördlicheren Profil 5 (Taf. 4) richtig interpretierbar. Die Schlinig-Verwerfung hebt westwärts in die Luft aus, so dass im Westen nur noch bei Minschuns und am Munt da la Bescha (gerade noch am Ostrand der Karte des SNP) kleine Klippen von Ötztal-Kristallin erhalten sind. In der Lischana-Gruppe (Nordwest-Ende von Profil 5 (Taf. 4), unmittelbar ausserhalb der Nationalpark-Karte) sind ebenfalls noch isolierte Kristallinklippen der Ötztal-Decke erhalten, welche mitgerissene Schuppen der S-charl-Decke überlagern (STUTZ & WALTER 1983, MADER 1987).

Wie oben (Kap. 3.2) erwähnt, ist der Hauptdolomit des S-charl-Oberbaus, etwa im Gebiet Piz Foraz – Piz Tavrü (Profil 1, Taf. 2; Fig. 2), in rotierte Blöcke zerlegt, die von südostfallenden Abschiebungen begrenzt werden. Diese Strukturen zeigen eine starke Streckung des Hauptdolomit-Stockwerks in NW-SE-Richtung an. SCHMID & HAAS (1989) führten diese spektakuläre Dehnungstektonik auf die streckende Einwirkung der Ötztal-Decke während ihrer westgerichteten Überschiebung zurück. In Anbetracht der neu erkannten Abschiebungsbewegung entlang der Schlinig-Verwerfung muss jedoch auch eine zweite Möglichkeit erwogen werden, nämlich dass diese Dehnungstektonik zusammen mit der Schlinig-Abschiebung während der Ducan-Ela-Phase entstand. Profil 1 (Taf. 2) illustriert den graduellen Übergang von Dehnungstektonik (z.B. am Piz Foraz) in den Falten- und Schuppenbau des Piz Plavna Dadora: Die Trennung des S-charl-Hauptdolomits in Unter- und Oberbau ist nach dem Auskeilen des dazwischen liegenden Zuges der Raibler Formation gegen die Engadiner Linie hin nicht mehr sinnvoll (vgl. auch Profil 2). Es handelt sich also hierbei wohl um eine z.B. am Piz Foraz spektakuläre Disharmonie, nicht aber um eine wesentliche Trennung in zwei Teildecken. Der auf dem Ofenpass anstehende Hauptdolomit des Munt da la Bescha, der die Kristallinklippe von Minschuns trägt, wird im Gegensatz zur geologisch-tektonischen Übersicht der Geologischen Karte des SNP hier als Teil des S-charl-Oberbaus aufgefasst. Allerdings weicht die fazielle Ausbildung des Hauptdolomits am Munt da la Bescha von derjenigen des Hauptdolomits im Oberbau ab, indem zahlreiche Kalkniveaus zur Fazies der Quattervals-Decke vermitteln. Zudem ist der Munt da la Bescha an einer flachen

Abschiebung nach Südosten herabgesetzt (Südoststrand von Profil 1, Taf. 2). Diese Abschiebung erfasst auch den Münstertaler Verrucano.

In der Gegend des Munt la Schera drehen die im übrigen Gebiet NE-SW streichenden Falten des S-charl-Unterbaus kontinuierlich in ein N-S-Streichen (KARAGOUNIS 1962). Dieses Abdrehen der Faltenachsen wurde auch von SPITZ & DYHRENFURTH (1914) erkannt und bildete ein wichtiges Element in ihrer Argumentation. Allerdings führt dieses Abdrehen nicht kontinuierlich in das WNW-ESE-Streichen der Engadiner Dolomiten südlich der Gallo-Linie über, bildet doch die Gallo-Linie eine wichtige, noch zu diskutierende Diskontinuität im Bau der Engadiner Dolomiten.

Zusammenfassend kann die Interntektonik der S-charl-Decke der nordöstlichen Engadiner Dolomiten (Profile 1, 2, 5 und 6, Taf. 2 und 4) also in erster Linie auf die Einwirkung der die Engadiner Dolomiten überlagernden Ötztal-Decke zurückgeführt werden. Dabei ist im S-charl-Unterbau vorwiegend die west- bis nordwestgerichtete Überschiebung der Ötztal-Decke durch Falten repräsentiert, während im Oberbau Dehnungsstrukturen dominieren, die möglicherweise erst beim ost- bis südostgerichteten Zurückgleiten der Ötztal-Decke während der Ducan-Ela-Phase entstanden. Die Trennung in Unter- und Oberbau ist allerdings nicht tief greifend; sie hebt sich nach Nordwesten hin auf (Profile 1 und 2, Taf. 2).

Ist der Bau der nordöstlichen Engadiner Dolomiten also vorwiegend von der kretazischen Tektonik geprägt, so ist in der Gegend des Ofenpasses und des oberen Münstertales eine Interferenz der NE-SW streichenden kreidezeitlichen Falten mit den E-W streichenden, grosswelligen Falten der vermutlich tertiären Blaisun-Phase zu beobachten. Die Münstertaler Antiform und die Ofenpass-Synform verursachen eine grossräumige Wellung, welche mit vor allem in der Gegend des Ofenpasses und von Buffalora sehr verbreiteten, steil stehenden Verwerfungen assoziiert ist (NNE-Ende von Profil 3, Taf. 3). Eine nördlich des östlichen Aufstiegs zum Ofenpass noch sichtbare kreidezeitliche Falte (südlich von Minschuns, in Profil 1 unterhalb «Minschuns» eingezeichnet) wird durch die Münstertaler Antiform verbogen und hebt nach Süden hin über den Piz Daint in die Luft aus (Südost-Ende von Profil 2, Taf. 2). Die Kuppel des Piz Sesvenna stellt eine weitere Aufwölbung der Blaisun-Phase dar, welche die Schlinig-Verwerfung weit über den Piz Sesvenna anhebt. Unklar ist das Alter des recht bedeutenden Chavagl-Bruches (Nordost-Ende von Profil 4, Taf. 3), welcher von der untersten Spöl-Schlucht über Ova Spin nach Il Fuorn verfolgbar ist. Er mag ebenfalls mit der Bildung der

Münstertaler Antiform in Zusammenhang stehen. Nach einer anderen Deutung (SCHMID & FROITZHEIM 1993) handelt es sich um eine mit der Engadiner Linie verbundene, nordostgerichtete Abschiebung mit dextraler Komponente. Am Chavagl-Bruch wird der gesamte S-charl-Oberbau relativ zu der bis in die Gegend von Praspöl weiterziehenden Münstertaler Antiform um ca. 500 m hinuntergesetzt. Profil 2 (Taf. 2) läuft in spitzem Winkel zum Chavagl-Bruch, so dass die hintere Kulisse, vom Piz Ivraino zum Piz Nair ziehend, gegenüber der vorderen entlang der Ofenpass-Strasse hinuntergesetzt erscheint.

4.3 Engadiner Dolomiten südlich der Gallo-Linie

Der Bau der Quattervals-Decke (SOMM 1965), die fast ausschliesslich aus der bis über 2 km mächtigen Serie der Hauptdolomit-Gruppe besteht, kontrastiert in zweifacher Hinsicht ganz auffällig mit dem Bau der S-charl-Decke. Zuerst ist einmal das WNW-ESE-Streichen, das fast rechtwinklig zum NE-SW-Streichen der S-charl-Decke verläuft, zu erwähnen. Zweitens ist der Hauptdolomit der Quattervals-Decke während der kretazischen Trupchun-Phase über mindestens 40 km gegen WNW über die Ortler-Decke überschoben worden, wohingegen der Hauptdolomit der S-charl-Decke mehr (Unterbau) oder weniger (Oberbau) auf dem kristallinen Substrat des Sesvenna-Kristallins ruht. CONTI et al. (1994) und CONTI (1994) konnten mit zahlreichen Schersinnkriterien nachweisen, dass die Transportrichtung an der Trupchun-Braulio-Überschiebung nicht, wie von SOMM (1965) und SCHMID (1973) angenommen, nach Südwesten, sondern nach WNW gerichtet ist. Somit ergibt sich dieser minimale Überschiebungsbetrag aus dem Kartenbild, indem die Trupchun-Braulio-Linie über eine Distanz von 40 km in WNW-ESE-Richtung verfolgbar ist (zwischen Val Trupchun und Trafoiertal/Valle di Trafoi). Der Hauptdolomit der Quattervals-Decke muss seine Unterlage (inklusive seines kristallinen Substrats) weit im ESE zurückgelassen haben (irgendwo südlich des unteren Vinschgaus in der östlichen Campo-Decke).

Das WNW-ESE-Streichen der Quattervals-Decke (und der noch höheren Terza-Schuppe) ist zumindest teilweise durch eine grossräumige asymmetrische Synform der späteren Blaisun-Phase bedingt. Der Grossteil dieser Decke und der höheren Schuppen gehört zum SSW-Schenkel dieser Synform, fällt also einförmig nach NNE ein (SOMM 1965). Nur ansatzweise ist ein Umschwenken in flache Lagerung oder lokal zu SSW-Fallen (etwa am Nordostrand der Terza-Schuppe in

Profil 3
Profil 3
Verkip
ergrif
die lok
einfällt
Quatte
(Terza-
pen) je
eher d
(Profile
We
baus d
Bau de
et al. (1
von de
nik der
1988 b
Die tief
Übersc
an der
Grund
gericht
Decke
hende
Langua
über ei
brü-Üb
Verfalu
dass si
Osten b
Star
ist der
der Val
bereits
bung so
Linie ab
(unterst
Kontakt
Murtiröl
rusch-F
Trias-Ge
Ende, v
Unteros
guard-D
Val Trup
samt Ze
ist. Es r
Ausschr
dass die
zu liegen
Zusa
südlich
Element
za-Schu
NNE ein
Decke d

enhang stehen.
ID & FROITZHEIM
der Engadiner
e Abschiebung
Chavagl-Bruch
u relativ zu der
weiterziehenden
00 m hinunter-
em Winkel zum
e Kulisse, vom
gegenüber der
asse hinunter-

südlich

(SOMM 1965),
bis über 2 km
t-Gruppe be-
hinsicht ganz
cke. Zuerst ist
as fast rechte
S-charl-Decke
der Hauptdo-
nd der kreta-
estens 40 km
überschoben
dolomit der
reniger (Ober-
es Sesvenna-
CONTI (1994)
riterien nach-
der Trupchun-
SOMM (1965)
nach Süd-
et ist. Somit
ungsbetrag
hun-Braulio-
WNW-ESE-
rupchun und
dolomit der
age (inklusi-
im ESE zu-
des unteren
ecke).

Quatervals-
Schuppe) ist
ossräumige
en Blaisun-
cke und der
V-Schenkel
nach NNE
st ein Um-
al zu SSW-
Schuppe in

Profil 4 und im Nordteil des Serraglio-Grates in Profil 3) zu beobachten. Dieses durch eine relative Verkippung verursachte dominante NNE-Fallen ergreift auch die darunter liegende Ortler-Decke, die lokal (Südwest-Ende von Profil 3) recht steil einfällt. Im Grossen und Ganzen stösst die Quatervals-Decke samt höheren Schuppen (Terza-Schuppe und Umbrail-Chavalatsch-Schuppen) jedoch, wie von HESS (1953) richtig erkannt, eher diskordant an die SSW-fallende Gallo-Linie (Profile 3 und 4).

Wesentlich für das Verständnis des Gebirgsbaus der Engadiner Dolomiten ist der tektonische Bau der Ortler-Decke. Nach CONTI (1994) und CONTI et al. (1994) ist auch der Bau der Ortler-Decke ganz von der WNW-gerichteten Überschiebungstektonik der Trupchun-Phase geprägt (s.a. FROITZHEIM 1988 betreffend die Tektonik in der Val Trupchun). Die tiefere und etwa parallel zur Trupchun-Braulio-Überschiebung verlaufende Zebrù-Überschiebung an der Basis der Ortler-Decke erweist sich auf Grund von Schersinnkriterien ebenfalls als WNW-gerichtet. An dieser Überschiebung ist die Ortler-Decke auf die ausschliesslich aus Kristallin bestehende Campo-Decke und weiter im Westen auf die Languard-Decke überschoben worden, und dies über eine Distanz von mindestens 60 km. Die Zebrù-Überschiebung wurde durch die grossräumige Verfaltung während der Blaisun-Phase verkippt, so dass sie heute parallel zur Transportrichtung nach Osten bis ins Trafoiertal verfolgbar ist.

Stark durch die Ducan-Ela-Phase überprägt ist der Südrand der westlichen Ortler-Decke in der Val Trupchun und der Val Chaschauna. Die bereits erwähnte Trupchun-Mezzaun-Abschiebung schneidet die WNW-Fortsetzung der Zebrù-Linie ab und bringt noch im Gebiet des SNP (unterste Val Trupchun) die Ortler-Decke in direkten Kontakt mit den unterostalpinen Einheiten des Murtiröl-Halbfensters (Val-Vaüglia-Kristallin, Varusch-Flysch und verschiedene Schuppen von Trias-Gesteinen). Profil 4 zeigt an seinem Südwest-Ende, wie dieser Dehnungsbruch die zwischen Unterostalpin und Ortler-Decke liegende Languard-Decke versetzt, so dass sie lokal (d.h. in der Val Trupchun und der unteren Val Chaschauna) samt Zebrù-Überschiebung völlig weggeschnitten ist. Es resultiert das für Abschiebungen typische Ausschneiden ganzer tektonischer Stockwerke, so dass die Ortler-Decke direkt auf das Unterostalpin zu liegen kommt.

Zusammenfassend sei festgehalten, dass südlich der Gallo-Linie völlig neue tektonische Elemente (Ortler-Decke, Quatervals-Decke, Terza-Schuppe) erscheinen, die vorwiegend nach NNE einfallen und deren Beziehung zur S-charl-Decke durch die im nächsten Abschnitt diskutierte

Gallo-Linie unterbrochen wird. Im Unterschied zur S-charl-Decke fehlt das kristalline Substrat aller drei Einheiten (mit Ausnahme kleiner Relikte in der Quatervals-Decke, an der Corna dei Cavalli sowie an der Basis der Ortler-Decke), liegen sie doch allochthon auf dem Campo-Kristallin (Zebrù-Überschiebung).

