

Bau der einzelnen tektonischen Einheiten

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **70 (1977)**

Heft 1

PDF erstellt am: **26.04.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

2. Bau der einzelnen tektonischen Einheiten

(vgl. auch unpublizierten Annex, S. 4–19)

2.1 Die tektonischen Einheiten der Adula-Decke

2.1.1 Allgemeines und Einleitung

Die tektonischen Einheiten der Adula-Decke bilden den südlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Nach herkömmlicher Ansicht werden sie einem internen Teiltrog des Nordpenninikums als die Soja-Decke zugeordnet. Im Unterschied zur Zone Piz Terri – Lunschania, deren Sedimentationsraum nördlich an die Adula-Schwelle anschliesst (vgl. Fig. 6), finden wir in den oberen Einheiten der Adula-Decke (Misoxer Zone) Ophiolithe (vor allem im Aul-Lappen) und prätriasische Gesteine (im Aul-Lappen und in den Valser Schuppen). Gelegentlich sind im Zentrum der Großstrukturen noch abgeschürfte Scherben der prätriasischen Gneiskerne erhalten (im Aul-Lappen und in den Oberen Valser Schuppen). Die räumlichen und zeitlichen Ablagerungsverhältnisse der Misoxer Zone wurden von NABHOLZ (1945) ausführlich behandelt (vgl. auch 1.4), so dass wir uns hier auf eine kurze Charakterisierung beschränken.

2.1.2 Die Grava-Serie

Sie liegt im höchsten Teil der Misoxer Zone, wird nur noch vom Tomül-Lappen (bei uns nicht vorhanden) überlagert und stellt dessen überfahrene Basis dar. Im Untersuchungsgebiet ist sie *um die Stirn des Aul-Lappens herum eingewickelt* und streicht 200 m nördlich der Alp Scharboda in die Luft aus (vgl. Fig. 2 und 9). Die Grava-Serie besteht aus mesozoischen Sedimenten mit etwas eingelagerten ophiolithischen Gesteinen und ist bei uns nur rudimentär entwickelt. Nach neuen, unpublizierten Untersuchungen von NABHOLZ und VOLL ist die *Grava-Serie identisch mit der Zone der Lugnezer Schiefer und des Sosto*, welche früher tektonisch über der Simano-Decke, also als viel tiefer liegend, eingestuft wurde (vgl. 5.). Die Zone der Lugnezer Schiefer und des Sosto schliesst nördlich an das Untersuchungsgebiet an und wird im Rahmen dieser Arbeit nicht speziell behandelt.

Die Grava-Serie zieht zwischen Aul-Lappen im Süden und Zone Piz Terri – Lunschania im Norden als schmale, unterschiedlich mächtige Einheit (150–500 m, am mächtigsten an ihrer Umbiegung) von südlich der Fuorcla Lischeias in südwestlicher Richtung über Pt. 2491 m nördlich an der Alp Patnaul vorbei in die steilen Runsen oberhalb der Alp Suraua und gegen die Val Stgira. 200 m nördlich der Alp Scharboda streicht sie axial gegen SW in die Luft aus. Deshalb biegt sie dort scharf nach Osten um und quert nordöstlich von Pt. 2797 m den Hauptgrat zum Valser Tal. Hier liegt die Grava-Serie als immer schmaler werdende Zone zwischen Oberen Valser Schuppen und Darlun-Zone (vgl. 2.2.5) bzw. Unteren Valser Schuppen (weiter im E) eingequetscht; die eingewickelte Grava-Serie scheint 1 km im ENE der Leiser Heuberge, wo sich zwei Triaszüge mit weissem Marmor in einem spitzen Winkel vereinigen, ihr Ende zu finden (vgl. Fig. 2).

Die *N-Grenze* zur Zone Piz Terri – Lunschania bildet im Lugnezer Querschnitt eine komplex verschuppte, z. T. in ihrer Mächtigkeit und Ausbildung stark reduzierte Trias mit Dolomit (z. T. brekziös), Quarzit, weissem Marmor und Quarten-

