Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 69 (1976)
Heft: 1

Artikel: Zur Geologie der Piz Starlex-Gruppe
Autor: Baumann, André
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-164505

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

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

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

Download PDF: 16.07.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 69/1	Seiten 239–248	3 Textfiguren	Basel, April 1976

Zur Geologie der Piz Starlex-Gruppe

(Val S-charl, GR/Val d'Avigna, Prov. Bolzano, Italien)

Von ANDRÉ BAUMANN[1])

ZUSAMMENFASSUNG

Die nördlich von Sta. Maria im Münstertal gelegene Berggruppe des Piz Starlex befindet sich im Südosten der Scarl-Einheit, welche die Unterengadiner Dolomiten aufbaut und an ihrem Ostrand an der Schlinig-Linie vom Ötztal-Komplex überschoben ist. Das Schwergewicht der Untersuchungen, deren Ergebnisse hier dargestellt sind, lag in einer detaillierten Neubearbeitung der Stratigraphie und der im einzelnen komplizierten tektonischen Verhältnisse. Die Interpretation der Untersuchungsergebnisse im regionalen Rahmen erbrachte daneben über das engere Untersuchungsgebiet hinaus neue Erkenntnisse über Stellung und Herkunft der Münstertaler Kristallinklippen sowie die morphologische Entwicklung der Engadiner Dolomiten.

Einleitung

Die Unterengadiner Dolomiten werden aufgebaut durch die Scarl-Einheit, welche die vorwiegend triadische Sedimentbedeckung des Sesvenna-Kristallins darstellt und in einen Unterbau und einen Oberbau unterteilt wird. Der Unterbau bildet dabei die in bezug auf die Kristallin-Basis autochthone Unterlage der Unterengadiner Dolomiten, während der Oberbau, der Obertrias und Jura umfasst, an den Raibler Rauhwacken als Gleithorizont abgeschert wurde und heute im Nordwesten der Unterengadiner Dolomiten liegt. Der östliche Scarl-Unterbau wiederum weist interne, NW-vergente Abscherungen auf, wobei die abgescherten Elemente heute eine Reihe von gestaffelten, NE–SW streichenden, liegenden Antiklinalen bilden. Diese Antiklinalschuppen wurden von LEUPOLD (1934) unter der Bezeichnung «Mittelbau» als eigenes tektonisches Stockwerk ausgeschieden, während die Unterlage dieser Schuppen, die dem Sesvenna-Kristallin direkt aufliegenden permischen und triadischen Sedimente, nach BOESCH (1937) als «Basale Triasserie s.l.» bezeichnet wird. Da es sich bei den Antiklinalschuppen um

[1]) Geologisches Institut der ETH, Sonneggstrasse 5, CH-8006 Zürich.

abgescherte und gegen NW verfrachtete Elemente aus der SE Fortsetzung der Basalen Triasserie s.l. handelt, können sie als parautochthone Elemente des Unterbaus gewertet werden. Die Berggruppe des Piz Starlex stellt dabei die östlichste dieser Antiklinalschuppen dar.

Stratigraphie

Am Aufbau der Piz Starlex-Gruppe beteiligen sich die Formationen vom Verrucano bis zur Raibler Formation, deren Rauhwacken die Abscherungsbasis der höheren Elemente darstellen. Die eigentliche Starlex-Antiklinalschuppe wird dabei vorwiegend aus der karbonatischen Mitteltrias (Buffalora-Gruppe) aufgebaut, während sich der Sedimentinhalt der Basalen Triasserie s.l. fast ausschliesslich auf den Verrucano und die untertriadische bis anisische Fuorn-Formation beschränkt.

Die kristalline Basis, das Sesvenna-Kristallin, besteht im Starlex-Gebiet aus meist grauen, teilweise auch hellen Muskovit-Kalifeldspat-Albitgneisen, die stellenweise Biotit führen und häufig als massig-grobe Augengneise mit mehrere Zentimeter grossen Kalifeldspat-Augen ausgebildet sind. Bei recht konstanter mineralogischer Zusammensetzung zeigt das mikroskopische Gefüge dieser Gneise eine grosse Variabilität und ist durchwegs von einer starken Kataklase geprägt. Im Avignatal, auf der Ostseite des Piz Starlex, findet sich über den meist grauen Gneisen stets eine mächtige Lage eines sehr hellen, oft rötlichweissen Muskovit-Kalifeldspat-Albit-Augengneises vom Typ der «Gneiss chiari», über deren Untergrenze der schlechten Aufschlussverhältnisse wegen nichts ausgesagt werden kann.