4.4 Beziehung zwischen den Einheiten nördlich und südlich der Gallo-Linie

Aus den bisherigen Ausführungen ist hervorgegangen, dass die Gallo-Linie für die Beziehung zwischen den nordöstlichen und den südlichen Engadiner Dolomiten eine zentrale Rolle spielt. Bekannt ist der Verlauf der Gallo-Linie bei Punt dal Gall (KARAGOUNIS 1962); ihr weiterer Verlauf nach WNW ist jedoch umstritten.

Nach der hier vertretenen These zieht sie zwischen dem südwestfallenden Hauptdolomit der Spöl-Schlucht (S-charl-Unterbau) und den diskordant nach NNE fallenden oder flach liegenden Kalken der Quatervals-Schichten der Quatervals-Decke an die Basis der Terza-Schuppe hoch (Profil 4, Taf. 3). R. Dössegger kartierte in der Geologischen Karte des SNP bei Punkt 809.800/168.600 eine tektonische Fläche zweiter Ordnung, die flach liegende Quatervals-Schichten vom südwestfallenden Hauptdolomit des S-charl-Unterbaus (Müschauns-Dolomit) trennt. Diese von der Alp la Schera (Fig. 7) gut sichtbare Diskordanz wird hier als die nordwestliche Fortsetzung der Gallo-Linie aufgefasst. R. Dössegger hingegen fasste eine weiter nördlich davon gelegene Scherfläche als Fortsetzung der Gallo-Linie auf (bei Plan dals Ponts den Wanderweg des Murtèr-Sattels querend), eine Scherfläche, welche die Terza-Basis nur unwesentlich versetzt (s. geologisch-tektonische Übersicht der Geologischen Karte des SNP). Nach der hier vertretenen These und in Anlehnung an CONTI (1994) folgt die Gallo-Linie aber der Raibler Formation der Terza-Basis weiter nach Nordwesten, um in der Nähe von Brail an der Engadiner Linie abzubrechen (Taf. 1). Leider erlauben die Aufschlussverhältnisse keine direkte Bestätigung einer der beiden Interpretationen. Es kann aber festgehalten werden, dass die von R. Dössegger und R. Trümpy (Kap. 3) vertretene These bedingt, dass die Gallo-Linie nach Nordwesten über kurze Distanz an Bedeutung verliert, was natürlich hiesse, dass Quatervals-Decke und S-charl-Unterbau eng zusammenhängen würden.

Die Bewegungsrichtung der eigentlichen Gallo-Linie kann nirgends evaluiert werden, weil die

an dieser Linie anstehenden, stark gestörten Dolomite eine Bestimmung des Schersinns verunmöglichen. Äusserst hilfreich für das Verständnis der Gallo-Linie ist aber die Erörterung ihrer Fortsetzung nach Osten in die Val Mora, den Piz Lad bei Sta. Maria und in den Fuss des Piz Chavalatsch (Taf. 1). Hier im Osten wird die Quattervals-Decke Teil der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone (SCHMID 1973). Diese ist sowohl aus petrographisch der Ötztal-Decke ähnlichem Kristallin als auch aus Raibler Schichten und Hauptdolomit aufgebaut (SCHMID 1973). Südöstlich von Sta. Maria fällt die Gallo-Linie zunehmend flacher ein, um nunmehr an den nordwestlichen Abhängen des Chavalatsch-Kammes parallel zum unteren Münsertal nach Nordosten zu verlaufen. Sie wird dort von Myloniten aus Kristallin und Verrucano begleitet. Bestimmungen des Schersinns dieser Mylonite zeigen eine Abschiebungsbewegung des Hangenden (Umbrail-Chavalatsch) nach ESE bis SE relativ zur darunter liegenden S-charl-Decke. Dies ist die gleiche Bewegungsrichtung wie an der Schlinig-Verwerfung. Bei Glurns (Glorenza) verschwindet diese Mylonitzone unter der Talfüllung des Vinschgaus. Darum liegt es nahe, diesen Teil der Gallo-Linie als die südliche Fortsetzung der Schlinig-Verwerfung (im Sinne der Abschiebung) aufzufassen (Taf. 1). Analog zu den Verhältnissen an der Schlinig-Verwerfung nordwestlich Glurns keilt auch in den Abhängen westlich des Piz Chavalatsch die Sedimentbedeckung des Sesvenna-Kristallins (S-charl-Unterbau) allmählich nach Osten aus, diesmal aber im Liegenden der Gallo-Linie. Damit wird klar, dass die Gallo-Linie der Schlinig-Verwerfung entspricht. Wie diese stellt auch die Gallo-Linie die Basisfläche höherer tektonischer Einheiten dar (Quattervals-Decke, Umbrail-Chavalatsch-Schuppen), welche während der Trupchun-Phase relativ zur S-charl-Decke nach WNW disloziert wurden. Wie bei der Schlinig-Verwerfung ist es jedoch auch hier nicht die ursprüngliche Überschiebung, die wir heute aufgeschlossen sehen, sondern eine jüngere, flache Abschiebung, welche die Überschiebungsbahn nach Südosten hinabversetzt. Nimmt man an, dass die Richtung der Relativbewegung entlang der eigentlichen, NW-SE streichenden Gallo-Linie gleich ist wie in der Mylonitzone des unteren Münsertales, dann müsste es sich bei der nordwestlichen Gallo-Linie um eine schräg einfallende sinistrale Blattverschiebung handeln, an der zusätzlich der südliche Block relativ zum nördlichen abgesenkt wurde.

Die tektonische Karte (Taf. 1) zeigt, dass sich die Trupchun-Braulio-Überschiebung nach Osten in die Mylonitzone der Vinschgauer Sonnenberge verliert, und zwar auf der Ostseite des Chava-

latsch-Kammes oberhalb des Dolomits von Goma-goi im Trafoiertal (CONTI 1994). Auch die Zebrü-Überschiebung zieht nach einer grossräumigen Verfallung der Blaisun-Phase in der Ortler-Gruppe in dieselbe Mylonitzone. Ebenso muss die ursprüngliche, heute nicht mehr erhaltene Überschiebung der Ötztal-Decke über die S-charl-Decke in der selben Mylonitzone wurzeln. Alle diese Überschiebungen vereinigen sich also zu einer einzigen, bis zu 2 km mächtigen Scherzone. Dies ist durch den nach ESE zunehmenden Metamorphosegrad während der Trupchun-Phase bedingt (SCHMID & HAAS 1989, CONTI 1994).

Im Trafoiertal bildet die Campo-Decke die Basis dieser Mylonitzone. Im untersten Münsertal liegt das Sesvenna-Kristallin mit seinen Überresten der S-charl-Sedimente unter der Mylonitzone. Damit kommen Campo-Decke und Sesvenna-Kristallin (inklusive S-charl-Sedimente) in eine vergleichbare tektonische Stellung im Liegenden höherer Einheiten: Ötztal-Decke, Ortler-Decke, Umbrail-Chavalatsch-Schuppen (inklusive Quattervals-Decke und Terza-Schuppe). Im Untergrund der Quattervals-Decke schneidet sich die Gallo-Linie mit der Trupchun-Braulio-Überschiebung und der Zebrü-Überschiebung, und die Ortler-Decke keilt nach Norden aus. Die in den Profilen 3 und 4 (Taf. 3) gezeigte Extrapolation in den Untergrund illustriert diese These, die einer früheren Interpretation von EUGSTER (1971) sehr nahe kommt.

Unterstützt wird die These der tektonisch tieferen Stellung der S-charl-Decke relativ zur Ortler- und Quattervals-Decke durch die Verhältnisse in der Val Mela, nahe der Engadiner Linie bei Brail am Rand des SNP. Die Sedimente basaler Schuppen der Ortler-Zone liegen hier, zusammen mit der Quattervals-Decke im Hangenden, über stark zerscherten Überresten der S-charl-Decke (SOMM 1965). Gleichzeitig keilt die Ortler-Decke im Gelände verfolgbar nach Nordosten aus. Die Verhältnisse an dieser zweiten Schlüsselstelle sind wichtig für die in Profilen 3 und 4 in die Tiefe extrapolierten Beziehungen zwischen S-charl-Sedimenten (nach Südwesten auskeilend) und Ortler-Decke (nach Nordosten über der S-charl-Decke, aber unter der Quattervals-Decke auskeilend). R. Trümpy (Kap. 3) hält jedoch eine Beheimatung der Ortler-Decke südöstlich der S-charl-Decke, wie sie aus diesen strukturellen Überlegungen resultiert, aus faziellen Gründen für unwahrscheinlich. Vielleicht können weitere Untersuchungen im Umkreis der Quattervals-Decke eine Lösung dieser Kontroverse herbeiführen.

Kehren wir nach diesen nur mit Hilfe der Profile und der tektonischen Karte verständlichen und zugegebenermassen komplizierten Beschreibungen

zum We-
tonische
weitgeh-
schiebu-
der süd-
stark vo-
Blaisun-
beeinflus-
Quatterv-
NNE-Fal-
die Ent-
Zusamm-
gen der-
Deckenb-
diner Do-
Süden st-
Phase n-
der Duc-
müssen
Phase b-
Zum
schiede
diner Do-

olomiten von Goma-
Auch die Zebrü-
er grossräumigen
der Ortler-Gruppe
so muss die ur-
erhaltene Über-
über die S-charl-
one wurzeln. Alle
igen sich also zu
ichtigen Scherzone.
SE zunehmenden
er Trupchun-Phase
ONTI 1994).

Campo-Decke die
tersten Müntertal
seinen Überresten
der Mylonitzzone.
e und Sesvenna-
dimente) in eine
ung im Liegenden
ke, Ortler-Decke,
(inklusive Quat-
pe). Im Untergrund
et sich die Gallo-
berschiebung und
die Ortler-Decke
n Profilen 3 und 4
n den Untergrund
einer früheren
971) sehr nahe

er tektonisch tie-
e relativ zur Ortler-
ie Verhältnisse in
Linie bei Brail am
basaler Schuppen
sammen mit der
den, über stark
charl-Decke (SOMM
Ortler-Decke im
dosten aus. Die
schlüsselstelle sind
d 4 in die Tiefe
zwischen S-charl-
auskeilend) und
über der S-charl-
vals-Decke aus-
hält jedoch eine
südöstlich der
sen strukturellen
ellen Gründen für
en weitere Unter-
uattervals-Decke
erbeiführen.

it Hilfe der Profile
ständlichen und
Beschreibungen

zum Wesentlichen zurück. Die Stapelung der tektonischen Einheiten der Engadiner Dolomiten ist weitgehend das Resultat WNW-gerichteter Überschiebungen der Trupchun-Phase. Das Kartenbild der südlichen Engadiner Dolomiten ist hingegen stark von den grossräumigen Verbiegungen der Blaisun-Phase mit ihrem WNW-ESE-Streichen beeinflusst. Dies schlägt sich in dem für die Quattervals-Gruppe im SNP so typischen NE- bis NNE-Fallen nieder. Wie wir gesehen haben, steht die Entstehung der Gallo-Linie vermutlich im Zusammenhang mit den Abschiebungsbewegungen der Ducan-Ela-Phase. Die Unterschiede im Deckenbau der nördlichen und südlichen Engadiner Dolomiten sind jedoch weder durch die im Süden stärkere Überprägung während der Blaisun-Phase noch durch die Abschiebungsbewegungen der Ducan-Ela-Phase vollständig erklärbar und müssen deshalb schon am Ende der Trupchun-Phase bestanden haben.

Zum Schluss seien die wesentlichen Unterschiede zwischen nördlichen und südlichen Engadiner Dolomiten zusammengefasst: Nördlich der

Gallo-Linie überlagert eine einzige riesige Kristallindecke, die Ötztal-Decke, das Sesvenna-Kristallin und die dazugehörigen Sedimente der S-charl-Decke (Profile 5 und 6, Taf. 4). Südlich der Gallo-Linie hingegen ist die sedimentäre Bedeckung des Campo-Kristallins völlig nach WNW abgeschert worden. Auf das entblösste Campo-Kristallin wurden die weiter östlich beheimateten Sedimente der Ortler- und Quattervals-Decken sowie die Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone (Profile 7 und 8, Taf. 4) überschoben. Diese Sedimente der südlichen Engadiner Dolomiten stossen im NE-SW-Profil (Profil 3, 4) an der Gallo-Linie diskordant an die S-charl-Decke der nördlichen Engadiner Dolomiten. Vermutlich entwickelte sich zwischen S-charl- und Campo-Decke bereits während den Deckenüberschiebungen in der Trupchun-Phase eine sogenannte Transferzone, also eine Entkoppelungszone, die parallel zur Transportrichtung der Decken verlief und zwei Abschnitte mit verschiedener Architektur trennte, ähnlich den von SCHÖNBORN (1993) aus den Südalpen beschriebenen Transferzonen.

5 Kommentare zur Kartenlegende

Im Folgenden werden die Gesteinsserien von oben nach unten, d.h. von jung nach alt besprochen. Wir verwenden die stratigraphischen Bezeichnungen der Kartenlegende auch dort, wo eine weniger formale Nomenklatur sinnvoller wäre.

Die Angaben über den Karbonatgehalt (KG) und über den Dolomitanteil beruhen auf Schätzungen.