schiefer ähnlichen Phylliten. Am Gegenhang östlich Vanescha ist die Grava-Serie im Grossbereich mit der Zone Piz Terri – Lunschania verfaltet. Im Gebiet nordwestlich von Pt. 2797 m greifen Grava-Phyllite und die Trias, hier mit Quarzit und mittelgrauem Dolomit (z. T. brekziös) ausgebildet, als Folge der stärkeren Einengung in Falten (im Grössenbereich von Dekametern) in die Darlun-Zone hinein. An der *S-Grenze* zum Aul-Lappen ist, vor allem im Gebiet östlich der Alp Patnaul, eine bis 100 m mächtige eigentliche Schuppenzone mit Bündnerschiefern und Trias aufgeschlossen, deren einzelne Gesteinszüge teils zur Grava-Serie, teils zum Aul-Lappen gehören (vgl. Annex, S. 4 und 5). Weiter gegen SW ist dann die Verschuppung weniger ausgeprägt und äussert sich nur noch im Auftreten einer innerhalb der Grava-Phyllite liegenden Trias mit Dolomit, weissem Marmor, hellen Kalkschiefern, Quarziten und Quartenschiefer ähnlichen Phylliten. Die Grenze zum Aul-Lappen wird westlich der Alp Patnaul durch einen bis 5 m mächtigen, gelegentlich verdoppelten Zug von weissem Marmor und stark untergeordneten Quartenschiefer ähnlichen Phylliten, Quarzit und Rohwacke gebildet. Eine eigentliche Schuppenzone finden wir dann wieder am Schwarzhorn-Grat zwischen Pt. 2807 m und Pt. 2797 m, wo die Grava-Serie unter die Oberen Valser Schuppen eingequetscht ist. Immerhin markiert dort eine über 10 m mächtige Trias mit Rohwacke, beigem Dolomit und Quartenschiefer ähnlichen Phylliten eine eindeutige Grenze. Diese Grenztrias zu den tektonisch tieferen Einheiten der Adula-Decke stellen wir gesamthaft zur Grava-Serie, da die Quartenschiefer ähnlichen Phyllite meistens direkt an die Bündnerschiefer der Grava-Serie angrenzen. Diese bestehen zur Hauptsache aus einer monotonen, kaum zu gliedernden Abfolge von tonig-kalkigen und tonig-sandigen Phylliten, welche im Feld durch die vielen stark gewellten und boudinierten Quarz-Calcit-Sekretionen – bedingt durch stärkere Komprimierung und dadurch beträchtliche Auspressung der mobilen Phase – auffallen. Extern und intern sind in der Grava-Serie randlich dünne Marmor- und Quarzitlagen eingeschaltet, die sicher älter als die eigentlichen Grava-Phyllite sind (vgl. auch NABHOLZ 1945, Tf. 4). Das schmale Spektrum an Bündnerschiefer-Varietäten erklärt sich wohl dadurch, dass die *basale Schuppenzone* (NABHOLZ 1945) nur teilweise in die Einwicklung einbezogen wurde und so z.B. der Gryphäenmarmor fehlt, die dunklen Lias-Dolomitbrekzien und die Albit-Quarzite nur in geringmächtigen Linsen entwickelt sind. An einer Stelle (600 m östlich oberhalb der Alp Suraua) liegt, eingeschaltet in die stratigraphische Basis der Grava-Serie, ein geringmächtiger lateral rasch auskeilender Zug eines ophiolithischen Mischgesteins.

2.1.3 Der Aul-Lappen

Der Aul-Lappen nimmt im Untersuchungsgebiet unter den Adula-Einheiten flächenmässig den grössten Anteil ein. Er liegt im Kern der Einwicklung der Grava-Serie und streicht 1 km nordöstlich der Alp Scharboda in die Luft aus (vgl. Fig. 2 und 9).

Die *Grenze zur Grava-Serie* wurde in 2.1.2 besprochen. Der *Kontakt zu den Oberen Valser Schuppen* (200 m südwestlich des Schwarzhorns) ist unscharf in einer etwa 10 m mächtigen Schuppenzone aus Trias (Dolomit, weissem Marmor, hellem Kalkschiefer, Rohwacke) und Bündnerschiefern ausgebildet.

Der Aul-Lappen ist petrographisch und tektonisch sehr komplex gestaltet. Sein *tektonisch oberer Teil* (äussere Teilelemente, vgl. Fig. 9) ist vorwiegend aus Kalkschiefern und den sogenannten Aul-Marmoren (z. T. mit Crinoiden), welche die imposanten Wände des Piz Aul bilden, aufgebaut. In den internsten Bereichen dieser Kalkschiefer- und Marmorabfolge sind geringmächtig schwarze, tonige Quarzite, Tonschiefer, Calcit-Albit-Schiefer, Ophiolithe sowie triasische Dolomite, Quartenschiefer ähnliche Phyllite und weisse Marmore eingelagert. In den externen Bereichen dieser äusseren Teilelemente, am N-Rand des Aul-Lappens, finden wir 400 m südwestlich der Fuorcla Lischeias, südlich angrenzend an die Schuppenzone zwischen Grava-Serie und Aul-Lappen (vgl. 2.1.2), eine ebenfalls verschuppte Zone mit Ophiolith, Phengitgneis, prätriasischen Gneisen, weissen Marmoren (Trias), hellgrauen Marmoren und Kalkschiefern; der Kontakt zum mächtigen hangenden Aul-Marmor dürfte tektonischer Natur sein. Diese Zone könnte eventuell einen tektonischen Schürfling ursprünglich südlicherer Beheimatung (an der Grenze gegen die Grava-Serie) darstellen. Der dünne Phengitgneis-Zug keilt gegen SW rasch aus und ist im Bereich der Alp Patnaul nur noch als dünne Linse zu finden (20 cm mächtig).