Perm und Untertrias der Engadiner Dolomiten wurden von Dössegger (1974) ausführlich bearbeitet. Seine Untersuchungsergebnisse konnten im Starlex-Gebiet im wesentlichen bestätigt werden:

— Der Verrucano ist im Starlex-Gebiet mit einer Mächtigkeit bis zu etwa 200 m im Vergleich zum Münstertal bescheiden ausgebildet und besteht aus einer Abfolge von stark verschieferten, groben, grünen, z.T. geröllführenden Arkosen und sericitischen Schiefern. Er kann somit faziell der Chazforà-Formation des Münstertaler Verrucano (Dössegger 1974) zugeordnet werden und weist auch deren auf fluviatile Ablagerung deutendes Sedimentationsgefüge auf. Die Verrucano-Arkosen bestehen zu wechselnden Anteilen aus Vulkanitmaterial und Gneisen des Sesvenna-Kristallins. Das im Gegensatz zu den vorwiegend intakten vulkanitischen Komponenten meist stark zerbrochene Gneismaterial lässt auf eine alte, voralpine Kataklase des Sesvenna-Kristallins schliessen. Lokal begrenzt treten im südlichen Starlex-Gebiet auch quarzgeröllführende, grüne sericitische Schiefer mit rotvioletten Schmitzen vulkanischen Ursprungs auf. Dieser sehr charakteristische Verrucano-Typ vereinigt die faziellen Merkmale der Ruina- und der Chazforà-Formation des Münstertaler Verrucano und ist auf den Bereich des etwa dem Nordrand des Münstertals entlang verlaufenden «Randbruchs» im Münstertaler Verrucano-Trog beschränkt, den Dössegger (1974) zur Erklärung der sprunghaften Mächtigkeitsabnahme des Verrucano von über 1000 m auf etwa 200 m gegen Norden postuliert. In den Verrucano des Avignatales eingelagert ist eine stark verschieferte grüne Rhyolith-Lage von etwa 150 m Mächtigkeit, die gegen Süden rasch auskeilt.

— Die etwa 40 bis 50 m mächtige Fuorn-Formation besteht aus rötlichbraun bis ockergelb anwitternden, im Vergleich zum Verrucano meist wesentlich feinkörnigeren, teilweise karbonatischen Arkosen und sericitischen Schiefern. Gegen oben treten zunehmend gelbe sandige Kalke, Rauhwacken und Dolomite auf. Als Ganzes nimmt die Fuorn-Formation eine Zwischenstellung zwischen der «Zentralen Facies» und der «Nordöstlichen Facies» von DÖSSEGGER (1974) ein. Ihre von Ort zu Ort sehr variable Ausbildung ist bedingt durch die zeitlich und örtlich rasch sich ändernden paläogeographischen Verhältnisse während der Tethys-Transgression.

Buffalora-Gruppe (Mitteltrias)

Aus der Fuorn-Formation entwickelt sich allmählich die S-charl-Formation als unterste Formation der vollständig karbonatischen Buffalora-Gruppe. Diese lithologisch äusserst monotone, etwa 60 m mächtige Formation wird durchwegs von lila und rötlichgrauen Kalkschiefern und Kalken aufgebaut. Nur ganz vereinzelt treten im Norden der Starlex-Gruppe geringmächtige detritische Einlagerungen auf.

Über einem charakteristischen, etwa 3 cm mächtigen roten Tuffhorizont folgt die ca. 90 m mächtige Turettas-Formation, eine monotone Abfolge von meist dunkelgrauen, fein- bis mittelbankigen Dolomiten, die gegen oben von massigen polygenen Dolomitbreccien abgeschlossen wird. Kennzeichnend für die Turettas-Formation sind mehrere, sehr auffällige rotbraune laminierte Tuff- und Tuffitlagen mit einer Mächtigkeit bis zu 10 cm, die von MÜLLER (1970) in Anlehnung an die «Pietre verdi» *Crap cotschen* benannt wurden. Sie lassen bei mikroskopischer Untersuchung gradierte Lagen von Tonmineralien und feinverteiltem Quarz (z.T. Entglasungsprodukt ursprünglich hyaliner Komponenten) mit Quarzsplittern, stark zersetztem Feldspat, Erzkörnchen und Muskovitblättchen erkennen und weisen einen sauren Chemismus auf. Erst mehrere Meter über dem letzten Tuffhorizont - im obersten Viertel der Turettas-Formation - treten mit sehr schön ausgebildeten Stromatolithen Indikatoren für das Ablagerungsmilieu auf.