5.1 Oberostalpin

c Chansels-Formation

Rote, grüne und bräunliche Mergelkalke (sog. Scaglia) mit Sandkalkbänken. Alter: «Mittlere» Kreide (spätes Aptien bis Turonien), bestimmt durch pelagische Kleinforaminiferen (CARON et al. 1982). Mächtigkeit: 10–25 m (Obergrenze: tektonische Fläche). KG 40–80%.

i-c_A Russenna-Aptychenkalk

Helle, feinkörnige Kalke, im unteren Teil ziemlich dickbankig, im oberen Teil dünnbankig mit mergeligen Zwischenlagen. Auch Calcarenite sind vorhanden. Alter: Ausgehender Jura (Tithon) und Frühkreide. Calpionelliden datieren den Jura/Kreide-Grenzbereich (VILLA & POZZI 1962). Mächtigkeit: ca. 30 m. KG 60–90%.

i_R Blais-Radiolarit

Unten grünschwarte Kieselschiefer und grüne Radiolarite, oben weinrote Radiolarite mit Lagen von mikritischen Kalken (Fazies des Rosso ad aptici [mit Aptychen]). Alter: Spätjura, wahrscheinlich auch später Mitteljura. Mächtigkeit: ca. 20 m. KG 10–50%.

I-i Allgäu-Formation

Gut gebankte Kalke (z.T. mit Kieselknollen) und Kalk-Mergel-Wechsellagerungen, die oft «fining upward»-Grosszyklen erkennen lassen. In die hemipelagischen Beckensedimente sind in verschiedenen Niveaus, besonders im unteren, eher kalkigen Teil, Breccien und Turbidite eingeschaltet.

Mergelschiefer dominieren im oberen Teil der Formation. Zuoberst treten Kalke mit Glimmersand und Echinodermenfragmenten auf. Die Mächtigkeit der Allgäu-Formation in der Val Trupchun ist wegen Verfaltungen schwierig zu bestimmen; sie mag etwa 300 m betragen. KG 20–80%. Für nähere Beschreibungen siehe DÖSSEGER et al. (1982) und EBERLI (1987, 1988).

Chaschauna-Breccie

Breccien mit spärlichem, meist kalkigem Bindemittel. Die eckigen Blöcke aus Hauptdolomit oder Kössener Schichten können Hausgrösse erreichen. Die Innenstruktur ist in der Regel chaotisch; «normale» Konglomerate und Turbidite treten oft im Dach der Breccienlagen auf. Die Breccien liegen oft an der Basis der Allgäu-Formation, können aber auch in Beckensedimente eingeschaltet sein. Die interessantesten Vorkommen finden sich am Chaschauna-Grat und am Motto, wo auch die Beziehungen zur jurassischen Bruchtektonik gut erkennbar sind (EBERLI 1987, FROITZHEIM 1988).

Alter der Allgäu-Formation und der Chaschauna-Breccie: Die Serie ist im Allgemeinen fossilarm. Im Livigno-Tal und zwischen Livigno und der Valle di Fraéle (CONTI et al. 1994) ist spätes Hettangien durch Ammoniten (*Schlotheimia* sp.) nachgewiesen. In der Val Trupchun enthalten Kalke etwa 100 m über der Basis eine Ammonitenfauna des späten Sinémuriens, stellenweise auch des frühesten Carixiens. Die oberen zwei Drittel lieferten keine diagnostischen Fossilien; da keine grösseren Schichtlücken dokumentiert sind, reicht die Formation wahrscheinlich bis in den mittleren Jura.

r Kössen-Formation

Dunkle, bunt «herbstlaubfarben» anlaufende Schiefertone mit gelben dolomit- und fossilreichen Kalkbänken; letztere führen massenhaft zerbrochene Schalen von meist kleinwüchsigen Muscheln sowie Fisch- und Reptilreste. Am Piz Murtèr sind in die obersten erhaltenen Anteile Kalkbänke mit Brachiopoden und ästigen Korallenstöcken eingeschaltet. Im SNP ist die

Kössen-Formation wegen jurassischer Erosion (Ortler-Decke) oder alpiner Tektonik (S-charl-Quattervals-Decke) nur unvollständig erhalten. Im Ortler-Element östlich von Livigno (Formazione di Fraële) wird sie mindestens 200 m mächtig (FURRER 1993b). Alter: Rhät (ausgehende Trias), evtl. auch jüngstes Norien. KG unten 10–70%, oben 30–90%.

t₅ Hauptdolomit-Gruppe

Wie schon in Kapitel 3 ausgeführt, kommen im Kartengebiet zwei Faziesbereiche vor: im Norden und in der Ortler-Decke ein fast rein dolomitischer, in der Quattervals-Einheit ein teilweise kalkiger. Der Nordrand des kalkführenden Bereichs liegt beim Piz Ivraina – Piz Laschadurella, am Munt da la Bescha und in der Terza-Schuppe der Quattervals-Gruppe; der Südrand befindet sich etwa am Stilferjoch in der Ortler-Decke.

Wir besprechen zuerst die abweichende Ausbildung in der Quattervals-Gruppe. Die stratigraphische Gliederung stammt von SOMM (1965) nach der Vorarbeit von HESS (1953).

t_{5M} Murtèr-Plattenkalk

Gut gebankte Kalke mit Dolomitlagen im unteren Teil und Schieferzwischenlagen besonders im oberen Teil. Einige Bänke sind oolithisch. Die relativ reiche, kleinwüchsige Fauna (Schnecken, Muscheln, Seeigel) ist schlecht erhalten. Mächtigkeit 100–150 m; Alter: spätes Norien (s. str.) wird durch die Schnecke *Worthenia contabulata* angezeigt; die Lage der Norien/Rhät-Grenze ist aber ungewiss. KG 80–90%, davon 1/3 Dolomit.

t₅ Murteret-Dolomit

Dünn- bis dickbankige Dolomite mit Kalkalgen, lagenweise mit Worthenien. Die Mächtigkeit ist im Gebiet der Kalkfazies bescheiden (100–200 m), schwillt aber gegen Norden, wo der Murteret-Dolomit («oberer Dolomit») auch die Diavel-Schichten seitlich ersetzt, auf 900 m an. KG 90–100%, davon 1/5 Dolomit.

t_{5D} Diavel-Formation

Vorwiegend kalkige, deutlich gegliederte Serie mit «shallowing upward»-Zyklen: dünnplattige Kalke – dickbankige, peloidreiche Kalke – dolomitisierte Kalke mit Trockenrissen. Im Dach solcher Zyklen finden sich die Dinosaurierfährten (SOMM & SCHNEIDER 1962; FURRER 1993a), welche darauf hinweisen, dass grössere Gebiete trocken lagen. Mächtigkeit max. 180 m; KG 70–100%, davon 1/3 Dolomit.

t_{5C} Crappa-Mala-Mergel

Eigentliche Mergel sind untergeordnet; dünnplattige dunkle Kalke bzw. Dolomite herrschen vor. Mächtigkeit um 50 m, KG 40–90%. Dieses Niveau ist leicht kenntlich und wahrscheinlich isochron.

t_{5Q} Quattervals-Formation

Bis 400 m blaugraue, rötlich anwitternde, feinkörnige Kalke, oft mit Kieselknöllchen. Fauna: vor allem Ostracoden; selten Fische. BERRA (1994) fand sogar Ammonitenquerschnitte, was darauf hinweist, dass der Ablagerungsraum der Quattervals-Formation mit dem offenen, tieferen Meer (im E?) in Verbindung stand. Der Quattervals-Kalk wurden in einer subtidalen, schlecht durchlüfteten Senke innerhalb der Hauptdolomit-Plattform abgelagert. KG 70–90%; wenig Dolomit.

t_{5G} Pra-Grata-Formation

Kalk-Dolomit-Wechsellagerung, z.T. mit rhythmisch gebankten Abfolgen. Die hellen Dolomit- und dunklen Kalkbänke fallen von weitem auf.

t₅ Müschauns-Dolomit (im Süden)

Bis 500 m gebankte, meist fein zuckerkörnige Dolomite («unterer Dolomit»). Alter: vermutlich frühes Norien; die Lage der Carnien/Norien-Grenze ist jedoch mangels Leitfossilien ungewiss. KG 90–100%, vorwiegend Dolomit.

Im Übergangsbereich (Piz Ivraina – Piz Nair) konnte die Hauptdolomit-Gruppe durch B. Aemissegger (unpubl.; einige Daten in FURRER 1985) gegliedert werden. Die mit t_{5k} angegebenen Kalkzüge haben eine unterschiedliche Stellung. Das Leitniveau der Crappa-Mala-Mergel lässt sich gut verfolgen. Am Munt da la Bescha kommen im «oberen Dolomit» Calcarenite, Breccien sowie ruffartige Körper vor, die wohl den Nordrand der Quattervals-Diavel-Senke bezeichnen. Unter dem Crappa-Mala-Niveau liegen gebankte Dolomite als seitliches Äquivalent der Quattervals-Schichten, dann körnige Dolomite und schliesslich Dolomite mit gut erhaltenen Stromatolithen. Bei Süssom Givè (a.P.) kommen auch dickschalige Muscheln (Megalodontiden) vor.

Der scheinbar monotone Hauptdolomit der nördlichen S-charl-Decke wurde von W. Klemenz (unpubl. Manuskript) gegliedert, doch konnten seine Resultate nicht für eine kartierbare Unterteilung benutzt werden. Es kommen sowohl mittelbankige als auch grobbankige Folgen vor; oft sind die sedimentären Strukturen durch frühdiagenetische Dolomitisierung undeutlich gewor-

den. Monod...
der Basis...
tigkeit des...
Gruppe ist...
fehlt; sie d...

t₄

Sie wu...
FRANK (198...
erhoben u...
Formatio...
gegliedert...
anwittern...
Zwischen...
fertone au...
feldspatrei...
Formation...
ähnlicher...
achellenka...
sie liefern...
Alkalibasa...
letzten Ma...
mus; sie...
Münsterta...
der ober...
entstande...
Gruppe s...
wacken) w...
Gips (z.B...
jünger un...
tektonisch...
Raibler F...
200 m). K...
Sulfat.

t_{3P}

Die Ve...
aufgestell...
sinnvoller...
anwittern...
auch Kalk...
verwittern...
breitet. K...
Liegender...
ein Spätla...
gend Dol...

t₃

Dickba...
Mächtigte...
Kalkalgen...
nien-Alter

den. Monomikte Breccien sind namentlich nahe der Basis verbreitet (KELLERHALS 1966). Die Mächtigkeit des Hauptdolomits in der Plavna- und Pisoc-Gruppe ist schwer zu beurteilen, da das Hangende fehlt; sie dürfte 1500 m erreichen.

t₄ Raibler Formation

Sie wurde nach der Drucklegung der Karte von FRANK (1986) bearbeitet, in den Rang einer Gruppe erhoben und in zwei Formationen, die Mingèr-Formation unten und die Fanez-Formation oben gegliedert. Die verbreitetsten Gesteine sind gelb anwitternde, feinkörnige, gut gebankte Dolomite. Zwischen ihnen treten Dolomitmergel und Schiefer-tone auf. Leithorizonte sind Bänke von roten, feldspatreichen Sandsteinen in der unteren Fanez-Formation (auf der Karte braun eingezeichnet). In ähnlicher stratigraphischer Stellung weisen Lumachellenkalke auf zeitweilig etwas tieferes Wasser; sie liefern Fossilien, die ein Carnien-Alter belegen. Alkalibasalte in der Mingèr-Formation sind die letzten Manifestationen des triadischen Magmatismus; sie sind weiter im Südosten, im mittleren Münstertal, stärker entwickelt. Auffallend sind in der oberen Fanez-Formation rote, subaerisch entstandene Breccien. Im untersten Teil der Raibler Gruppe sind *Rauhwacken* **t_{4r}** (Val-Mora-Rauhwacken) weit verbreitet. Linsige Anhäufungen von Gips (z.B. Alp da Munt) sind dagegen wesentlich jünger und gehören zur Fanez-Formation. Wegen tektonischer Störungen ist die Mächtigkeit der Raibler Formation variabel (ursprünglich 150–200 m). KG 0–70%, vorwiegend Dolomit, ferner Sulfat.

t_{3p} Parai-Alba-Dolomit

Die Verwendung der älteren, in Mittelbünden aufgestellten Bezeichnung «Altein-Dolomit» wäre sinnvoller. Etwa 50 m mächtige, hell gelblich weiss anwitternde Dolomite, im unteren Teil seltener auch Kalke, mit Schieferzwischenlagen. Rötlich verwitternde vulkanische Tuffe sind weit verbreitet. Kieselknollen finden sich vor allem im Liegenden von Tufflagen. Kalkalgen weisen auf ein Spätladinien-Alter hin. KG 70–90%, vorwiegend Dolomit.

t₃ Vallatscha-Dolomit

Dickbankige, dunkelgraue, körnige Dolomite. Mächtigkeit meist 100–200 m. Die recht häufigen Kalkalgen (*Diplopora annulata*) belegen ein Ladinien-Alter. KG 90–100%, fast nur Dolomit.

t_{3T} Turettas-Dolomit

Unteres, dünnbankiges Glied der Vallatscha-Formation, gelegentlich auch mit Rauhwacken. Mächtigkeit 20–70 m, KG 70–90%, vorwiegend Dolomit.

t₂ S-charl-Kalk

Meist helle, z.T. auch hellbunte, «bergnelkenfarbene» Kalke. Sie sind im S-charl-Tal über 100 m mächtig, im Fuorn-Gebiet dagegen nur dünn und fehlen in der Ortler-Decke des Kartengebietes, wo sie wahrscheinlich durch die Fuorn-Formation seitlich ersetzt sind. KG 60–100%, davon ¼ Dolomit. Das Alter des S-charl-Kalks ist nicht gut definiert; er wird in das frühe Ladinien und/oder späte Anisien gestellt. Ältere anisische Karbonatgesteine kommen nur ausserhalb des Kartenblattes, z.B. im Gebiet des Schlinigpasses, vor. Sie zeigen dort erstaunliche Analogien zur Ausbildung in der höchsten Decke der Nördlichen Kalkalpen, der Krabachjoch-Decke im Arlberggebiet.

Die «Mitteltrias-Karbonate», d.h. der Abschnitt zwischen Parai-Alba-Dolomit und S-charl-Kalk (Buffalora-Gruppe von DÖSSEGER & MÜLLER 1976), sind noch nicht monographisch beschrieben worden (s. KARAGOUNIS 1962, wo allerdings noch eine ältere Nomenklatur verwendet wird).

t₁ Fuorn-Formation

Die Gliederung der älteren, detritischen Einheiten (Fuorn- und Chazforà-Formation) geht auf DÖSSEGER (1974) zurück.