In den *tektonisch unteren* (bzw. inneren) *Teilelementen des Aul-Lappens* (vgl. Fig. 9) herrscht intensive Schuppen- und Faltentektonik. Den Gipfelaufbau von Schwarz- und Faltschönhorn bilden liegende Grossfalten, welche weit sichtbar oft durch weisse Marmore markiert sind (vgl. Fig. 3). Die unteren Teilelemente des Aul-Lappens bestehen vorwiegend aus Ophiolithen, hellgrauen, grünlichen, beigen und fast weissen prätriasischen Gneisen, weissen Marmoren (Trias) und mesozoi-



Fig. 3. Verfalteter weisser Marmor am Faltschönhorn; im Hintergrund links die Steilwand des Piz Aul (Aul-Marmor).

schen (Calcit-)Albit-Schiefern, untergeordnet aus Aul-Marmor, Kalkschiefern, Tonschiefern, einem Zug dunkler Lias-Dolomitbrekzie sowie prätriasischen Glimmerschiefern, triasischen Quartenschiefern und Dolomiten (gelegentlich mit den weissen Marmoren vergesellschaftet). Die Prasinite des unteren Teils führen oft Aktinolith und andere Hornblenden, im oberen finden wir Hornblenden ausschliesslich in einem Prasinitzug direkt am tektonischen Kontakt zur Grava-Serie, in der oben besprochenen randlichen, verschuppten Zone (vgl. 4.5.2).

Die *Umbiegung des Aul-Lappens* ist einerseits am W-Grat des Piz Aul selbst, dann auch am NW-Abhang des Faltschonhorns, wo beim Aufstieg die Schichten zuerst nach SE fallen, dann allmählich in ein fast hangparalleles NW-Fallen übergehen, sehr schön zu sehen (vgl. auch 5. mit Fig. 9 und 10).

2.1.4 Die Oberen Valser Schuppen (inkl. «Adula-Mesozoikum», vgl. Fig. 2)

Sie sind im Untersuchungsgebiet nur bei Pt. 2807 m südwestlich des Schwarzhorns als Einfaltung vorhanden und streichen weiter westlich in die Luft aus. Die Oberen Valser Schuppen stellen die abgeschürfte Normalüberdeckung der Unteren Valser Schuppen dar.

Ihre *N-Grenze* zum überlagernden Aul-Lappen ist in 2.1.3 besprochen, den *südlichen Kontakt* zur Grava-Serie bildet eine bis 10 m mächtige Trias (vgl. 2.1.2). Der Kern der Oberen Valser Schuppen besteht aus einem ungefähr 30 m mächtigen, flaserigen bis augigen Gneis (Riesenaugengneis der früheren Autoren), welcher randlich oft etwas zertrümmert ist. Diesen prätriasischen Kern umhüllt eine (Permo-)Trias mit Arkose, Quarzit, Rauhwacke, weissem Marmor, Dolomit und hellen Kalkschiefern, die allerdings immer nur rudimentär ausgebildet ist. Darüber liegen kalkig-sandige, Albit führende Schiefer und Kalkschiefer, zum Teil vielfältig mit triasischen Gesteinszügen (vor allem hellen Kalkschiefern) verschuppt. Auf der Valser Seite des Hauptgrates finden sich schmale Ophiolithkörper, die gegen unser Gebiet zu ausdünnen und es nicht mehr erreichen.

Von der Fuorcla da Puez nach SW ist das *Adula-Mesozoikum* nur noch rudimentär entwickelt. Im Feld ist keine Verbindung mit den Oberen Valser Schuppen möglich; es könnte sich um ein Element in der Position der Unteren Valser Schuppen handeln. Wir finden eine schmale Linse dieser Bündnerschiefer in einem Bachaufschluss 700 m südlich der Alp Scharboda; sie scheinen aus geometrischen Gründen tektonisch tiefer als die Oberen Valser Schuppen zu liegen und entsprechen eventuell den weiter im SW (im Gebiet 1 km westlich des Piz Scharboda, Untersuchungsgebiet UHR) ins Kristallin eingefalteten Bündnerschiefern (vgl. Fig. 1). Die von KOPP (1933) und auf der Adula-Karte (1926) als «Bündnerschiefer über der Soja-Decke» bezeichnete Abfolge stellen wir also fast gesamthaft zur Zone Piz Terri - Lunschania (vgl. 2.2.5, Darlun-Zone); KOPP hat schon vor vierzig Jahren ihren von den Bündnerschiefern der Adula-Decke abweichenden Aspekt erkannt. Im Blockdiagramm des Piz Terri von UHR (publiziert in THURSTON 1973) werden am Rand zum Adula-Kristallin noch relativ mächtige «Adula-Bündnerschiefer» ausgeschieden, die wir aber (wie oben besprochen) zum grössten Teil zur Soja-Decke zählen. Auch UHR könnte (nach mündlicher Mitteilung) einer solchen Zuordnung zustimmen; wahrscheinlich stellt die gelegentliche Zuordnung zum Mesozoikum der Adula-Decke (vgl. z. B. BAUMER 1964) eine Verlegenheitslösung

dar, da es auf den ersten Blick unwahrscheinlich anmutet, Sedimente der Soja-Decke direkt ans Kristallin (mit einigen Trias-Relikten) der Adula-Decke angrenzen zu lassen.

