



Geologischer Atlas der Schweiz
Atlas géologique de la Suisse
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

1214 Ilanz

Erläuterungen

verfasst von
ROLAND WYSS und ALFRED ISLER
mit einem Beitrag von MICHAEL WIEDERKEHR

2011



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

132

Geologischer Atlas der Schweiz
Atlas géologique de la Suisse
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

1214 Ilanz

Erläuterungen

Mit 21 Textfiguren, 5 Tabellen, 1 Tafelbeilage

verfasst von

ROLAND WYSS und ALFRED ISLER

mit einem Beitrag von MICHAEL WIEDERKEHR

2011



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte:

ETTER, U., FEHR, A., NABHOLZ, W., STAUB, T., WYSS, R. & ZIEGLER, H.-J. (2010): Blatt 1214 Ilanz. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Karte 132.

Erläuterungen:

WYSS, R. und ISLER, A. (2011): Blatt 1214 Ilanz. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. 132.

Titelbilder

Umschlag:

Nordvergente Falten in den kalkigen Bündnerschiefern der Grava Decke, ca. 1 km westlich von Cuolm Selvadi. (Foto M. Wiederkehr, 2009).

Erläuterungen:

Tuffitischer Phyllit mit stark deformierten Quarz-Felspat-Lagen, Einheit p_{ph} des Ilanz-Verucanos, unteres St. Petersbach-Tobel. (Foto M. Wiederkehr, 2009).

Herausgeber

© 2011, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

Das Bundesamt für Landestopografie swisstopo ist ein Unternehmensbereich der armasuisse.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40045-7

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Zusammenfassung	5
Résumé	6
Riassunto	7
Abstract	8
Einleitung	9
Stratigraphie	14
Süd- bis Ultrahelvetikum	14
Gotthard-«Massiv» (inkl. Sedimentbedeckung)	14
Ilanz-Verrucano	15
Kristallines Grundgebirge	22
Mesozoische Sedimente	24
Scopi-Zone	27
Peidener Schuppenzone	33
Unterpenninikum	35
Zone Piz Terri-Lunschania	35
Terri-Gipfel-Zone	35
Güida-Alpettas-Schuppenzone	36
Grava-Decke	38
Quartär	43
Pleistozän	43
Holozän	47
Tektonik	57
Einführung	57
Tektonische Einheiten	59
Metamorphose	63
Tektono-metamorphe Entwicklung	68
Präalpine Entwicklungsgeschichte	68
Alpine Entwicklungsgeschichte	68
Rohstoffe	75
Hydrogeologie	78
Exkursionen	82
Literaturverzeichnis	83
Publizierte geologische Karten	91

VORWORT

Das Blatt Ilanz des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 umfasst den Übergangsbereich zwischen penninischem und helvetischem Faziesraum. Die diagonal durch das Gebiet schneidende penninische Basisüberschiebung bildet die bedeutenste Überschiebung des vorliegenden Gebietes und trennt die allochthone Grava-Decke von den parautochthonen Sedimentserien der Scopi-Zone und der autochthonen Hülle des Gotthard-«Massivs». Die berühmte Glarner Hauptüberschiebung touchiert das Gebiet in der NW-Ecke, verläuft dort aber unter einer mächtigen Moränendecke.

Die Bündnerschiefer der Grava-Decke, die Sedimente der Peidener Schuppenzone und der Scopi-Zone sowie die autochthone Sedimenthülle des Gotthard-«Massivs» (Greina-Lumbrein-Trias und «Trias von Obersaxen») wurden von Prof. W. Nabholz und seinen Schülern U. Etter, R. Wyss und H.-J. Ziegler aufgenommen. Die Kartierung des Ilanz-Verrucanos erfolgte im Zuge der Untersuchung der Kupfer- und Uranvorkommen bei Affeier durch T. Staub. Das am Westrand des Kartenblattes unter die Sedimente abtauchende Kristallin des Gotthard-«Massivs» wurde von W. Fehr im Rahmen seiner Dissertation untersucht.