In diesen detritisch dominierten Sedimenten («Buntsandstein» der älteren Autoren) kann oft eine Dreiteilung erkannt werden. Oben liegt ein Wechsel von grünen und roten Siltschiefern und Sandsteinen, Rauhwacken und Dolomiten (Punt-la-Drossa-Member, s. Fig. 5). Darunter folgen grüne Quarzsandsteine mit Quarzkonglomeraten und schliesslich rote Sandsteine, die sich von denjenigen der Chazforà-Formation durch ihren Karbonatgehalt unterscheiden. Das Ablagerungsmilieu war vorwiegend marin-litoral. Alter: z.T. frühe Trias; da die Formation aber seitlich fossilführende Karbonatgesteine des Anisiens ersetzt, reicht sie bestimmt in die mittlere Trias hinein. Mächtigkeit ca. 50 m; KG 0–50%.

pt Chazforà-Formation

Rotviolette und grüne Sandsteine, Konglomerate und Siltschiefer. Die Konglomerate führen Rhyolith- und Gneis-Komponenten sowie Quarz aus dem Grundgebirge. Das Ablagerungsmilieu war kontinental, vorwiegend fluviatil. Die Mächtigkeit erreicht in einer E-W streichenden

Senke im oberen Münstertal 650 m, in der Val S-charl dagegen nur einen Zehntel davon. Alter: spätes Perm auf Grund des Vergleichs mit dem Verrucano lombardo der Südalpen; da die Grenze zur hangenden Fuorn-Formation oft unscharf ist, kann auch frühe Trias vertreten sein. KG 0–10%.

π Rhyolithe («Quarzporphyre»)

Braunrote Gesteine mit Feldspat- und Quarz-Phänokristallen («Quarzporphyre»); es sind teils vulkanische Ergüsse, teils Ablagerungen aus Glutwolken (Ignimbrite). Das Hauptverbreitungsgebiet liegt ausserhalb des Kartenblattes im Münstertal.

δβ Diabas-Gänge

Dunkelgrüne Ganggesteine von basaltischem Chemismus durchschlagen das Kristallin der Silvretta-Decke; sie wurden nur alpin deformiert. Alter: Perm oder Trias.

GO «Orthogneise»

Helle Muskovit-, seltener Zweiglimmergneise von granitischer Zusammensetzung. Augen- und Flasergneise sind häufig. Die Farbe kann auch «Kristallin im Allgemeinen» bedeuten.

GM «Paragneise»

Vorwiegend dunkle, aluminiumreiche Metapelite.

Am Amphibolite

Wohl vorwiegend Metabasalte, besonders in der Silvretta-Decke verbreitet.

Alter des Silvretta-Kristallins: die ursprünglichen Sedimente und Basalte dürften spätproterozoischen bis kambrischen Alters sein (700–500 Ma). Sie durchliefen zwei Phasen tektonischer Deformation, Metamorphose (im Amphibolit-Grad) und Granitbildung: eine um 430 Ma (ordovizisch) sowie eine um 350 Ma (frühvariszisch). Nähere Angaben über das Kristallin des Kartenblattes finden sich in WENK (1934 a, b).

5.2 Unterostalpin

f God-Drosa-Flysch

Schiefermergel und dünnbankige, meist gradierte Kalksandsteine. Der Flysch erreicht in der unteren Val Chabels und am Ufer der Ova da Trupchun gerade noch das Gebiet des SNP. Er ist jünger als die Schiefermergel, die auf Grund einer reichen Fauna von pelagischen Kleinforaminiferen als Cenomanien–Turonien datiert werden konnten (P. Blum, unpubl. Daten).

Die Unterkreide- und Jura-Formationen – Aptychenkalk, Radiolarit, polymikte Breccien der Saluver-Formation, Lias-Kalke – sind im kartierten Gebiet nicht vertreten; sie lassen sich gut in der Gipfelregion und am Südosthang des Piz Murtiröl bei S-charf (a.K., Aptychenkalk, hier sogar mit Aptychen!) beobachten (RÖSLI 1927).

r-t_{4r} Obertrias-Formationen

Ähnlich wie im Oberostalpin, aber geringmächtiger.

Die Mitteltrias-Formationen des Unterostalpins sind im Kartengebiet nicht aufgeschlossen.

pt Chazforà-Formation

Hier fallen vor allem rote Breccien mit grossen Quarztafeln (zerbrochene Quarzadern) auf, die wohl eher als Schuttströme als in Flüssen abgelagert wurden. Grosse Blöcke davon liegen im Bachbett der Val Varusch. Diese Gesteine sind in der Kartenlegende als «Unterostalpin» aufgeführt; nach der geologisch-tektonischen Übersicht gehören sie jedoch zur Ortler-Decke, was plausibler ist.

γδ Granodiorit von Vaüglia

Dieses massige, hellgrüne Gestein ähnelt den spätvariszischen Intrusivgesteinen der Err- und der Bernina-Decke. Bei der Alp Vaüglia Sura wird es von mittelljurassischen Kristallinbreccien vom Saluver-Typ überlagert, was die Zuordnung zum Unterostalpin bestätigt.

P «Casanna-Schiefer»

Relativ niedrig metamorphe Glimmerschiefer, analog den «Quarzphylliten» der Ostalpen. Tektonische Stellung ungewiss.

5.3 Pe

Höhere pe
Decke

f_A

Graue
von feinkö
den Kreide

O_A

Meist a

G_A

Die te
scherbe in
könnte auc

Tasna-Dec

f_T

Kalksch
rand des U
durch Fos
Schiefer d
tonisierten

C₁₁-C₁

Für di
(Oberkreid
Schichten
koms» (tie
Kartenlege
Serien län
studiert we

i_T

Mikritis
gut gebank
lomit- und
NER 1981).

Ältere S
dermenkal
geringmäc
– sind am E
Parkplatz
ressante S
Crinoidenk
tengebiet s
durch klei
treten.

5.3 Penninikum

Höhere penninische Elemente über der Tasna-Decke

f_A Flyschartige Schiefer

Graue Schiefertone mit zerrissenen Bänken von feinkörnigem Quarzsandstein. Sie gleichen den Kreide-Serien der Arosa-Zone.

O_A Serpentinite

Meist als stark verscherte Linsen.

G_A Glimmergneise

Die tektonische Stellung dieser Kristallinscherbe in der Val Sampuoir ist ungewiss; sie könnte auch zum Ostalpin gehören.

Tasna-Decke

f_T Flysch

Kalkschiefer mit Sandsteinbänken. Am Nordrand des Unterengadiner Fensters ist tertiäres Alter durch Fossilien belegt. Die Abgrenzung gegen Schiefer der Arosa-Zone (**f_A**) ist in den stark tektonisierten Aufschlüssen oft problematisch.

c₁₁-c₁ Kreide-Einheiten

Für die Ausbildung der Couches rouges (Oberkreide), des «Gault» (etwa Albien), der Tristel-Schichten (höhere Unterkreide) und des «Neokoms» (tiefere Unterkreide) verweisen wir auf die Kartenlegende. Am bequemsten können diese Serien längs der Strasse Ardez-Bos-cha (a.K.) studiert werden.

i_T «Malm»

Mikritische Kalke mit Calciturbiditlagen; oben gut gebankt, im mittleren Teil mit Breccien, die Dolomit- und Kristallinkomponenten enthalten (GRUNER 1981).

Ältere Sedimente der Tasna-Decke – Echinodermenkalke und rote Knollenkalke des Lias, geringmächtige Dolomite und Sandsteine der Trias – sind am Burghügel von Ardez (a.K.) sichtbar. Am Parkplatz nördlich des Hügels sieht man interessante Spaltenfüllungen von roten Kalken in Crinoidenkalken (Hämmern verboten!). Im Kartengebiet selbst sind die Gesteine der Trias **t_T** nur durch kleine, stark gestörte Vorkommen vertreten.

γ_T Granitoides bis gabbroides Kristallin

Der grüne Tasna-«Granit» zeigt meist granodioritische Zusammensetzung; auch basischere Typen sind vertreten. Die Struktur ist nur zum Teil granitisch, oft ist sie auch porphyrisch. Alter: wahrscheinlich spätvariszisch. Auch hier liegen die grösseren Aufschlüsse ausserhalb des Kartengebietes.

Tiefere Elemente unter der Tasna-Decke

S Bündnerschiefer

Nur der obere, sandige und z.T. flyschartige Abschnitt der grossen Bündnerschiefermassen des Innern des Unterengadiner Fensters erreicht den Norden des Kartenblatts (Schloss Tarasp). Tonigere Folgen stehen am Inn an, wo sie z.T. durch die Einwirkung der Mineralwässer zerrüttet sind. Alter: wahrscheinlich Kreide.

O Serpentinite

In den dunkelgrünen, massigen Gesteinen – eigentlich serpentinisierte Peridotite – ist der Olivin zu Serpentin umgewandelt, der Pyroxen, vor allem Diallag, dagegen noch gut erhalten. Die ursprüngliche Zusammensetzung ist lherzolitisch. Faser-serpentin (auch Asbest) kommt als Neubildung auf Klüften vor; Ophicalcite sind ganz untergeordnet. Der Serpentin wird allgemein als Glied einer mesozoischen Ophiolithabfolge gesehen, wofür die – allerdings sehr seltene – Assoziation mit basaltischen bzw. gabbroiden Gesteinen spricht. Auch eine Deutung als subkontinentaler, durch Abschiebungen freigelegter Mantel ist denkbar (FLORINETH & FROITZHEIM 1994). Ein Magnesitgang (**Mg**) mit hellgrünen Nickelerzen (u.a. Annabergit) quert mehrmals die Clemgia-Schlucht; auffallend ist seine geringe alpine Deformation inmitten der komplexen Schuppenzone am Rand des Unterengadiner Fensters. Da er aber nicht in andere Gesteinsserien eindringt, ist er wohl dennoch syngenetisch mit dem Serpentin. Ein Aragonitgang (**Ar**) befindet sich beim See von Tarasp.

δβ Diabas

Seltene Vorkommen, z.B. auf der linken Seite der Val Zuort.

G Metamorphite

Stark verscherte, vorwiegend metapsammitische Gneise mit kleinen Gabbro- und Dioritlinsen.

Der sogenannte «Untere Gneiszug» im südlichen Rahmen des Unterengadiner Fensters ist nicht einheitlich. Unter diesem Namen wurden früher die granitischen Gesteine der Tasna-Decke sowie das ganz andersartige und tektonisch tiefere Kristallin der unteren Clemgia-Schlucht vermenget.

5.4 Quartär

Wir verweisen auch auf Kapitel 2 und machen hier nur einige Bemerkungen zur Kartenlegende.

Künstliche Aufschüttungen

Meist im Zusammenhang mit den Kraftwerksbauten.

a Alluvionen, Firn

Alluvionen: Nur in den grösseren Tälern. Firn: Die wenigen Firnfelder sind am Verschwinden; ein kleiner Gletscher liegt noch in der obersten Val Zuort, Restfirnfelder in einigen Karen der Quattervals-Gruppe.

Sümpfe, Moore, Schwemmebenen

Bestehende und verlandete Seen finden sich vor allem auf der Rundhöckerterrasse von Tarasp. In den Karbonatgesteinen der Engadiner Dolomiten fehlen natürliche Seen, etwa im Gegensatz zur Seenlandschaft von Macun im Silvretta-Kristallin der Nuna-Gruppe.

Terrassenränder

Sie deuten auf eine Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis hin, z.B. infolge der Durchschneidung von Riegeln. Gleichzeitig sind sie ein Indiz dafür, dass die Schuttanlieferung heute viel geringer als im frühen Holozän ist.

Hangschutt, Trockenschuttkegel, Schwemmkegel

Im Bereich der Hauptdolomit-Berge sind Trockenschutthalde und -kegel sehr eindrucklich. Schwemmkegel, bei deren Bildung auch Wasser beteiligt ist, treten vor allem dort auf, wo sie auch durch weniger durchlässige Gesteine genährt werden. Viele Schutthalde sind subfossil (HARTMANN-BRENNER 1973) und, wie der Wanderer oft zu seinem Leidwesen feststellen muss, zementiert und durch Erosion übersteilt.

Blockströme

Sie sind in gegen Norden offenen Karen, namentlich im Bereich der kalkführenden Ausbildung der Hauptdolomit-Gruppe, sehr gut entwickelt (Val Tantermozza, Valletta, Val Sassa, Val da l'Acqua). Im Gebiet der reinen Dolomitfazies sind sie seltener (Val Zuort). Wir verweisen auf Kapitel 2.

Bergsturzmaterial

Blockschutt von grösseren Bergstürzen ist im Kartengebiet wenig verbreitet (Ausnahme: Motana südwestlich von Tarasp). Häufiger sind grosse Felssturzböcke am Fuss von Trockenschutthalde.

Rutschungen und Sackungen

Sie sind auf Gebiete beschränkt, in denen neben Dolomiten auch weniger wasserdurchlässige Gesteine auftreten.

q_s Verkittete Schotter

Sie finden sich im Inntal, in der Val Varusch (linke Talseite, knapp ausserhalb der Karte), in der unteren Val dal Spöl und in der Val S-charl. Am auffallendsten sind die bizarren Felsen in der Val Mingèr (Cuvels da Foraz), die dem Wild oft als Unterstand dienen (Fig. 1). Diese Schotter liegen unter Inn-Moränen und sind somit älter als der Hochstand der letzten («Wurm»-)Vergletscherung. Sie werden von C. Schlüchter (mündl. Mitteilung) als Vorstossschotter interpretiert.

q_m Moränen

Leider ist es mittels der verwendeten Dokumente nicht möglich, auf der Karte die Moränen des Inn-Gletschers (vorwiegend Kristallinmaterial, stellenweise lehmige Grundmasse) von den Lokalmoränen (wenig Grundmasse, vorwiegend Karbonatmaterial) zu unterscheiden, obschon sie unterschiedliche Böden bilden und unterschiedliche Vegetation tragen. Die eingezeichneten erratischen Blöcke stammen alle vom Inn-Gletscher.