2.1.5 Die Unteren Valser Schuppen und tiefere Einheiten der Adula-Decke

Sie berühren unser Gebiet nur randlich im Bereich der Fuorcla da Puozas bis zur oberen Val Stgira. Petrographisch bestehen die Unteren Valser Schuppen bei uns aus altkristallinen, meist phengitischen Gneisen (z. T. mit Augenstruktur) und prätriasischen Glimmerschiefern sowie etwas eingelagerten, stark verschuppten triasischen Gesteinen aller Varietäten. Die Unteren Valser Schuppen finden im Querschnitt der Val Stgira (südlich von Pt. 2292 m) ihr W-Ende, was schon geometrisch aus der Kartierung ersichtlich ist und bereits von KOPP (1933) angenommen wurde. Das an die Darlun-Zone (vgl. 2.2.5) angrenzende Kristallin auf der W-Seite der oberen Val Stgira gehört unserer Ansicht nach zur tektonisch tieferen Einheit des *Fanella-Lappens*, welcher hier aus prätriasischen Gneisen (z. T. mit Augenstruktur) und Schieferen sowie etwas basaler Trias aufgebaut ist.

2.2 Die tektonischen Einheiten der Soja-Decke (= Zone Piz Terri – Lunschania)

2.2.1 Allgemeines, Abgrenzung und tektonische Unterteilung

Die Zone Piz Terri – Lunschania bildet die mesozoische Sedimentbedeckung über dem Soja-Verrucano. Sie zieht sich vom Lago di Luzzzone oberhalb Olivone, wo sie den Verrucano des Soja-Nordlappens antiklinal umhüllt, bis an die Pala da Tgiern, 4 km nordöstlich Lunschania im Valsertal, wo sie axial nach NE unter die höheren Bündnerschiefer-Elemente der Adula-Decke abtaucht (vgl. Fig. 1). Wie weit sie sich nach SW fortsetzt und eventuell z. T. mit der Molare-Mulde parallelisieren lässt, ist im einzelnen noch abzuklären. Obwohl die Zusammenhänge im Quartär bei Olivone verborgen sind, kann an einer Verbindung zur Molare-Mulde nach eigenem Feldeindruck und nach UHR (noch nicht publiziert) kaum ein Zweifel bestehen; UHR zieht die Zone jedenfalls entlang des Südrandes des Soja-Nordlappens bis nach Olivone hinunter.

Nördlich anschliessend an die Zone Piz Terri – Lunschania liegen die Lugnezer Schiefer, ein Element der Adula-Decke (vgl. 2.1.2). Die südliche Grenze bilden im westlichsten Teil unseres Gebietes meistens direkt die prätriasischen Glimmerschiefer und Gneise der tieferen Elemente der Adula-Decke (vgl. aber 2.1.4), im östlichen Teil die Grava-Serie (vgl. Fig. 1).

Wir können von Norden nach Süden folgende tektonische Untereinheiten unterscheiden (heutige Lage, vgl. 3. und Fig. 5 und 6)

- a) Nördliche Schuppenzone (mit 3 Teilschuppen)
- b) Terri-Gipfelzone
- c) Südliche Schuppenzone (mit 3 Teilschuppen)
- d) Darlun-Zone (mit 3 Teilelementen)

UHR (noch nicht publiziert) ist im Prinzip im SW zu einer identischen Unterteilung der Zone Piz Terri – Lunschania gekommen, wobei in der Namensgebung und

Abgrenzung der einzelnen Teilschuppen geringfügige Abweichungen bestehen (vgl. unpubl. Annex, S. 10); UHR hat als erster die Darlun-Zone zur Zone Piz Terri – Lunschania geschlagen. KOPP (1933) bezeichnete die Untereinheiten *a* bis *c* als «Terri-Schiefer», NABHOLZ (1945) prägte dann dafür den Begriff «Zone Piz Terri – Lunschania», den wir beibehalten, darin aber zusätzlich die in der Adula-Karte (1926) «Bündnerschiefer über der Soja-Decke» genannten Abfolgen einschliessen, welche wir als Darlun-Zone (Fuorcla Darlun, Begriff nach UHR) bezeichnen.