Als oberste Formation der Buffalora-Gruppe folgen die mittelgrauen, meist massigen, im obern Teil gebankten Dolomite der Vallatscha-Formation mit einer Mächtigkeit von etwa 100 m. In den lagenweise sehr breccienreichen Vallatscha-Dolomiten finden sich oft Diploporen *(Diplopora annulata)*, die teils einzeln, teils gehäuft in Diploporenbänken von mehreren Zentimetern bis Dezimetern Mächtigkeit auftreten.

Auffallenderweise zeigt die Turettas-Formation in den südlichen Unterengadiner Dolomiten eine sehr unterschiedliche Ausbildung, wogegen die Gesamtmächtigkeit von Turettas- und Vallatscha-Formation recht konstant bleibt. Aufgrund der Ausbildung und Verbreitung der Turettas-Formation wäre es denkbar, dass die Turettas-Dolomite Ablagerungen beckenartiger Einsenkungen innerhalb der seichten Karbonatplattform der Vallatscha-Dolomite darstellen. Solche Einsenkungen könnten sich unter dem Einfluss der vulkanischen Tätigkeit (Tuffe der Turettas-Formation!) gebildet haben, indem der lokal erhöhte CO_2-Partialdruck die Karbonat-Sedimentationsrate verminderte. Die Turettas-Dolomite würden somit eine vulkanisch beeinflusste Facies der Vallatscha-Formation darstellen. Hinweise auf