5.5 Bemerkungen zu einigen Zeichen

Quellen

Im Karbonatgebiet erfolgt ein grosser Teil der Entwässerung unterirdisch, ausser zur Zeit der Schneeschmelze. Wichtige Quellhorizonte sind die Grenze zwischen Hauptdolomit und Raibler Schichten sowie die Untergrenze der karbonatischen Mitteltrias-Formationen. Wasseraustritte aus Raibler Schichten zeigen oft Sulfatausblühungen und werden von Gemen als natürliche Salzlecken aufgesucht. Über die Mineralquellen von Tarasp und Vulpera orientiert CADISCH (1946).

Abdeckungen

beschränkt, in denen
er wasserdurch-

der Val Varusch
(der Karte), in der
Val S-charl. Am
Felsen in der Val
dem Wild oft als
e Schotter liegen
omit älter als der
(Vergletscherung.
mündl. Mitteilung)

wendeten Doku-
arte die Moränen
Kristallinmaterial,
asse) von den
asse, vorwiegend
den, obschon sie
und unterschied-
eingezeichneten
alle vom Inn-

Dolinen

Versickerungstrichter sind vor allem über Gips und Rauhwaacke der Raibler Schichten entwickelt, auch wo diese von einer Moränendecke verhüllt sind.

Bergwerke

Früher wurden Eisenerze vor allem in den Mitteltrias-Karbonaten des Munt Buffalora abgebaut. Die Vererzung dürfte hier von spät- bis mitteltriadischem Alter sein, analog den Blei-Zink-Erzen anderer Gebiete (z.B. Val dal Poch, oberhalb S-charl). Ferner finden sich Eisenerze im Hauptdolomit, namentlich auf Grimmels. Die Verhüttung erfolgte im Fuorn (Ofen); ihr fielen die Wälder im Gebiet des Ofenpasses zum Opfer. Literatur: BOESCH (1936), KELLERHALS (1962), SCHLAEPPER (1960).

6 Literaturverzeichnis

- BACH, R. und 18 Mitautoren (1976): Durch den Schweizerischen Nationalpark. – Schweiz. Bund f. Naturschutz, Basel.
- BARSCHE, D. (1969): Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. – Z. Geomorph., Suppl. 8, 11–30.
- BAUMANN, A. (1976): Zur Geologie der Piz Starlex-Gruppe. – *Eclogae geol. Helv.* 69/1, 239–248.
- BERRA, F. (1994): Stratigrafia e paleogeografia del Triassico superiore delle falde Ortles e Quattervals (Austroalpino superiore) in Lombardia. – Diss. Univ. Milano.
- BOESCH, H. (1936): Der Bergbau am Ofenpass nördlich der Passhöhe. – *Jb. natf. Ges. Graub. [N.F.]* 74, 109–122.
- (1937): Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpasshöhe und V. Läschadura (Graubünden). – Diss. Univ. Zürich.
- CADISCH, J. (1946): Ein Beitrag zur Geologie der Mineralquellen von Schuls-Tarasp. – *Eclogae geol. Helv.* 39/2, 235–237.
- CARON, M., DÖSSEGGER, R., STEIGER, R. & TRÜMPY, R. (1982): Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark, Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 75/1, 159–169.
- CONTI, P. (1994): La Falda dell'Ortles: Struttura interna e suo ruolo nell'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Prov. Sondrio, Bolzano e Cantone dei Grigioni). – Diss. Univ. Basel.
- CONTI, P., MANATSCHAL, G. & PFISTER, M. (1994): Synrift sedimentation, Jurassic and Alpine tectonics in the central Ortler nappe (Eastern Alps, Italy). – *Eclogae geol. Helv.* 87/1, 63–90.
- DOMRADZKI, J. (1951): Blockströme im Kanton Graubünden. – *Ergeb. wiss. Unters. schweiz. Nationalpark* 3/24.
- DÖSSEGGER, R. (1974): Verrucano und «Buntsandstein» in den Unterengadiner Dolomiten. – *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 235.
- (1976): Austroalpine Verrucano of Switzerland. In: FALKE, H. (Ed.): *The continental Permian in central, west and south Europe* (p. 123–126). – Reidel, Dordrecht.
- DÖSSEGGER, R., FURRER, H. & MÜLLER, W.H. (1982): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung (Teil 2). – *Eclogae geol. Helv.* 75/2, 303–330.
- DÖSSEGGER, R. & MÜLLER, W.H. (1976): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung [Teil 1]. – *Eclogae geol. Helv.* 69/1, 229–238.
- DÖSSEGGER, R. & TRÜMPY, R. (1976): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den Nationalpark und ins Münstertal vom 5. bis 8. Oktober 1975 und Führer zu drei Exkursionen. – *Eclogae geol. Helv.* 69/1, 211–228.
- EBERLI, G.P. (1987): Carbonate turbidite sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean (Eastern Alps, Switzerland). – *Sedimentology* 34, 363–388.
- (1988): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden. – *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 175–214.
- EUGSTER, H. (1959): Beitrag zur Tektonik der Engadiner Dolomiten. – *Eclogae geol. Helv.* 52/2, 555–562.
- (1965): Anzeichen vermutlich spätorogener Bewegungen in der oberostalpinen Decke. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 17–20.
- (1971): Beitrag zur Tektonik des südöstlichen Graubündens (Gebiet zwischen Landwasser und Ortler). – *Eclogae geol. Helv.* 64/1, 133–147.

- FLORINETH, D. & FROITZHEIM, N. (1994): Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine window, Graubünden, Switzerland): evidence for Early Cretaceous opening of the Valais ocean. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/3, 437–448.
- FRANK, S.M. (1986): Die Raibl-Gruppe und ihr Liegendes im Oberostalpin Graubündens: Die Entwicklung einer evaporitischen Karbonatplattform unter wechselnden Klimabedingungen; transgressive «events» und frühcarnischer Vulkanismus. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 269.
- FRIES, M. (1985): Bodenkundliche Studien unter einem Caricetum firmiae auf dem Munt la Schera im Schweizerischen Nationalpark. – *Physische Geogr. Univ. Zürich* 18, 1–212.
- FROITZHEIM, N. (1988): Synsedimentary and synorogenic normal faults within a thrust sheet of the Eastern Alps (Ortler zone, Graubünden, Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 81/3, 593–610.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – *Eclogae geol. Helv.* 87/2, 559–612.
- FURRER, G., BACHMANN, F. & FITZE, P. (1971): Erdströme als Formelemente von Soliflukationsdecken im Raum Munt Chavagl–Munt Buffalora (Schweiz. Nationalpark). – *Ergeb. wiss. Unters. schweiz. Nationalpark* 11/65.
- FURRER, H. (1983): Dinosaurier in den Alpen: Fährtenplatten in der Trias der Schweiz. – *Mineralien-Mag.* 7/2, 64–69.
- (Ed.) (1985): Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland, guide book. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 248, 1–82.
- (1986): Falten, Felsen und Fliesszungen. In: Schweizerischer Nationalpark (p. 36–45). – *NaturMagazin draussen*, HB Verlags- u. Vertriebs-GmbH, Hamburg.
- (1993a): Dinosaurier im Schweizerischen Nationalpark. – *Cratschla*, Ed. spec. 1.
- (1993b): Stratigraphie und Facies der Trias/Jura-Grenzsichten in den Oberostalpinen Decken Graubündens. – *Diss. Univ. Zürich*.
- GAMPER, M. (1981): Heutige Soliflukationsbeiträge von Erdströmen und klimamorphologische Interpretation fossiler Böden. – *Physische Geogr. Univ. Zürich* 4, 1–90.
- (1985): Morphochronologische Untersuchungen an Soliflukationszungen, Moränen und Schwemmkegeln in den Schweizer Alpen. – *Physische Geogr. Univ. Zürich* 17, 1–115.
- GELATI, R. & ALLASINAZ, A. (1964): Nuovo contributo alla conoscenza del Trias superiore dell'Alta Valtellina. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 70/1, 15–64.
- GRÜNER, U. (1981): Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 154.
- HAEBERLI, W. (1988): Core drilling through rock glacier-permafrost. – 5th int. Conf. on Permafrost, Proc. 2, 937–942.
- HARTMANN-BRENNER, D.-C. (1973): Ein Beitrag zum Problem der Schutthaldenentwicklung an Beispielen des Schweizerischen Nationalparks und Spitzbergens. – *Diss. Univ. Zürich*.
- HEGWEIN, W. (1927): Beitrag zur Geologie der Quartvalsgruppe im Schweiz. Nationalpark (Graubünden). – *Jb. phil. Fak. II Bern* 7.
- HEIM, A. (1922): Geologie der Schweiz, Bd. 2. – Tauchnitz, Leipzig.
- HESS, W. (1953): Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraéle (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 46/1, 39–142.
- INHELDER, H. (1952): Zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen S-charl, Ofenpasshöhe, Sta. Maria und Müstair. – *Diss. Univ. Zürich*.
- KARAGOUNIS, K. (1962): Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpass, Val dal Spöl und Val del Gallo im schweizerischen Nationalpark (Graubünden). – *Ergeb. wiss. Unters. schweiz. Nationalpark* 7/48.
- KELLERHALS, P. (1962): Neue Beobachtungen in den aufgelassenen Pb-Zn-Bergwerken von S-charl (Unterengadin). – *Eclogae geol. Helv.* 55/2, 468–475.

— (1966) dolom Piz Se 126.

LEUPOLD, Exkurs Dolom 14 (p.

MADER, F. rungen S-charl Helv. 8

MILLER, D. Rb-Sr Raible und a taler 537–5

MÜLLER, V. wacke

POZZI, R. dell'Al vio). –

POZZI, R. strativa compr – Boll.

RING, U., Plate-t in the 696–6

RÖSLI, F. bei Zu 7, 140

SCHLAEFFER – Erg 7/43.

SCHMID, brailge 101–2

SCHMID, S. (1989) tectoni DIETRICH tonics London

- (1966): Geologie der nordöstlichen Engadinerdolomiten zwischen Piz San Jon, S-charl und Piz Sesvenna. — Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 126.
- LEUPOLD, W. (1934): Gemeinsame Einleitung zu den Exkursionen 92, 93 und 94 (Unterengadiner Dolomiten). Geologischer Führer der Schweiz 14 (p. 1043–1049). — Wepf, Basel.
- MADER, P. (1987): Die Jura- und Kreideablagerungen im Lischana-Gebiet (Oberostalpine S-charl-Decke, Unterengadin). — *Eclogae geol. Helv.* 80/3, 633–653.
- MILLER, D.S., JAEGER, E. & SCHMIDT, K. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Oetztaler Alpen). — *Eclogae geol. Helv.* 60/2, 537–541.
- MÜLLER, W.H. (1982): Zur Entstehung der Rauhawacke. — *Eclogae geol. Helv.* 75/3, 481–494.
- POZZI, R. (1959): Studio stratigrafico del Mesozoico dell'Alta Valtellina (Livigno – Passo dello Stelvio). — *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 65/1, 2–54.
- POZZI, R. & GIORCELLI, A. (1960b): Memoria illustrativa della carta geologica della regione compresa fra Livigno ed il Passo dello Stelvio. — *Boll. Serv. geol. Ital.* 81/1.
- RING, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1988): Plate-boundary kinematics in the Alps: Motion in the Arosa suture zone. — *Geology* 16, 696–698.
- RÖSLI, F. (1927): Zur Geologie der Murtirölgruppe bei Zuoz (Engadin). — *Jb. phil. Fak. II Univ. Bern* 7, 140–156.
- SCHLAEPFER, D. (1960): Der Bergbau am Ofenpass. — *Ergeb. wiss. Unters. schweiz. Nationalpark* 7/43.
- SCHMID, S.[M.] (1973): Geologie des Umbraillgebiets. — *Eclogae geol. Helv.* 66/1, 101–210.
- SCHMID, S.M., AEBLI, H.R., HELLER, F. & ZINGG, A. (1989): The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (Ed.): *Alpine Tectonics* (p. 153–171). — *Spec. Publ. geol. Soc. London* 45.
- SCHMID, S.M. & FROITZHEIM, N. (1993): Oblique slip and block rotation along the Engadine line. — *Eclogae geol. Helv.* 86/2, 569–593.
- SCHMID, S.M. & HAAS, R. (1989): Transition from near-surface thrusting to intra-basement décollement; Schlinig thrust; Eastern Alps. — *Tectonics* 8, 697–718.
- SCHÖNBORN, G. (1992): Alpine tectonics and kinematic models of the central Southern Alps. — *Mem. Sci. geol. (Padova)* 44, 229–393.
- SOMM, A. (1965): Zur Geologie der westlichen Quaternals-Gruppe im schweizerischen Nationalpark (Graubünden). — *Ergeb. wiss. Unters. schweiz. Nationalpark* 10/52.
- SOMM, A. & SCHNEIDER, B. (1962): Zwei paläontologische und stratigraphische Beobachtungen in der Obertrias der südwestlichen Engadiner Dolomiten (Graubünden). — *Ergeb. wiss. Unters. schweiz. Nationalpark* 7/47, 355–372.
- SPITZ, A. & DYHRENFURTH, G. (1914): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stillserjoch. — *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 44.
- STAUB, R. (1934): Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. — *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 69/1.
- (1937): Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. — *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 72/1, 1–115.
- (1964): Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem oberen Veltlin. — *Jber. natf. Ges. Graub.* 89–90, 1–217.
- STUTZ, E. & WALTER, U. (1983): Zur Stratigraphie und Tektonik am Nordstrand der Engadiner Dolomiten am Schlinigpass (Gemeinden Sent, Graubünden und Mals, Südtirol). — *Eclogae geol. Helv.* 76/3, 523–550.
- THÖNI, M. (1983): The thermal climax of the early alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheets. — *Mem. Sci. geol. (Padova)* 36, 211–238.
- (1986): The Rb/Sr thin slab isochron method – an unreliable geochronologic method for dating geologic events in polymetamorphic terrains? — *Mem. Sci. geol. (Padova)* 38, 283–352.