Der Schlüssel zur lithostratigraphischen Einstufung der Serien liegt im südwestlichen, derjenige zu den tektonischen Problemen gleichermassen im südwestlichen und nordöstlichen Randgebiet der Zone Piz Terri – Lunschania. Am SW-Ende der Zone hat UHR sehr detaillierte Untersuchungen betrieben. Seine Ergebnisse werden, soweit wir sie zum Verständnis der Verhältnisse in unserem Gebiet benötigen, mit seiner freundlichen Erlaubnis im folgenden mitverwendet. Vom Gebiet des Piz da Ruinas Neras an nach NE fehlen vorläufig vergleichbar ausführliche Kartierungen und Detailuntersuchungen. Momentan ist PROBST, Diplomand am Geologischen Institut Bern, in der Val Seranastga tätig. Zur Prüfung, eventuell Modifizierung der von uns aufgestellten Hypothesen ist aber eine Detailuntersuchung bis ins nordöstliche Randgebiet der Zone bei Lunschania unbedingt erforderlich; wir beziehen uns hier im NE auf die Resultate von NABHOLZ (1945). Nach einer kurzen Besprechung des Baues der einzelnen Untereinheiten (ausführlich im unpubl. Annex, S. 10–19) werden wir mittels lithologischer Korrelationen und tektonischer Evidenzen eine Reihe von schematischen, stratigraphischen Normalprofilen aufstellen (Fig. 5) und anschliessend versuchen, die Ablagerungsverhältnisse der Zone Piz Terri – Lunschania räumlich und zeitlich zu rekonstruieren (vgl. Fig. 6).

Im weiteren werden wir nur auf die für die folgenden Ausführungen wichtigen lithologisch-tektonischen Details in den Untereinheiten eingehen und im übrigen auf Fig. 5 verweisen. Der Vorgang der tektonischen Platznahme wird im 5. Kapitel in einem grösseren Zusammenhang dargestellt werden.

2.2.2 Nördliche Schuppenzone (Profile V, VII, IX in Fig. 5)

Sie wird *nördlich* durch die Lugnezer Schiefer bzw. Grava-Serie (vgl. 2.1.2) begrenzt. *Südlich* schliesst die Terri-Gipfelzone mit einem tektonischen Kontakt an (tektonische Brekzie, dm-mächtige Quarzgänge). Es lassen sich 3 Teilschuppen abtrennen (nach UHR 2 Teilschuppen, vgl. Annex, S. 10), deren Grenzen allerdings nur im Arbeitsgebiet von UHR durch Trias markiert sind und die sich bei uns durch die starke tektonische Beanspruchung der Kontaktgesteine und Quarzgänge bemerkbar machen. Die ganze Nördliche Schuppenzone liegt verkehrt, was in 2.2.3 ausführlich besprochen wird.

Die *nördliche Teilschuppe* (Profil IX in Fig. 5) ist durch den mächtigen, im Grossbereich praktisch unverfalteten Gneisquarzit (hier mit Kalifeldspat, Albit und Biotit) und die Schiefer der jüngeren Serie (Serien *E* bzw. *F* in Fig. 5) charakterisiert. Bei der Alp Valleglia wurde im Gneisquarzit eine Gradierung gefunden, die Inverslage zeigt. In unserer *mittleren Teilschuppe* (Profil VII in Fig. 5) finden wir am N-Grat des Piz Terri (Mitteilung UHR) Gryphäenmarmore (bei uns nicht typisch entwickelt) und Ammonitenschiefer. Im NE (östlich Pardatsch) treten Linsen von

Gneisquarzit auf (hier mit wenig oder keinem Kalifeldspat, mit Albit, ohne Biotit). Die Ton- und Kalkschiefer sind im SW (westlich Pardatsch) ein Äquivalent der Terri-Schiefer (Serie C in Fig. 5), im NE bilden sie die Serie der jüngeren Schiefer (Serie F). Aus den Verhältnissen in dieser Schuppe ist leicht ersichtlich, wie die randlichen Schubflächen lateral in andere Niveaus wechseln können. Die Serie der jüngeren Schiefer³⁾ ist besonders typisch weiter im NE (ausserhalb unseres Gebietes) in der Grat-Depression zwischen Piz Regina und Piz Ner entwickelt (Arbeitsgebiet PROBST) und lässt sich durch ihren weit weniger verwitterungsresistenten Bau schon im Gelände von den älteren Terri-Schiefern unterscheiden. Die *südliche Schuppe* (Profil V in Fig. 5) besteht zur Hauptsache aus mächtigem Gneisquarzit (hier ohne Kalifeldspat, ohne Biotit, meist mit Albit), welcher am Piz da Ruinas Neras z.T. abgepresste Falten sowie eine antiklinale Umbiegung bildet (vgl. Fig. 4