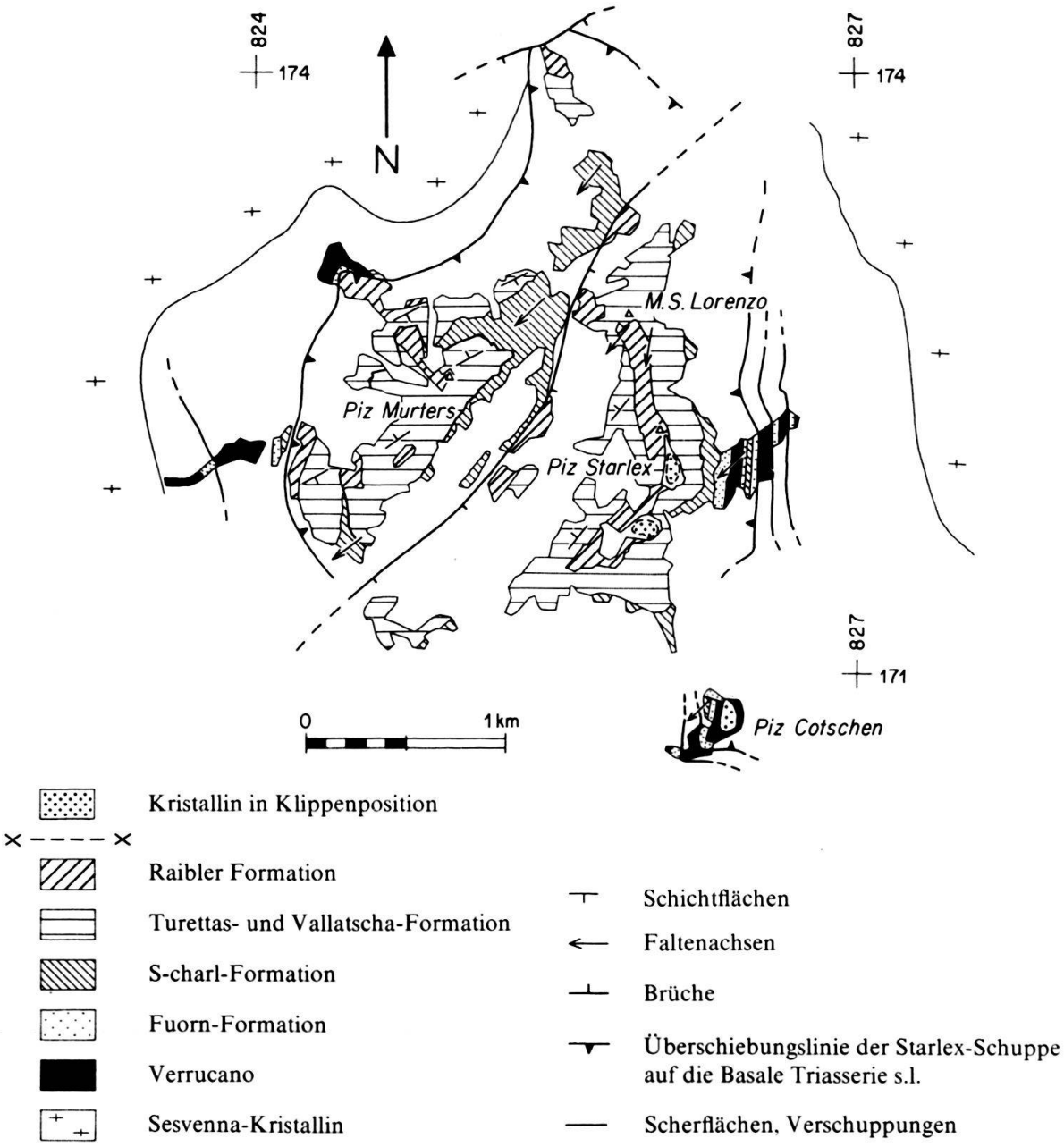

Fig. 1. Geologisch-tektonische Karte der Piz Starlex-Gruppe.

eine Ablagerung der spätdiagenetisch dolomitisierten Turettas-Dolomite in solchen isolierten Becken ohne Wasserzirkulation sind dabei der vor allem im untern Teil der Turettas-Formation ausgeprägte Gehalt an bituminösem Material, was ein subeuxinisches Milieu wahrscheinlich macht, sowie die Tatsache, dass erst über der letzten Tufflage Algenstrukturen als Seichtwasser-Indikatoren auftreten, was als Rückkehr zur Seichtwasser-Sedimentation mit dem Ende der vulkanischen Tätigkeit interpretiert werden könnte.

Raibler Formation

Die Parai alba-Dolomite und die Rauhwacken der Raibler Formation stellen die jüngsten Elemente der Starlex-Gruppe dar. Das Parai alba-Member umfasst ca. 25 m hellgelbe und beige, mittelgebankte Dolomite mit eingelagerten, rotbraunen, bis zu 20 cm mächtigen Tufflagen. Die Ausbildung dieser Dolomite lässt auf einen intra- bis supratidalen Entstehungsbereich innerhalb einer flachen, sehr seichten Sedimentplattform mit anomal hoher Salinität schliessen. Das mikroskopische Gefüge der Parai alba-Dolomite sowie der generelle Charakter der Sedimente weisen auf eine frühdiagenetische Dolomitisierung hin; in diesem Zusammenhang sei auch der ungewöhnlich hohe Mg-Gehalt der eingelagerten sauren Tuffe erwähnt. Mit den Rauhwacken stellten sich lagunäre Verhältnisse mit evaporitischer Sedimentation ein.

Tektonik der Piz Starlex-Gruppe

Wie aus der Einleitung hervorgeht, stellt die Berggruppe des Piz Starlex die östlichste einer Reihe von liegenden, NW-vergenten Antiklinalschuppen dar. Das Querprofil von Figur 2 veranschaulicht den Innenbau dieser Antiklinalschuppe, die