Die kartographische Bearbeitung des Kartenblattes Ilanz lag in den Händen von Monika Etter-Seitz (Orell Füssli Kartographie AG, Zürich) und Remo Trüssel (Landesgeologie, swisstopo). Die wissenschaftliche Review wurde von der Schweizerischen Geologischen Kommission koordiniert. Die Kommentare von Prof. A. Pfiffner, Prof. A. Berger und Prof. Max Maisch lösten angeregte Diskussionen insbesondere bezüglich Nomenklatur und Stellung der auf der Karte ausgeschiedenen Einheiten aus. Weitere wertvolle Anregungen und Beobachtungen wurden von Dr. M. Weh, Prof. S. Schmid, Dr. T. Lardelli und Dr. P. Hartmann beige-steuert. H. Luginbühl und C. Brodmann sei speziell für ihre Hinweise auf die Mineralien-funde im vorliegenden Gebiet und bezüglich der Rutschmasse südlich von Riein und R. Caduff für die Lokalisierung des Kalkofens bei Flond und des Eschersteins bestens gedankt.

Die Geologische Landesaufnahme dankt den Autoren U. Etter, T. Staub, R. Wyss und H.-J. Ziegler bestens für ihre wertvolle Arbeit. Ebenfalls danken möchten wir M. Rose-Bergamin (Amt für Landwirtschaft und Geoinformation des Kt. Graubünden) und Dr. J. Rageth (Archäologischer Dienst Graubünden) für die zu Verfügung gestellten hydrogeologischen und archäologischen Daten. In unseren Dank eingeschlossen seien auch alle übrigen Personen, die in irgend einer Weise zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

ZUSAMMENFASSUNG

In der nordwestlichen und südwestlichen Ecke des Kartenblatts Ilanz sind Gesteine des Gotthard-«Massivs» aufgeschlossen. Neben Schiefen und Gneisen des kristallinen Grundgebirges stehen hier ausgedehnte Überreste der autochthonen triassischen Sedimentbedeckung sowie wenige kleine ?Liasreste («Lias von Meierhof» und «Lias von Surin») an. Die steilen Talflanken des Vorderrheintales gewähren Einblick in einen alten Permokarbon-Trog, der neben konglomeratischem Verrucano auch einen hohen Anteil an Tuffiten und vulkanischen Ergussgesteinen enthält sowie lokale Kupfer- und Uranerzvorkommen aufweist.

Die Scopi-Zone mit ihren bündnerschieferähnlichen, süd- bis ultrahelvetischen Schieferserien («Stgir-, Inferno- und Coroi-Serie») bildet die nächsthöhere tektonische Einheit. Sie wird im vorliegenden Gebiet durch ein über 1000 m mächtiges, flach- bis mittelsteil nach Südosten einfallendes Schichtpaket repräsentiert, das den Verkehrtshenkel einer grossen, über dem Gotthardkristallin zusammengeschobenen Deckfalte darstellt. Deren Normalschenkel ist grösstenteils weg-erodiert. Die übriggebliebenen Relikte finden sich im höheren Teil der Peidener Schuppenzone, die sich dem Glenner entlang zieht. Die in dieser Schuppenzone entspringenden Thermalquellen von Peiden Bad brachten schon früh den Tourismus ins Lugnez.