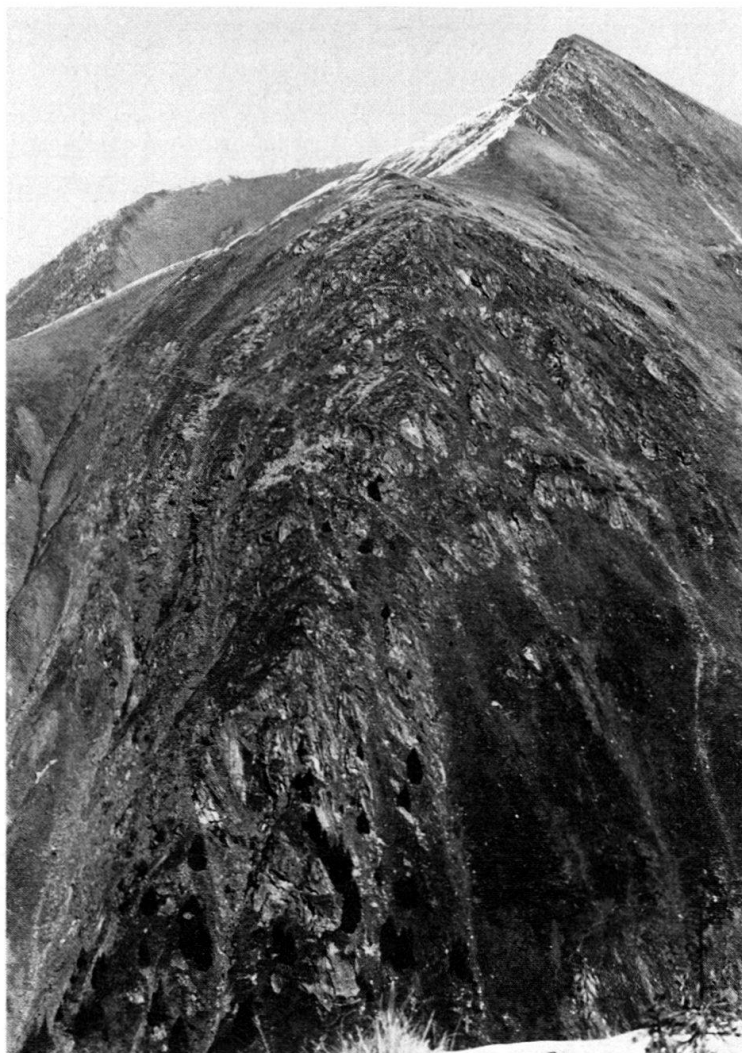


Fig. 4. Antiklinale Umbiegung am Piz da Ruinas Neras; man beachte den abgepressten S-Schenkel (rechts im Bild, vgl. auch 5.).

³⁾ Sie entsprechen den schwarzen Tonschiefern von Lunschania (vgl. NABHOLZ 1967).

und 9). Hier im NE finden wir weiter einen dunklen Marmor, der andernorts Gryphäen führt; er liegt z. T. im Zentrum der abgepressten Falte am Piz da Ruinas Neras und z. T. am Kontakt zur Terri-Gipfelzone (dort stark tektonisiert). Zwischen die Gneisquarzit-Falten eingepresst ist im NE gelegentlich die Serie der jüngeren Schiefer aufgeschlossen.

2.2.3 Terri-Gipfelzone (Profil I in Fig. 5)

Sie bildet (in heutiger Lage) den zentralen Teil der Zone Piz Terri – Lunschania und wird von den beiden Schuppenzonen eingerahmt. Im SW der Zone, bei der Alp Garzora, lagern die Terri-Schiefer (Serie C in Fig. 5), welche die Hauptmasse der Abfolge bilden, antiklinal mit basalen Tonschiefern (Serie A in Fig. 5) der Trias-Verrucano-Abfolge des Soja-N-Lappens auf (vgl. THURSTON 1973, Fig. 1: von UHR). Eine Antiklinalstruktur wird auch bei uns durch eine zentral eingelagerte Trias angedeutet (vgl. Fig. 9 und Annex S. 12).

Die Terri-Schiefer stellen eine mächtige Serie vorwiegend kalkiger, toniger oder sandiger Zusammensetzung dar (mit sämtlichen Übergängen sehr dünnbankig wechsellagernd) und sind vom Tessin bis in unseren Querschnitt immer in gleicher Monotonie ausgebildet. Im obersten Teil der Zone, an deren S-Rand, findet sich dann und wann eine Serie von Lagensandkalken (Wechsellagerungen von kalkigen und quarzitischen Bänken), die – lateral wechselnd – in unserem Gebiet vorwiegend quarzitisch (Chloritoid-Quarzite) ausgebildet ist (Serie D in Fig. 5). Weiter gegen SW ist diese Serie dann zunehmend mit kalkigen, oft marmorisierten Zwischenlagen entwickelt und biegt bei Pt. 2347 m (2 km östlich Alp Garzora) um eine zerscherte, synklinale Trias der Südlichen Schuppenzone in die Lagensandkalke der Darlun-Zone um; die Lagensandkalke der beiden Untereinheiten lassen sich hier im SW nicht mehr voneinander unterscheiden.