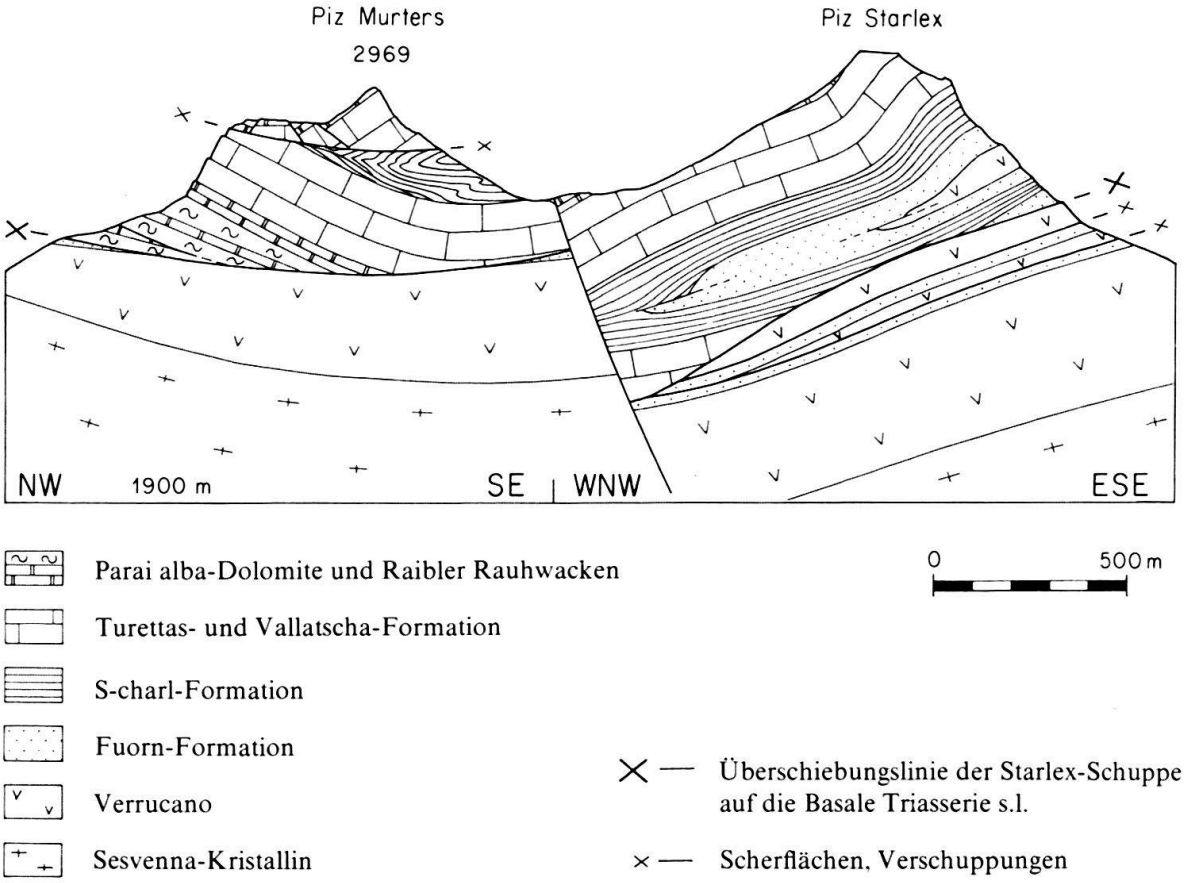

Fig. 2. Geologisches Querprofil durch die Piz Starlex-Gruppe.

durch eine vor allem im nördlichen Teil sehr ausgeprägte disharmonische Tektonik und eine Untervorschiebung des liegenden Schenkels - eine in den Engadiner Dolomiten häufige Erscheinung - geprägt ist. Der Piz Murters bildet dabei die Stirnpartie, der Piz Starlex den rückwärtigen Teil dieser Antiklinalschuppe, der an einem steil gegen SE einfallenden, normalen Bruch um über 300 m tiefergesetzt wurde. Während am Piz Murters die S-charl-Kalke das innerste Element des Antiklinalbaus darstellen, umfasst der Antiklinalkern auf der Ostseite des Piz Starlex gemäss der Öffnung der Antiklinalen gegen SE auch noch die Fuorn-Formation und den Verrucano. Dagegen fehlen dort die dolomitischen Formationen des liegenden Schenkels, die im Innern der Berggruppe an der Überschiebungsfläche der Antiklinalschuppe auf die Basale Triasserie s.l. auskeilen. Diese Überschiebungsbahn wird auf der ganzen NW-Seite des Piz Murters von tektonisch angehäuften Raibler Rauhwacken des liegenden Schenkels begleitet. Die Bewegung der Untervorschiebung, anfänglich auf die Scherfläche zwischen den diskordant aufeinanderstehenden Normal- und Verkehrtschenkeln beschränkt, verlagert sich im rückwärtigen Teil der Antiklinalen zunehmend in den sich gegen SE rasch öffnenden S-charlkalk-Antiklinalkern, was in einer ausgeprägt disharmonischen Kerntektonik zum Ausdruck kommt. Der im SW Teil des Piz Murters einen ausgewalzten, zerscherten Keil bildende Antiklinalkern ist dann im NE infolge intensiver isoklinaler Verfaltungen sehr mächtig entwickelt.

Den interessantesten Einblick in den Aufbau des Piz Starlex bietet dessen steil abfallende Ostflanke, die unter der Überschiebungsfläche der Starlex-Antiklinalschuppe sehr auffällige tektonische Repetitionen in der Basalen Triasserie s.l. erkennen lässt. Eine analoge Verschuppung, die sich ebenfalls in einer Wiederholung der basalen Verrucano-Fuorn-Fm.-Abfolge äussert, kann SW des Piz Murters beobachtet werden. Die Kleinfaltenstrukturen der verschuppten Elemente zeigen dabei dasselbe NE-SW-Streichen wie der Antiklinalbau der Starlex-Schuppe und dürften somit in kausalem Zusammenhang mit deren Aufschiebung auf die Basale Triasserie s.l. stehen. Neben diesen in der ganzen Starlex-Gruppe dominierenden NE-SW-Strukturen ist im nördlichen Teil des Piz Starlex eine annähernd N-S orientierte, westvergente S-förmige Überfaltung des hangenden Antiklinalschenkels bemerkbar, die gegen Süden rasch ausklingt und auf der Höhe des Profilquerschnitts von Figur 2 nur noch als leichte Verbiegung erkennbar ist.