Der Südostteil des Kartenblatts wird von Bündnerschiefern der Grava-Decke eingenommen. Diese Decke grenzt mit der penninischen Basisüberschiebung und der sog. «Grenztrias» an die unterliegende Peidener Schuppenzone. Innerhalb der Bündnerschiefer lassen sich zwei Grossstrukturen, die Lunschania-Antiform und die Valzeina-Synform, auskartieren. Die Lunschania-Antiform, deren Kern durch die ebenfalls aus Bündnerschiefern bestehende Zone Piz Terri-Lunschania gebildet wird, lässt sich gegen Osten bis ins Prättigau verfolgen. Eine lithostratigraphische Gliederung der Grava-Decke konnte im vorliegenden Gebiet nur ansatzweise durchgeführt werden. Die Bündnerschiefer waren Teil eines Akkretionskeiles, der im Zuge der Subduktion der europäischen Platte im Bereich des Walliser Trogos entstanden ist. Die damit einhergehende HP/LT-Metamorphose (mit dem Indexmineral Karpholith) konnte auf 40–43 Mio. J. datiert werden. Die Temperaturen und Drücke lagen dabei bei ca. 350–400 °C und 1,2–1,4 GPa. Nach einer isothermalen Dekompressionsphase mit einer damit gekoppelten retrograden grünschieferfaziellen Metamorphose setzte ab ca. 19 Mio. J. die «lepontische Metamorphose» ein.

Die dicht besiedelte Westflanke des Val Lumnezia ist grossräumig und tiefgründig versackt (Lugnezer Schiefersackung) und bewegt sich teilweise mit über 6 cm/Jahr talwärts. Der dem Fuss dieser Sackung entlang fliessende Glenner (Glogn) aktiviert diese Sackungsmasse stetig. Auch die Westflanke des Safientals bewegt sich grossräumig, ist aber nur dünn besiedelt.

RÉSUMÉ

Les coins nord-ouest et sud-ouest de la feuille Ilanz sont occupés par des roches du «massif» du Gothard. A côté des schistes et gneiss du socle cristallin, on y trouve des restes important de la couverture sédimentaire autochtone triasique ainsi que quelques petits affleurements de Lias («Lias de Meierhof» et «Lias de Surin»). Les versants escarpés de la vallée du Rhin antérieur permettent de voir l'intérieur d'un ancien fossé vieux permocarbonifère, avec un Verrucano conglomératique associé à des tuffites et des roches effusives ainsi que des occurrences locales de cuivre et d'uranium.

Au-dessus du cristallin du Gothard, la zone de Scopi forme le flanc inverse d'un gigantesque pli. Cette zone contient une série de couches appartenant au domaine sud- à ultrahelvétique, mais semblables aux schistes lustrés grisons («Bündnerschiefer»: «séries de Stgir, d' Inferno- et de Coroi»), d'une puissance de plus que 1000 m et plongeant de 25 à 45° vers le SE. Le flanc normal de ce plis est en grande partie érodé. Les restes se trouvent dans la partie supérieure de la zone d'écaillés de Peiden, qui affleure le long du Glogn (Glennner). Les sources thermales de Peiden Bogn, jaillissant de cette zone, attirent depuis longtemps de nombreux touristes.

Toute la partie sud-est de la feuille est composée de schistes lustrés de la nappe de Grava. Celle-ci repose sur la zone d'écaillés de Peiden par l'intermédiaire du chevauchement pennique basal et d'une bande de Trias («Grenztrias»). Dans cette nappe, deux grandes structures ressortent à l'échelle de la carte: l'antiforme de Lunschania et la synforme de Valzeina. Le premier possède un noyau de schistes lustrés appartenant à la zone du Piz Terri-Lunschania et se poursuit vers l'est jusqu'au Prättigau. Sur le territoire de la feuille Ilanz, la subdivision lithostratigraphique de ces schistes lustrés n'a pu être que rudimentaire. Ces roches appartiennent à un prisme d'accrétion, formé durant la subduction de la plaque européenne dans la région du sillon valaisan. Le métamorphisme HP/LT accompagnant ce processus (avec la carpholite comme minéral index), est daté de 40–43 Ma. La température y a atteint 350–400 °C et la pression 1,2–1,4 GPa. Le «métamorphisme lépontin» a démarré il y a 19 Ma environ, après une phase de décompression isotherme associée à un métamorphisme retrograde en faciès schiste vert.