- TRÜMPY, R. (1972): Zur Geologie des Unterengadins. – *Ergeb. wiss. Unters. schweiz. Nationalpark* 12/2, 71–87.
- (1977): The Engadine Line: a sinistral wrench fault in the Central Alps. – *Mem. geol. Soc. China* 2, 1–12.
- TRÜMPY, R. & HACCARD, D. (1969): Réunion extraordinaire de la Société géologique de France: Les Grisons. – *C. R. Soc. géol. France* 9, 330–396.
- VILLA, F. & POZZI, R. (1962): Microfacies e microfauna del Mesozoico dell'Alta Valtellina (Alpi Retiche). – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 68/4, 447–482.
- WENK, E. (1934a): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 14/1, 195–278.
- (1934b): Der Gneiszug Pra Putèr – Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta/Oetztaldecke. – *Eclogae geol. Helv.* 27/1, 135–146.
- ZOEPPRITZ, K. (1906): Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno. – *Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br.* 16, 164–231.
- ZUBER, E. (1968): Pflanzensoziologische und ökologische Untersuchungen an Strukturrasen (besonders Girlandenrasen) im schweizerischen Nationalpark. – *Ergeb. wiss. Unters. schweiz. Nationalpark* 11/60, 79–158.
- Bemerkung zum Literaturverzeichnis:* Es umfasst die im Text zitierten Arbeiten und einige weitere für die Geologie des Nationalparks und seiner Umgebung wichtige Schriften. Die meisten davon sind für Fachgeologen verfasst. Die beste allgemein verständliche Einführung in die alpine Geologie gibt:
- LABHART, T.P. (1992): *Geologie der Schweizer Alpen*, 2. Aufl. – Ott, Thun.

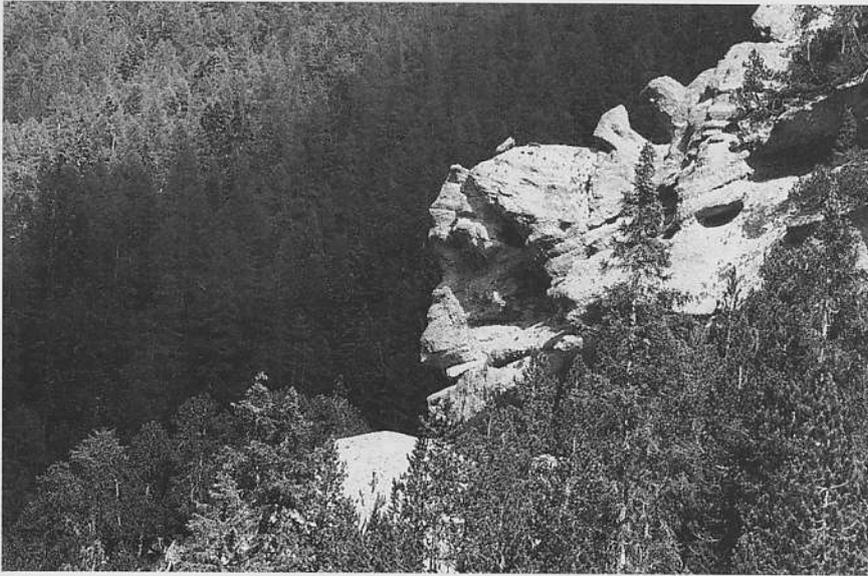


Fig. 1: Verfestigte jungpleistozäne Schotter der Cuvells da Foraz (Val Mingèr). Foto: Hans Lozza.



Fig. 2: Beziehung zwischen S-charl-Unterbau und -Oberbau am Piz Nair NW des Ofenpasses. Der Oberbau-Hauptdolomit des Piz Nair, dessen Schichtung nach links (NW) gekippt ist, wird durch eine flach nach rechts (SE) einfallende Abschiebungsfläche von den darunterliegenden Raibler Schichten und Mitteltrias-Karbonaten des Unterbaus getrennt. Im Oberbau und an seiner Basis treten zahlreiche solche Abschiebungen auf, so dass der Oberbau einer Reihe von Büchern auf einem Bücherbrett gleicht, die nach NW umgekippt sind („Domino-Stil“, vgl. Profil 1 und 2). Diese Verformung ist mit einer beträchtlichen Streckung des Oberbaus in NW-SE-Richtung verbunden. Das Foto wurde zwischen Munt Chavagl und Alp Buffalora aufgenommen.

Figur 3

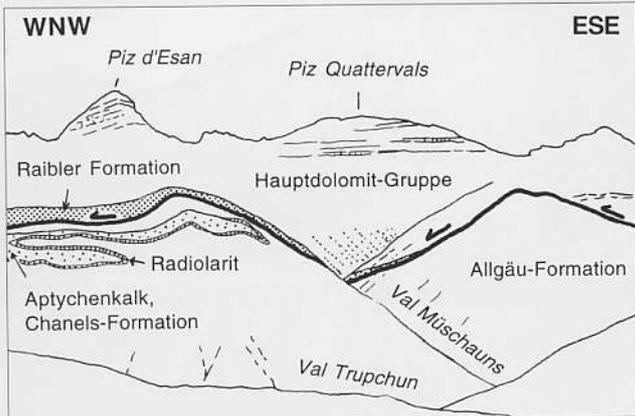


Fig. 3: Die Nordseite der Val Trupchun, vom Piz Murtiröl gesehen. Entlang der Trupchun-Braulio-Überschiebung (dicke Linie) überfuhr der Hauptdolomit der Quattervals-Decke, samt mitgerissenen Fetzen von Raibler Formation, von rechts nach links (nach WNW) die Allgäu-Formation der Ortler-Decke. Zu erkennen ist auch die kompliziert in die Allgäu-Formation eingefaltete Synklinale („Jungschichtenmulde“) mit Blais-Radiolarit, Russenna-Aptychenkalk und Channels-Formation.

Ortler

(V. Cha
V. Tru

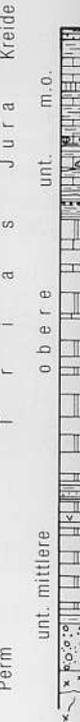


Fig. 4: Strat
Fm: Formati

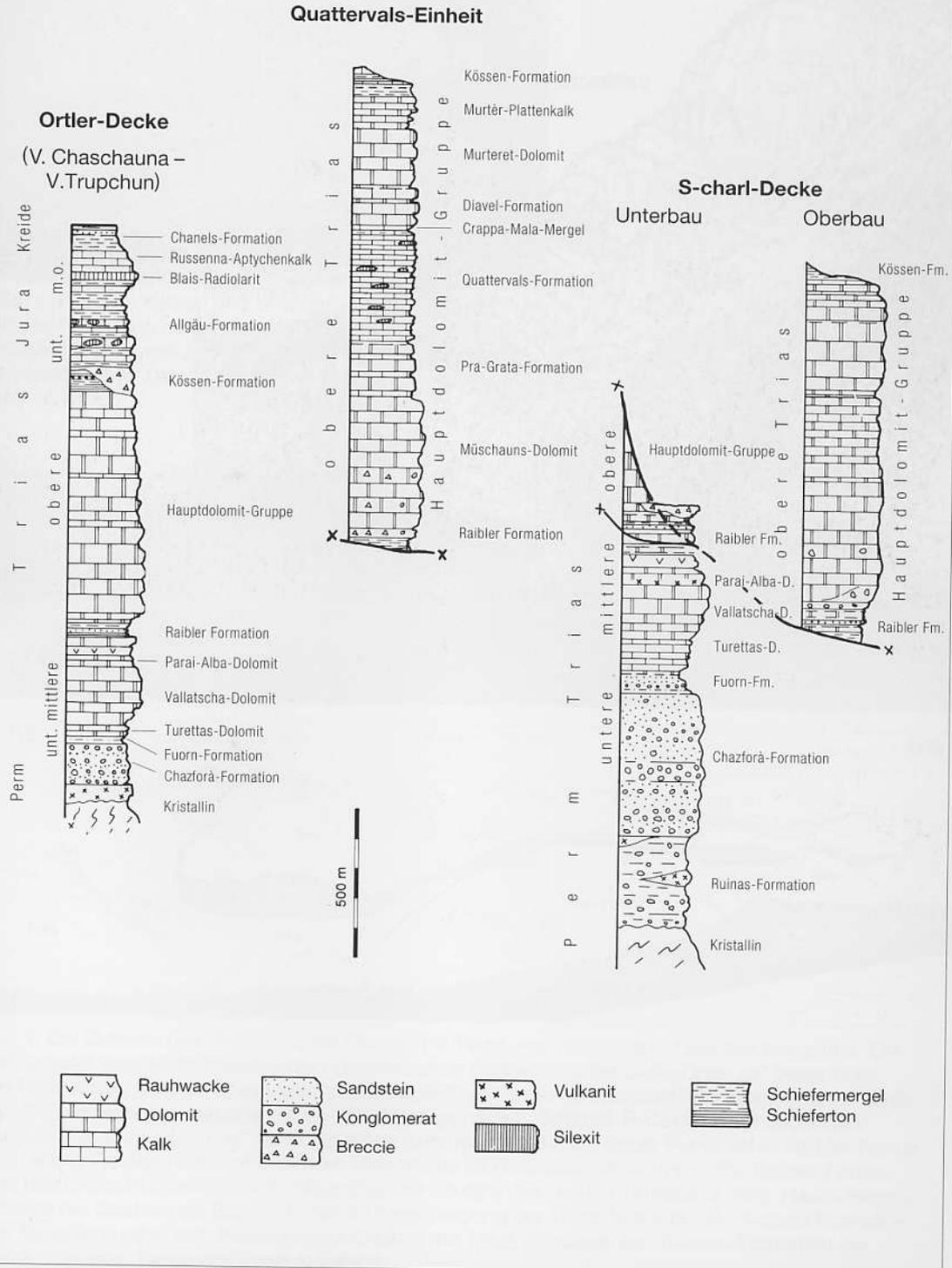


Fig. 4: Stratigraphische Sammelprofile der oberostalpinen Decken im Gebiet des Nationalparks. Fm: Formation; D: Dolomit.

Val Trupchun,
Entlang der
hebung (dicke
dolomit der
mitgerissenen
tion, von rechts
ie Allgäu-
ke. Zu erkennen
die Allgäu-
nklinale („Jung-
s-Radiolarit,
und Chanel-

Figur 5

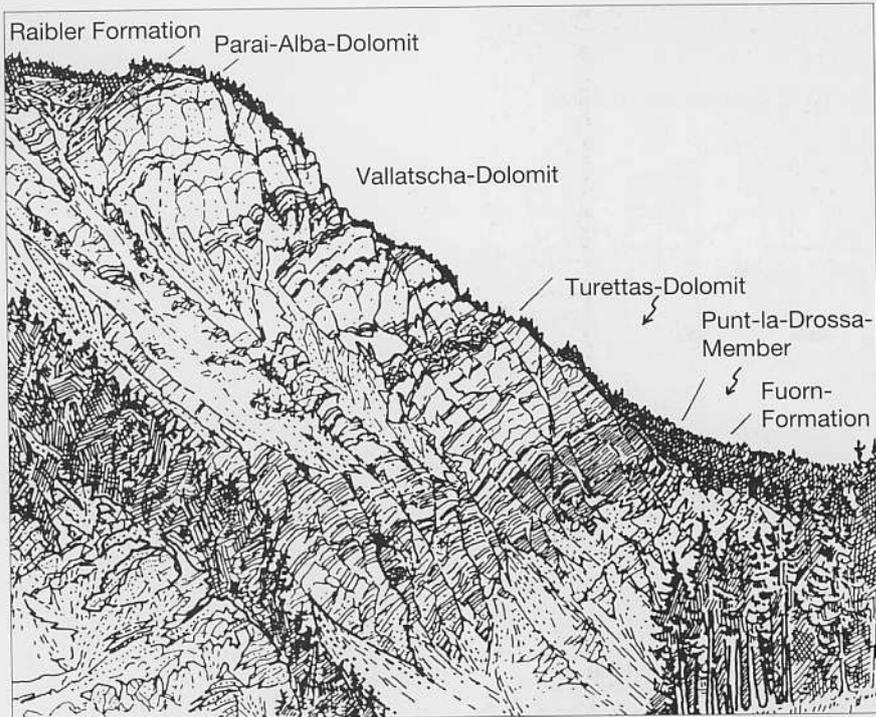


Fig. 5: Die Mitteltrias-Formationen auf der N-Seite der Ova dal Fuorn bei Punt la Drossa. Das Punt-la-Drossa-Member bezeichnet den Übergangsbereich zwischen der sandigen Fuorn-Formation und den darüber folgenden Karbonatgesteinen (Skizze von U. Eichenberger in FURRER 1985).



Fig. 6: Falte Allgäu-Formation Purchèr (Vallatscha) kreidezeitlich NW ist links



Fig. 7: Die C Skizze zeigt die Fortsetzung des Schweiß (Kap. 4). Die tion; weiter des S-c Gruppe der der Terza-S Terza-Schup

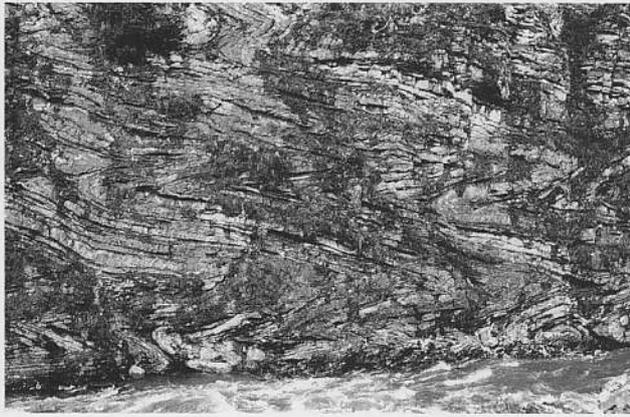


Fig. 6: Falten in Kalken und Mergeln der unterjurassischen Allgäu-Formation an der Ova da Trupchun bei der Hütte von Purchèr (Val Trupchun). Diese Falten gehören zur ersten, kreidezeitlichen Deformationsphase (Trupchun-Phase). NW ist links.