In engster tektonischer Beziehung zum Piz Starlex steht der südlicher gelegene, 2770 m hohe Piz Cotschen. Er lässt sich tektonisch in drei Stockwerke gliedern, wobei das unterste mit den Verschuppungen der Basalen Triasserie s.l. auf der Ostseite des Piz Starlex und das mittlere mit dem Starlex-Antiklinalkern korreliert werden kann. Die Gipfelpartie des Piz Cotschen schliesslich wird von einer Kristallinklippe mit sehr geringmächtigen sedimentären Schubfetzen an der Basis aufgebaut.

Das Kristallinvorkommen auf dem Piz Starlex

Auf dem mehrere Hektaren umfassenden und über 3000 m hoch gelegenen Gipfelplateau des Piz Starlex liegen in wirrem Durcheinander Blöcke von Kristallin und sedimentärem Material verstreut, die in Rundung und Grösse sehr verschieden sind (Fig. 3). Eine eingehende Untersuchung dieses bis anhin wenig beachteten, sehr

heterogenen Trümmerfeldes erbrachte interessante Hinweise auf Stellung und Herkunft der Kristallinklippen auf der Nordseite des Münstertales sowie die morphologische Entwicklung der Engadiner Dolomiten.

Der grösste Teil des Gipfelmaterials besteht aus hellen, teilweise augigen Muskovit-Kalifeldspat-Albitgneisen (Anteil 50%) und aus Verrucano (Anteil 37%). Die Verrucano-Komponenten gehören faziell der Chazforà-Formation und dem beschriebenen Mischtyp zwischen Ruina- und Chazforà-Facies an. Die übrigen, nachfolgend ihrer Häufigkeit nach aufgeführten Gesteinstypen sind mit einem Anteil von 1 bis 4% weit seltener:

— Dioritische Gesteine (grünliche Dioritporphyrite mit mehrere Millimeter grossen Plagioklas-Einsprenglingen und sehr feinkörnige, dunkelgrüne Mikrodiorite mit einem intersertalen Gefüge von feinen Plagioklas- und Hornblendeleisten).
— Feinlagige, im mm-Bereich gebänderte Biotit-Plagioklasgneise, die als charakteristischen Nebengemengteil Granat führen.
— Sillimanit-Hornblende-Plagioklasgneise, teilweise mit mehrere Millimeter grossen Granat-Porphyroblasten als Nebengemengteile.
— Lila Kalke und Kalkschiefer der S-charl-Formation.
— Violette und grüne, stark verschieferte sericitische Sandsteine und Arkosen.

Aus dem Befund der petrographischen Untersuchung geht klar hervor, dass das Gesteinsmaterial auf dem Starlex-Gipfelplateau aus zwei tektonischen Grosseinhei-

Fig. 3. Blockmaterial auf dem Gipfelplateau des Piz Starlex.

ten, dem Sesvenna-Scarl-Komplex und dem Ötztal-Komplex, stammt. Die Verrucano-Komponenten und die S-charl-Kalke gehörten mit Sicherheit der Sedimentbedeckung des Sesvenna-Kristallins an; die Muskovit-Kalifeldspat-Albitgneise, welche in texturell sehr verschiedenen Varietäten vorliegen, können teils im Sesvenna-, teils auch im Ötz-Kristallin und im Kristallin der Ortler-Unterlage beheimatet werden. Die übrigen Gesteine lassen sich zum Grossteil eindeutig vom Westrand des Ötztal-Komplexes herleiten. Von besonderem Interesse sind dabei die granatführenden Sillimanit-Hornblende-Plagioklasgneise, die auf Grund ihrer charakteristischen Mineralparagenesen (Amphibolit-Fazies) der Pastori-Serie (HESS 1953, SCHMID 1973) entsprechen, die ihrerseits Analogien findet in der Matscher Decke nördlich des Vintschgaus und in der Tonale-Serie.

Da auf dem Starlex-Gipfelplateau nurmehr einzelne Blöcke vorhanden sind, bestehen verschiedene Erklärungsmöglichkeiten für deren Herkunft. Ein glazialer Transport kann dabei in Anbetracht der maximalen Eishöhe von 2700 m zur Riss-Eiszeit und der isolierten Lage des Piz Starlex ausgeschlossen werden. Vielmehr geht aus den Untersuchungsergebnissen klar hervor, dass es sich bei einem grossen Teil des Gipfelmaterials um Erosionsrelikte einer aus Elementen des Sesvenna-Scarl-Komplexes und des Ötztal-Komplexes aufgebauten Klippe von ursprünglich grösserer Ausdehnung und ziemlich heterogener Zusammensetzung handelt. Ein sicherer Beweis für die Klippennatur sind dabei die Verrucano- und S-charlkalk-Komponenten, die das höchstgelegene Vorkommen dieser Gesteine darstellen. Diese Vorstellung wird auch der sehr vielfältigen Zusammensetzung des Trümmermaterials gerecht. SCHMID (1973) beschreibt aus dem Umbrail-Gebiet vergleichbar heterogene Gesteinsvergesellschaftungen auf kleinem Raum in Form von alpintektonischen Schuppenzonen.