2.2.4 Südliche Schuppenzone (Profile VI, VIII, X in Fig. 5)

Im Norden grenzt sie an die Terri-Gipfelzone, im SW liegt südlich anschliessend die Darlun-Zone, im NE die Grava-Serie. Grava-Serie und die südliche Schuppe der Südlichen Schuppenzone (d. h. die «Alpettas-Synform») sind im Grossbereich miteinander verfaltet. Es lassen sich 3 Teilschuppen unterscheiden, die – gesamthaft gesehen – aus einer Synklinalstruktur hervorgegangen sind, wie sich am Gipfelaufbau des Piz Alpettas (UHR) schön beobachten lässt. Die nördliche und mittlere Teilschuppe bilden Teile des abgerissenen Normalschenkels der Synklinale, die nur noch im südlichsten und stark verfalteten Teilelement, der «Alpettas-Synform» (Begriff nach UHR), reliktsch erhalten ist (vgl. Annex, S. 17). Über weite Strecken trennt eine z. T. ausgequetschte Trias die einzelnen Teilschuppen.

Die ganze Südliche Schuppenzone sticht bei Pt. 2347 m (2 km östlich der Alp Garzora) synklinal gegen SW in die Luft aus.

Die nördliche Teilschuppe (Profil VI in Fig. 5) ist hauptsächlich durch Gryphäen- und Crinoidenmarmore sowie Tonschiefer und einzelne dünne Linsen von Lias-Dolomitbrekzien charakterisiert. Gegen den SW-Rand des Gebietes treten im Dach der Schuppen vermehrt Lagensandkalke und einzelne verschuppte Gneisquarzit-Züge auf (hier ohne Kalifeldspat und Biotit, gelegentlich mit Albit).

In der *mittleren Teilschuppe* (Profil VIII in Fig. 5) fällt als markantester Horizont der Riffmarmor auf (Serie *B* in Fig. 5), der 200 m östlich der Val Stgira unter der Moränenbedeckung auskeilt.

UHR fand in diesem Horizont grosse Pectiniden, die für Riffverhältnisse sprechen; auf angewitterten Flächen fallen brotlaibförmige, oft oval geschlossene, weisse Formen von bis dm-grossem Durchmesser auf, die eventuell organischer Natur sein könnten (Algen oder Hydrozoen nach Mitteilung Nabholz/Mme Schnorf). Im Liegenden des Riffmarmors ziehen Gryphäen-, Crinoiden- und Kieselschnurmarmore sowie dunkle Lias-Dolomitbrekzien (alle Serie *B* in Fig. 5) nach NE bis in die Gegend der Alp Patnaul. Gegenüber Vanescha (und im ganzen Gebiet nur an dieser Stelle) ist über einer Lias-Dolomitbrekzie ein 2 m mächtiger schwarzer, feinstkörniger, massiger Dolomit aufgeschlossen; er könnte eventuell ein Relikt des triasischen Ausgangsgesteines für die Lias-Dolomitbrekzien darstellen – um so mehr, als er hier am Kontakt zur «Alpettas-Synform» liegt; dieser Kontakt ist an anderer Stelle durch sichere Trias markiert. Am NE-Rand bilden dann hauptsächlich Äquivalente der Terri-Schiefer diese mittlere Schuppe. Südwestlich der Alp Suraua liegt in ihrem Dach eine dünne, lateral rasch auskeilende Linse von Gneisquarzit (hier ohne Kalifeldspat und Biotit, gelegentlich mit Albit).

Die *südliche Teilschuppe* (Profil X in Fig. 5, «Alpettas-Synform» nach UHR) wird zum grossen Teil durch einen mächtigen Gneisquarzit gebildet (hier mit viel Kalifeldspat, mit Biotit und meistens mit Albit), der östlich der Val Stgira an seinem S-Rand durch undeutliche Gradierungen Inverslage anzuzeigen scheint und an gleicher Stelle sehr grosse detritische Kalifeldspäte führt (bis 4 mm Durchmesser). Im SW begleiten ihn randlich Lias-Dolomitbrekzien, Crinoidenmarmore, Tonschiefer und atypische Äquivalente der Terri-Schiefer, an einer Stelle Lagensandkalke. Gegen NE zu verliert die Synform ihren Hangendschenkel und geht dann am NE-Rand des Gebietes in eine normalliegende Abfolge über; diese laterale Änderung der Großstruktur zeichnet sich schon in der unterschiedlichen Mächtigkeit des Gneisquarzites ab, welche von SW nach NE von ca. 270 m auf ca. 80 m abnimmt. Wie weit die Einwicklung der Grava-Serie einen Einfluss auf die Detailtektonik der Südlichen Schuppenzone gehabt haben könnte, wird im 5. Kapitel besprochen.