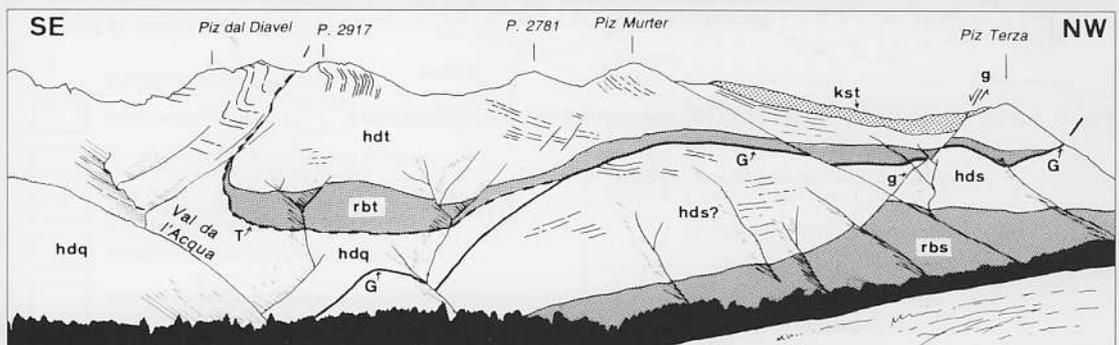


Fig. 7: Die Ostseite des Grates Piz dal Diavel – Piz Terza, von der Alp la Schera aus betrachtet. Die Skizze zeigt zwei Möglichkeiten der nordwestlichen Fortsetzung der Gallo-Linie: „g“ bezeichnet die Fortsetzung nach R. Dössegger (s. „Geologisch-tektonische Übersicht“ der Geologischen Karte des Schweizerischen Nationalparks), „G“ diejenige nach S. Schmid, P. Conti und N. Froitzheim (Kap. 4). Die Verwerfung „g“ weist nur einen geringen Versatz auf. Enger Punktraster: Raibler Formation; weiter Raster: Kössen-Formation; alles übrige ist Hauptdolomit-Gruppe. rbs: Raibler Formation des S-charl-Unterbaus; hds: Hauptdolomit-Gruppe des S-charl-Unterbaus; hdq: Hauptdolomit-Gruppe der Quattervals-Decke; T: Basis-Überschiebung der Terza-Schuppe; rbt: Raibler Formation der Terza-Schuppe; hdt: Hauptdolomit-Gruppe der Terza-Schuppe; kst: Kössen-Formation der Terza-Schuppe. Vergleiche Profil 4, Tafel 3.

Figur 8

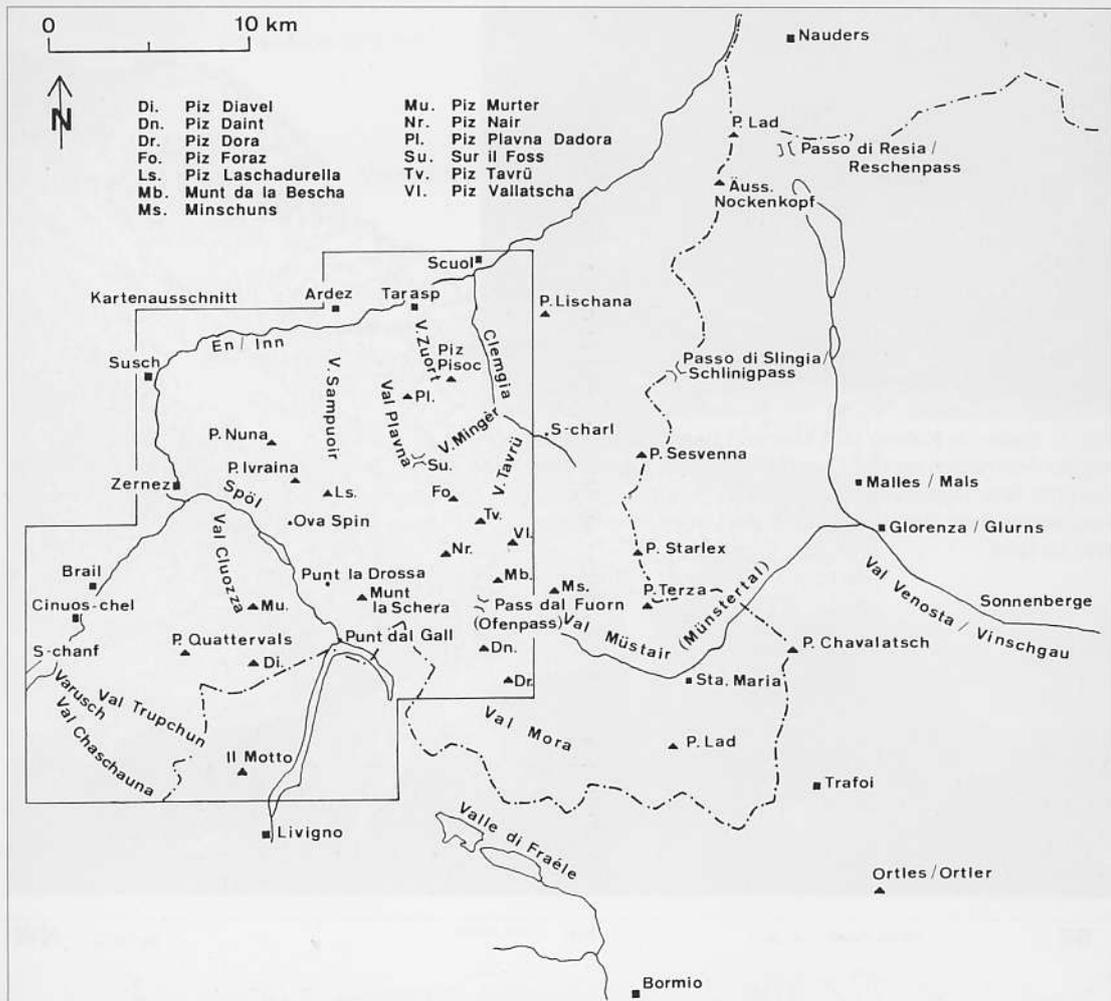
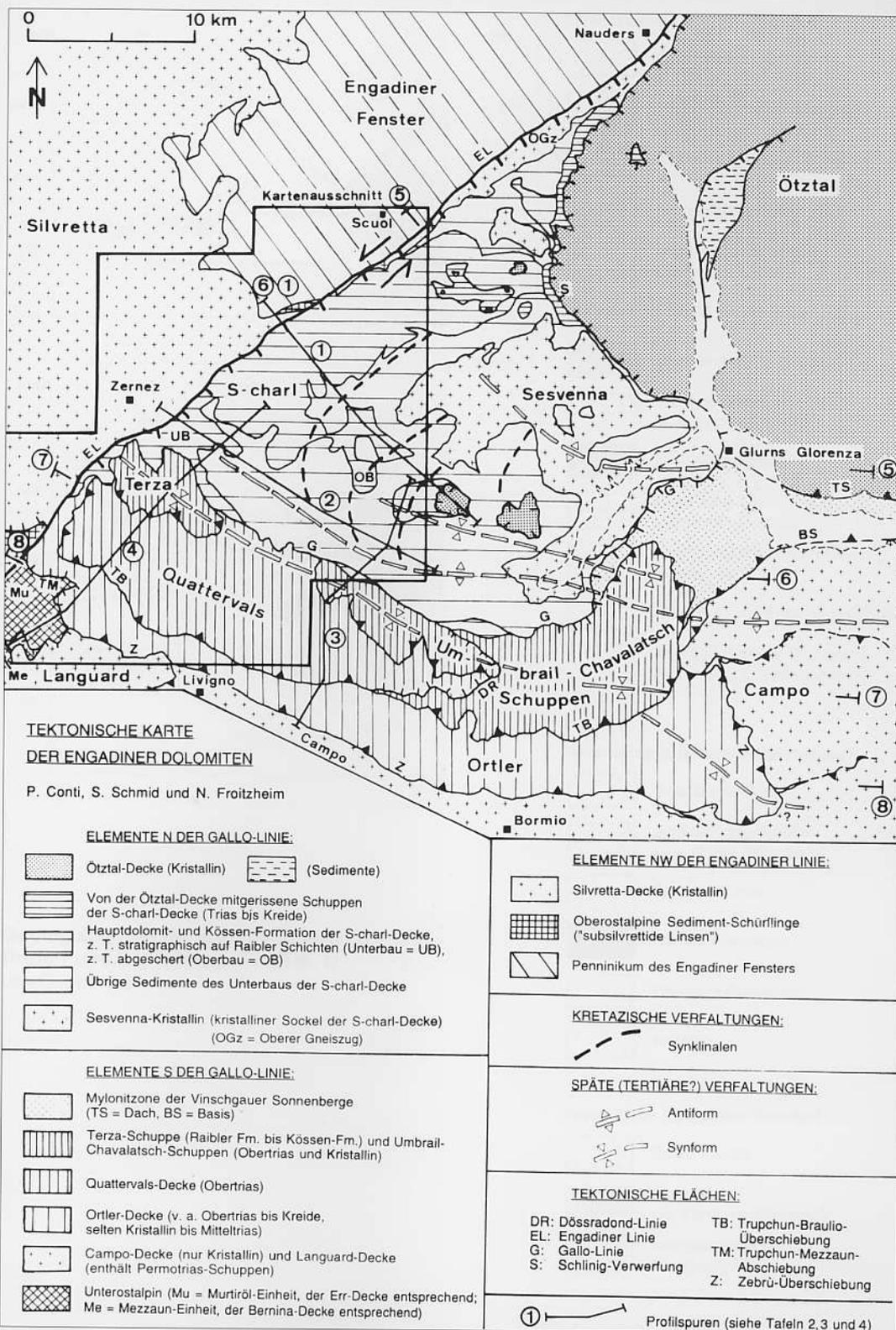


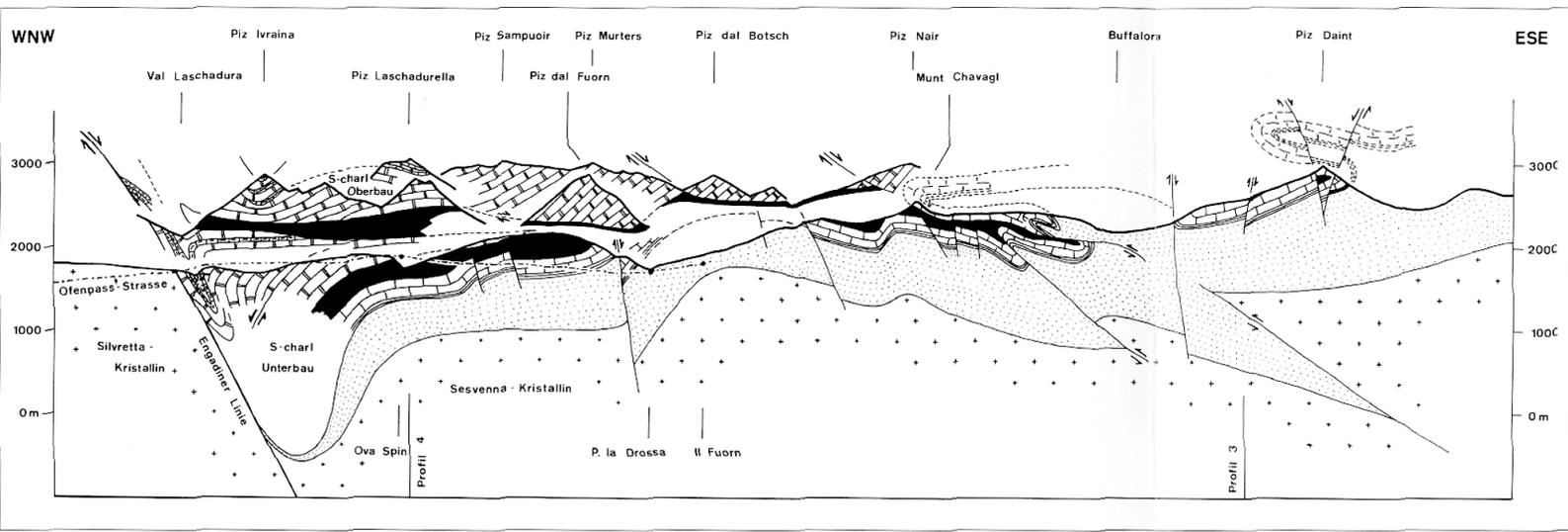
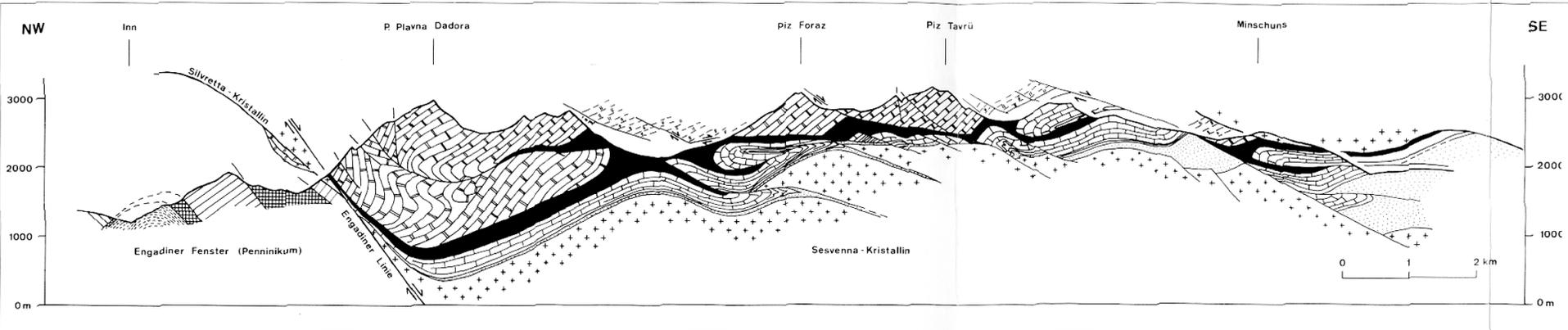
Fig. 8: Karte mit den wichtigsten im Text verwendeten Lokalitätsnamen.