Le versant ouest du Val Lumnezia, avec ses nombreux villages, présente un vaste et profond tassement (Lugnezer Schiefersackung) et se déplace en partie de plus de 6 cm/a vers l'aval. La rivière Glennner (Glogn), coulant le long du pied de ce versant, l'érode continuellement et active ainsi le tassement. Le flanc ouest du Safiental est aussi largement en mouvement, mais il n'est guère peuplé.

RIASSUNTO

Gli angoli nord-ovest e sud-ovest del foglio Ilanz sono occupati da rocce appartenenti al «massiccio» del Gottardo. Accanto ai scisti e agli gneiss del basamento cristallino, si trovano dei resti importanti della copertura sedimentaria triassica autoctona e alcuni piccoli affioramenti di Liassico («Liassico di Meierhof» e «Liassico di Surin»). I versanti ripidi della valle del Reno anteriore permettono di osservare l'interno di una vecchia fossa del Permo-Carbonifero, la quale presenta un Verrucano conglomeratico associato a tufiti e rocce effusive con occorrenza locale di rame e uranio.

Sopra al cristallino del Gottardo, la Zona di Scopi costituisce il fianco inverso di una grande piega. Questa zona contiene una serie di strati appartenenti al dominio sud- a ultraelvetico, simili ai Bündnerschiefer («Serie di Stgir, dell'Inferno e di Coroi») con uno spessore superiore a 1000 m e inclinato di 25–45° verso SE. Il fianco normale di questa piega è in gran parte eroso. I resti si trovano nella parte superiore della zona imbricata di Peiden che affiora lungo il Glogn (Glennner). Le acque termali di Peiden Bogn che sgorgano in questa zona attirarono i primi turisti nella valle di Lumnezia.

Tutta la parte sud-est del foglio è composta di calcescisti della falda di Grava, la quale è sovrapposta alla zona a scaglie di Peiden tramite il sovrascorrimento basale del dominio pennidico e una banda di Triassico («Grenztrias»). In questa falda due grandi strutture risaltano alla scala della carta: l'antiforma di Lunschania e la sinforma di Valzeina. La prima possiede un nucleo di calcescisti appartenenti alla Zona del Piz Terri-Lunschania e si estende verso est fino al Prättigau. Sul territorio del foglio Ilanz, la suddivisione litostratigrafica della falda di Grava non ha potuto essere che rudimentale. Queste rocce appartengono a un prisma d'accrezione formato durante la subduzione della placca europea nella zona della fossa vallesana. Il metamorfismo HP/LT che accompagna questo processo (con la carfolite come minerale-indice) è datato a 40–43 Ma. Il picco metamorfico ha raggiunto delle temperature di 350–400 °C e delle pressioni di 1,2–1,4 GPa. Il «metamorfismo leontino» è cominciato circa a 19 Ma, dopo una fase di decompressione isoterma associata a un metamorfismo retrogrado in facies a scisti verdi.

Il versante ovest della valle Lumnezia con i suoi numerosi villaggi presenta uno scoscendimento esteso e profondo (Lugnezer Schiefersackung) che si muove in parte a più di 6 cm/anno verso valle. Il fiume Glennner (Glogn) che corre ai piedi di questo versante ne provoca un'erosione continua attivandone il movimento. Il fianco ovest della valle di Safiental è anch'esso ampiamente in movimento, ma questa zona è poco popolata.

ABSTRACT

In the northwestern and southeastern corners of the Atlas sheet Ilanz rocks of the Gotthard «massif» are outcropping. In addition to schists and gneisses of the crystalline basement extensive remains of the autochthonous Triassic sedimentary cover as well as a few small Liassic outcrops («Lias of Meierhof» and «Lias of Surin») are found. The steep walls of the Valley of the Anterior Rhine permit insight into an ancient Permo-Carboniferous trough, which contains Verrucano conglomerates associated with a large amount of tuffites and effusive volcanic rocks and exhibits local occurrences of copper and uranium ores.