2.2.5 *Darlun-Zone* (Profile II, III, IV in Fig. 5)

Mit ihrer N-Grenze stösst die Darlun-Zone an verschiedene tektonische Einheiten. Südwestlich von Pt. 2347 m (2 km östlich Alp Garzora) setzen sich die Lagensandkalke ihres nördlichen Elementes (vgl. unten) in diejenigen der Terri-Gipfelzone fort. In jenem Gebiet ist UHR der wichtige Nachweis gelungen, dass die Darlun-Zone dort weder tektonisch noch lithologisch von der Terri-Gipfelzone abtrennbar ist und eigentlich eine südlichere Aufwölbung der letzteren darstellt.

Gegen NE bildet zuerst die Trias der «Alpettas-Synform», östlich der Val Stgira dann die Grava-Serie die *N-Grenze* der Darlun-Zone. Grava-Serie und das nördliche Element der Darlun-Zone sind gegen die Fuorcla da Puezas hinauf im Bereich von Dekametern miteinander verfaltet. Die *S-Grenze* verläuft meistens direkt entlang dem N-Rand des Adula-Kristallins, welchem noch stellenweise Trias- und Bündnerschiefer-Relikte auflagern können (vgl. 2.1.4). Das Profil durch die obere

Val Stgira zeigt (vgl. unpubl. Annex, S. 17 und 18), dass wir auch die Darlun-Zone dreiteilen können; jedes Teilelement ist durch Trias vom andern abgetrennt. Das *nördliche Element* (Profil II in Fig. 5) zeigt eine Abfolge Lagensandkalk – Terri-Schiefer – Lagensandkalk und weist eine Antiklinalstruktur auf, was schon aus der Kartierung klar ersichtlich ist. Die kalkigen Gesteine sind denen der Zone Piz Terri – Lunschania im Querprofil der Alp Patnaul sehr ähnlich, aber wahrscheinlich aus tektonischen Gründen (vgl. 5.) weniger von Sekretionen durchsetzt. Dieses Element zieht, hier teilweise nur noch 30 m mächtig, 300 m NNW der Fuorcla da Puoza über den Grenzgrat zum Valsertal und taucht 1 km weiter im NE zwischen einem schmalen Fetzen von Grava-Serie und den Unteren Valser Schuppen antiklinal ab (vgl. Fig. 2 und Annex, S. 19). Das *mittlere Teilelement* (Profil III in Fig. 5) ist, der Gesteinsabfolge nach zu schliessen (Trias – Gryphäenmarmor mit schlecht erhaltenen Querschnitten – Lagensandkalke – tonig-kalkige Schiefer – Gryphäenmarmor mit kleinen Schalenquerschnitten – Trias), synklinal ausgebildet; es zieht in den Pt. 2292 m (östlich der obersten Val Stgira) und verschwindet nach NE dann endgültig unter dem Blockschutt des Frunthorns (vgl. Fig. 2). Das *südliche Teilelement* (Profil IV in Fig. 5) bildet – nach der Gesteinsabfolge und nach den Lagerungsverhältnissen auf der Tessiner Seite zu schliessen – wahrscheinlich ebenfalls eine Synklinalstruktur, wobei der Südschenkel der Synklinale zerrissen und z. T. tektonisch verlagert ist; die Komplikationen am Rand zur Adula-Decke werden in 2.1.4 erläutert.

Unzweifelhaft (UHR) finden das mittlere und südliche Teilelement der Darlun-Zone in der Nähe des Torno (2556 m; 1,5 km östlich des Lago di Luzzzone) ihr SW-Ende.

3. Versuch einer Rekonstruktion der räumlichen und zeitlichen Ablagerungsverhältnisse der Zone Piz Terri – Lunschania

3.1 Stratigraphie und tektonische Grundlagen

Wie bereits erwähnt, ist im ganzen Untersuchungsgebiet einzig der Horizont mit Gryphäen und Ammoniten der Nördlichen und Südlichen Schuppenzone (vgl. 2.2.2 und 2.2.4) als *Sinemurien* datierbar. Deshalb versuchten wir eine *relative Alterseinstufung*, die auch zur Klärung der Tektonik strukturell nicht eindeutig determinierbarer tektonischer Untereinheiten verwendet werden könnte, vorzunehmen. Zu diesem Zweck gingen wir vom SW-Teil der Zone Piz Terri – Lunschania aus, wo die Strukturen am besten analysierbar sind (vgl. Fig. 5, schematische Profile I, II, VI, VIII und X). Die solcherart relativ eingestufteten Serien wurden dann mit entsprechenden Serien der tektonisch nur indirekt zu analysierenden Untereinheiten weiter im NE verglichen (vgl. III, IV, V, VII und IX). Durch tektonische Überlegungen (vgl. 5.), gestützt durch einzelne, allerdings undeutliche Gradierungen in den Gneisquarziten, lithologische Vergleiche im Detail und eine möglichst logische Zuordnung schuppentrennender Triaszüge sind wir zu einem sinnvollen und befriedigenden Schema der Ablagerungsräume und ihrer zeitlichen Entwicklung gelangt (vgl. Fig. 6).