Tektonis



Tektonische Karte der Engadiner Dolomiten (s.a. hinterer Einbanddeckel)



- Oberostalpin**
- Oberjura bis Oberkreide
 - Allgäu-Formation (Lias bis Dogger)
 - Kössen-Formation (Rhät)
 - Murtèr-Plattenkalk
 - Murteret-Dolomit und Diavel-Formation
 - Crappa-Mala-Mergel
 - Quattervals-Formation
 - Pra-Grata-Formation und Müschauns-Dolomit
 - Raibler Formation
 - Parai-Alba-Dolomit und Vallatscha-Dolomit
 - Turettas-Dolomit und/oder S-charl-Kalk
 - Chazforà- und Fuorn-Formation
 - Kristallin (Languard-, Campo-, Sesvenna-, Ötztal-Kristallin)
- } Hauptdolomit-Gruppe

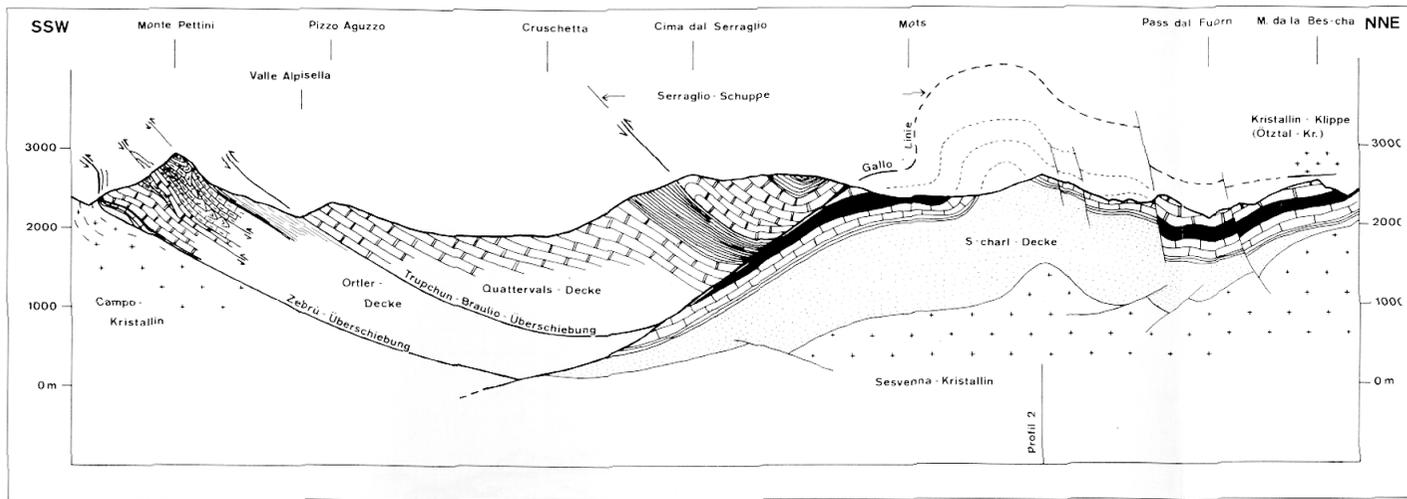
Profil 1

Profil 2

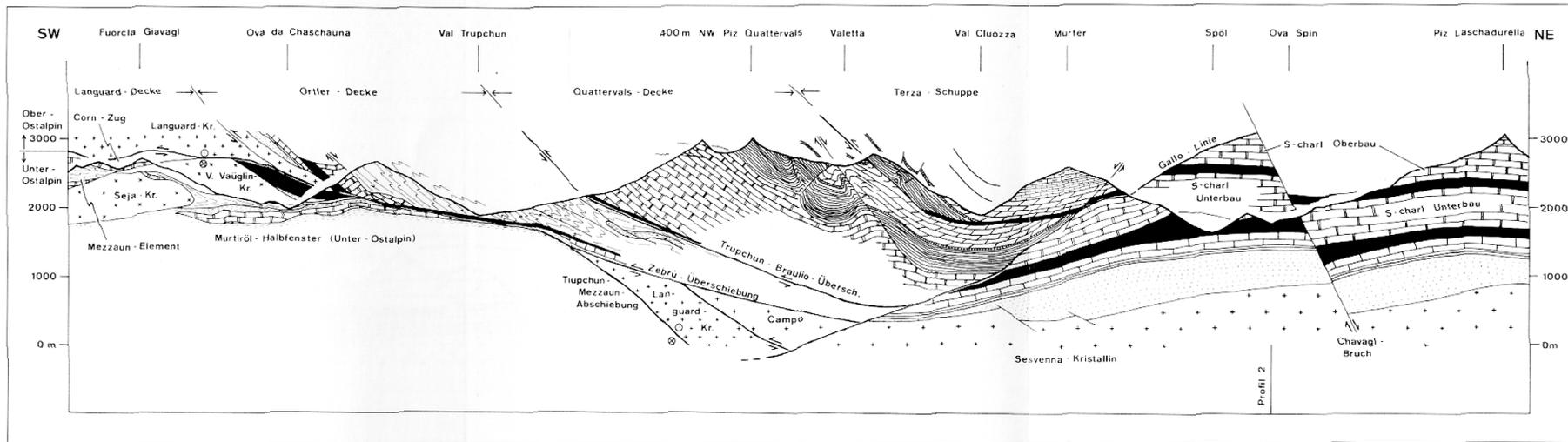
- Unterostalpin (Murtiröl-Halbfenster)**
- God-Drosa-Flysch
 - Jura bis Unterkreide (v.a. Allgäu-Formation)
 - Trias-Dolomite
 - Raibler Formation
 - Chazforà-Formation
 - Kristallin

- Penninikum (Engadiner Fenster)**
- Tasna-Decke
 - Ophiolithe der Zone von Ramosch
 - Nordpenninische Bündnerschiefer

Geologische Profile durch den Nationalpark und seine nähere Umgebung
 Profil 1 und 2 (Profilsuren s.Taf. 1)
 von S. Schmid



Profil 3



Profil 4

Oberostalpin

-  Oberjura bis Oberkreide
-  Allgäu-Formation (Lias bis Dogger)
-  Kössen-Formation (Rhät)
-  Murtèr-Plattenkalk
-  Murteret-Dolomit und Diavel-Formation
-  Crappa-Mala-Mergel
-  Quattervals-Formation
-  Pra-Grata-Formation und Müschauns-Dolomit
-  Raibler Formation
-  Parai-Alba-Dolomit und Vallatscha-Dolomit
-  Turettas-Dolomit und/oder S-charl-Kalk
-  Chazforà- und Fuorn-Formation
-  Kristallin (Languard-, Campo-, Sesvenna-, Ötztal-Kristallin)

Hauptdolomit-Gruppe

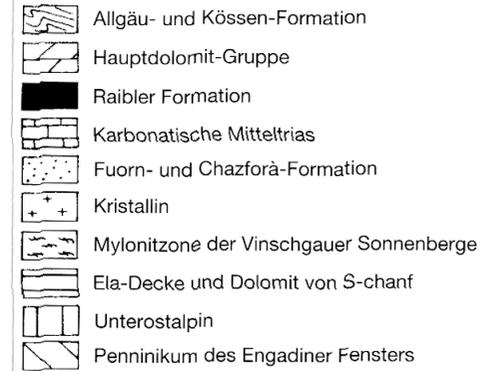
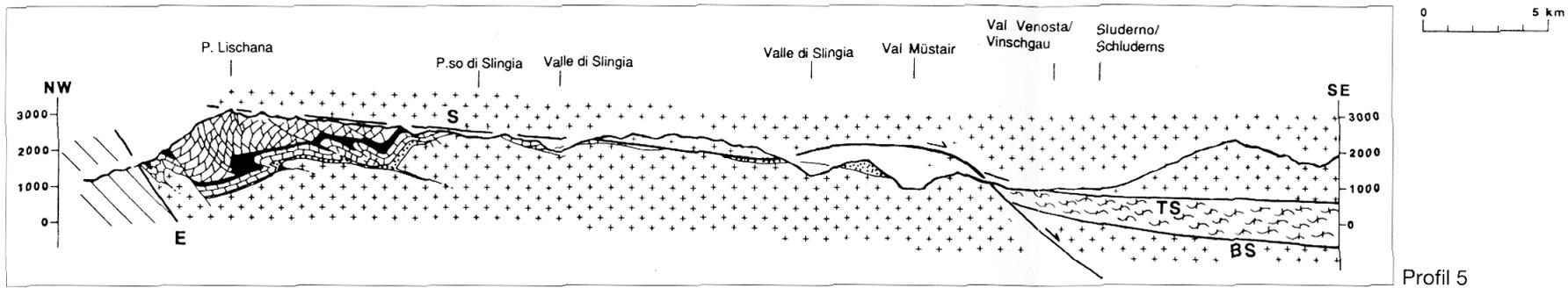
Unterostalpin (Murtiröl-Halbfenster)

-  God-Drosa-Flysch
-  Jura bis Unterkreide (v.a. Allgäu-Formation)
-  Trias-Dolomite
-  Raibler Formation
-  Chazforà-Formation
-  Kristallin

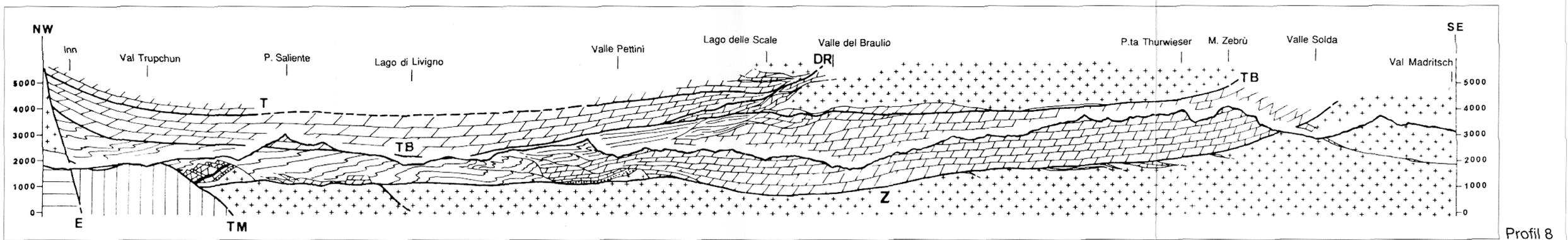
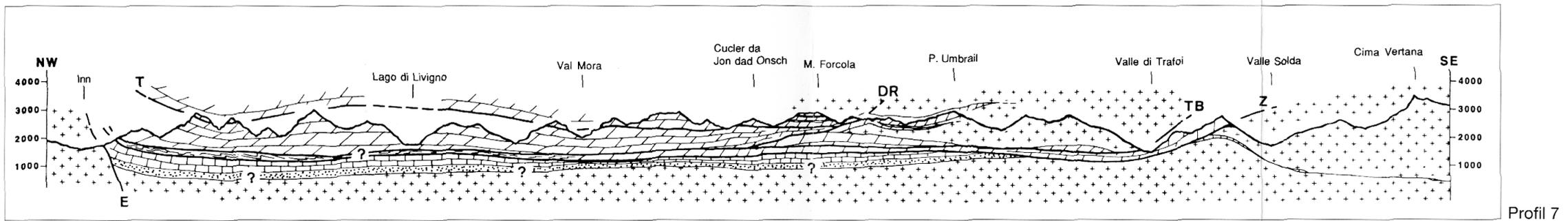
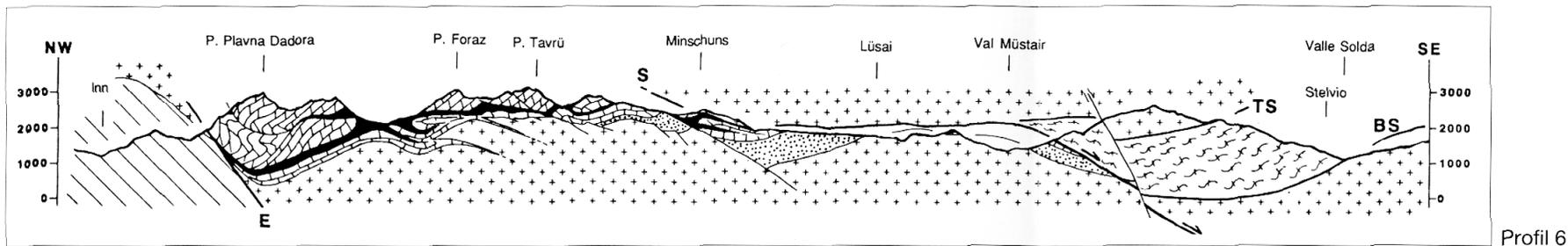
Penninikum (Engadiner Fenster)

-  Tasna-Decke
-  Ophiolithe der Zone von Ramosch
-  Nordpenninische Bündnerschiefer

Geologische Profile durch den Nationalpark und seine nähere Umgebung
Profil 3 und 4 (Profilsuren s.Taf. 1)
 von S. Schmid



Z: Zebrü-Überschiebung
 TB: Trupchun – Braulio-Überschiebung
 S: Schlinig-Verwerfung
 TS: Dach der Mylonitzone
 BS: Basis der Mylonitzone
 BS: Basis der Terza-Schuppe
 DR: Döss-Radond-Linie
 TM: Trupchun – Mezzaun-Abschiebung
 E: Engadiner Linie



Geologische Profile durch den Nationalpark und seine nähere Umgebung

Profil 5 und 8 (Profilsuren s.Taf. 1)
 von P. Conti