Einer andern Erklärung bedarf indessen die z. T. ausserordentlich gute Rundung eines Teils des Kristallinmaterials, die nicht auf blosser Verwitterung beruhen kann, sondern vielmehr ein sicheres Indiz für fluviatilen Transport darstellt. Dieser Sachverhalt erlaubt den Schluss, dass es sich beim Gipfelplateau des Piz Starlex um einen kleinen Überrest einer alten, pliocaenen oder altpleistocaenen Einebnungsfläche - die nicht im Zusammenhang mit dem miocaenen Augenstein-Niveau steht - und bei den gerundeten Kristallingeröllen um fluviatile Schüttungen von randlichen Erhebungen her handelt. Das Gipfelplateau des Piz Starlex ist nicht einzig in seiner Art; vergleichbare Gipfelebenen und Gesteinsvorkommen, die jedoch nie genau untersucht oder näher beschrieben wurden, sind auch aus den nordöstlichen Unterengadiner Dolomiten bekannt. Ein wesentliches Indiz für die frühere Existenz einer solchen, vermutlich den Grossteil der Engadiner Dolomiten umfassenden Einebnungsfläche stellt schliesslich die auffallende Konstanz der Gipfelhöhen über den ganzen Raum der Engadiner Dolomiten dar.

Zur Stellung der Kristallinklippen der südöstlichen Unterengadiner Dolomiten

Die nördlich des Münstertals gelegenen Kristallinklippen des Minschuns, des Piz Terza/Muntet und des Piz Cotschen waren in ihrer Zugehörigkeit und tektonischen Stellung stets umstritten. SCHMID (1973) betrachtet diese Kristallinklippen als Bestandteile der Ötz-Masse und verbindet ihre Überschiebungsbahn über das

untere Münstertal hinweg mit der Gallo-Trupchun-Braulio-Linie, welche in ihrer ersten Anlage die Abscherungsbasis der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone darstellt und nach SCHMID mit der Schlinig-Linie identisch ist. Während nun die Zugehörigkeit des auf der Südseite des Münstertals auf die Scarl-Einheit überschobenen Kristallins der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone zum Ötz-Komplex als gesichert gilt, sind dagegen die Klippen auf der Nordseite des Münstertals auf Grund der Facies ihrer Verrucano-Vorkommen als verschleppte Teile der Sesvenna-Scarl-Scholle zu betrachten, die aus dem Gebiet des Vintschgaus in ihre heutige Lage verfrachtet wurden (DÖSSEGGER 1974).

Die Untersuchungsergebnisse des Starlex-Gipfelkristallins, welche auf die frühere Existenz einer aus Sesvenna- und Ötz-Gesteinen aufgebauten Klippe schliessen lassen, legen nun eine neue Interpretation nahe, welche die Überschiebungsfläche der Kristallinklippen als analog (d.h. in gleicher Anlage entstanden) der Schlinig-Linie und der ersten Anlage der Gallo-Trupchun-Braulio-Linie, nicht aber als Basis des Ötztal-Komplexes ansieht. Die Kristallinklippen der SE Unterengadiner Dolomiten wären somit als Kristallinschürflinge des Sesvenna-Kristallins zu betrachten, die bei der Überschiebung des Ötz-Kristallins in NW bis W Richtung durch dieses in einem SE Bereich des Sesvenna-Scarl-Komplexes abgeschürft und unter dem Ötz-Kristallin - z.T. auch mit diesem verschuppt - in ihre heutige Position verfrachtet wurden. Die Münstertaler Klippen würden damit eine den sedimentären Schuppen des Lischanna-Gebiets (KELLERHALS 1966) vergleichbare Stellung einnehmen, wobei aber im Gegensatz zu den Lischanna-Schuppen nicht nur die Sedimentbedeckung des Sesvenna-Kristallins, sondern auch noch grosse Teile des Kristallins selbst abgeschert wurden, was in Anbetracht des raschen Auskeilens des Scarl-Unterbaus in SE Richtung durchaus plausibel erscheint.

Bewegungsrichtungen und -abfolgen

Die von DÖSSEGGER (1974) für die Münstertaler Klippen ermittelte Anschubrichtung aus SE konnte auch für die ehemalige Klippe des Piz Starlex bestätigt werden auf Grund der Facies der Verrucano-Komponenten, die eine Lokalisierung des Herkunftsorts erlaubt. Daher ist anzunehmen, dass die Kompressionstektonik des SE Scarl-Unterbaus - nämlich die NW-vergenten Antiklinalschuppen und die Verschuppungen in der Basalen Triasserie s.l. - bei der Überschiebung der Scarl-Einheit durch das Ötz-Kristallin und seine basalen Schubfetzen von Kristallin und Sedimenten des Sesvenna-Scarl-Komplexes in NW Richtung angelegt wurde, was auch das rasche Auskeilen der Scarl-Sedimente gegen SE erklärt. Vor allem in den nördlichen Unterengadiner Dolomiten ist eine jüngere, E-W gerichtete Phase ausgeprägt, durch welche die älteren NE-SW-Strukturen an N-S streichenden Scherflächen versetzt sind, welche parallel zur Überschiebungsbahn der Ötz-Decke und ihrer basalen Schuppen (Schuppen des Lischanna-Gebiets) verlaufen (KELLERHALS 1966). Diese Bewegung kann nach SCHMID (1973) als Reaktivierung der Schlinig-Linie (möglicherweise im Zusammenhang mit Bewegungen an der Engadiner Linie) gedeutet werden. Im Starlex-Gebiet ist ein Ausklingen dieser Bewegung, durch welche noch der hangende Antiklinalschenkel der Starlex-Schuppe überfaltet wurde, zu beobachten. Die vermutlich jüngste Phase stellt die Aufwölbung der

Sesvenna-Gruppe dar, durch welche die Starlex-Antiklinalschuppe ihr Axialgefälle gegen SW erhalten hat. Diese Aufwölbungsbewegungen hatten eine intensive Deformation der Überschiebungsflächen der Ötz-Masse und ihrer basalen Schuppen zur Folge, wie sie am Piz Starlex beobachtet werden kann, wo die Überschiebungsfläche der Kristallinklippen zwischen dem Piz Cotschen und dem Piz Starlex auf eine Distanz von ca. 1 km um mindestens 300 m ansteigt, ohne dass diese Höhendifferenz durch einen grösseren Bruch erklärt werden könnte. Wie eine von KELLERHALS (1966) konstruierte Isohypsenkarte zeigt, treten in der Schlinig-Überschiebung in den NE Unterengadiner Dolomiten Steigungen von bis über 50% auf, die durch eine spätere Deformation der Überschiebungsfläche zu erklären sind.

LITERATURVERZEICHNIS

BAUMANN, A. (1974): *Geologie der Piz Starlex-Gruppe.* - Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).

BOESCH, H. (1937): *Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpass und Val Laschadura.* - Diss. Univ. Zürich.

DÖSSEGGER, R. (1974): *Verrucano und «Buntsandstein» in den Unterengadiner Dolomiten.* - Diss. ETH Zürich (unpubl.).

HAMMER, W. (1907): *Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe I.* - Verh. k.k. geol. Reichsanst. Wien *16*, 369-378.

— (1908): *Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe II.* - Verh. k.k. geol. Reichsanst. Wien *4*, 98-107.

— (1908): *Die Ortlergruppe und der Chavalatschkamm.* - Jb. k.k. geol. Reichsanst. Wien *58*/1, 79-196.

HAMMER, W., & JOHN, C.v. (1909): *Augengneise und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau.* - Jb. k.k. geol. Reichsanst. Wien *59*, 691-773.

HESS, W. (1953): *Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraéle.* - Eclogae geol. Helv. *46*/1, 40-142.

INHELDER, H. (1952): *Zur Geologie der südöstlichen Unterengadiner Dolomiten zwischen S-charl, Ofenpasshöhe, Sta. Maria und Müstair.* - Diss. Univ. Zürich.

KELLERHALS, P. (1966): *Geologie der nordöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen Piz San Jon, S-charl und Piz Sesvenna.* - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *126.*

LEUPOLD, W. (1934): *Einleitung zu den Exkursionen 92, 93 und 94* (Geol. Führer der Schweiz *14*). - Wepf, Basel.

MÜLLER, W. (1970): *Geologie des Munt da la Bescha unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentologie des Hauptdolomites.* - Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).

SCHMID, S. (1973): *Geologie des Umbrailgebiets.* - Eclogae geol. Helv. *66*/1, 101-210.

SPITZ, A., & DYHRENFURTH, G. (1914): *Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfser Joch.* - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *44.*