Above the Gotthard «massif», the Scopi Zone forms the overturned limb of a huge fold. This zone contains metasediments similar to the Bündnerschiefer but belonging to the South- and Ultrahelvetic realm («Stgir-, Inferno- and Coroi-Series»). The sedimentary stack is >1000 m thick and dips 25–45° towards SE. Extensive erosion affected the normal limb of this fold. Its remains are found in the upper part of the Peiden thrust slices (Peidener Schuppenzone), which outcrops along the Glenner (Glogn) River. For a long time tourists have been attracted to Lugnez by the thermal spring water of Peiden Bogn, which rises from these thrust slices.

The entire southeastern part of the map sheet comprises the Bündnerschiefer of the Grava nappe. This nappe borders the Penninic Basal Thrust and the «Grenztrias» on the underlying Peiden thrust slices. Two large-scaled structures within the Bündnerschiefer can be mapped: the Lunschania antiform and the Valzeina synform. The Lunschania antiform contains a core of Bündnerschiefer originating from the Zone Piz Terri-Lunschania and can be followed eastward to the Prättigau. Within the area of the map sheet, only a rudimentary lithostratigraphic subdivision of the Grava nappe could be established. The Bündnerschiefer were part of an accretionary prism, which was formed in the Valais belt during the subduction of the European plate. Dating of the HP/LT metamorphism accompanying this process (with carpholite as the index mineral) shows an age of 40–43 Ma. The corresponding temperature and pressure reached approximately 350–400°C and 1,2–1,4 GPa, respectively. About 19 Ma ago the «Leontine metamorphism» began, following a phase of isothermal decompression associated with a retrograde metamorphism of green schist facies.

The western flank of Val Lumnezia, with its numerous villages, is part of a vast and deep slab slide (Lugnezer Schiefersackung) and moves in part with velocities of over 6 cm/year towards the valley. The Glenner (Glogn) River flowing along the toe of this slab slide, activates the slide continuously. Large-scale movement also affects the western flank of the Safiental, but this valley is only sparsely populated.

EINLEITUNG

Geografischer Überblick

Der Nordrand des Atlasblattes Ilanz deckt sich in etwa mit der Linie Breil/Brigels–Ilanz–Turisch. Die Ostgrenze zieht vom Turischtobel über das Oberhorn durch die westliche Flanke des Safientals bis zur Rabiusa, die ca. 1,5 km südwestlich von Safien Platz gequert wird. Dieser Punkt bildet die Südostecke des Kartenblattes. Die Südgrenze verläuft von hier quer zum Safiental, Val Uastg, Valser Tal und Lugnez bis ins Val Miedra. Die Westgrenze schliesslich folgt ungefähr dem Ostrand des Val Gronda.

Das Atlasblatt wird durch das in südwest-nordöstlicher Richtung verlaufende Haupttal, das Lugnez resp. Val Lumnezia, zweigeteilt. In der westlichen Hälfte stellt der zwischen Vorderrheintal und Lugnez aufragende und vom Um Su über den Piz Sezner zum Piz Mundaun verlaufende Bergkamm die Haupterhebung dar. In der östlichen Blatthälfte dominiert der Camaner Grat und seine nördliche Fortsetzung mit den Gipfeln des Piz Signina, des Piz Fess und des Piz Rein das Gebirgsrelief. Dieser Grat bildet die Wasserscheide zwischen dem Lugnez und dem Safiental. Der Piz Fess stellt mit seinen 2880 m den höchsten Punkt des Kartenblattes dar. Der tiefste Punkt (knapp 700 m ü. M) liegt bei Ilanz. Rund die Hälfte des gesamten Gebietes ist bewaldet.

Geologisch-tektonischer Überblick

Tektonisch sind auf dem Kartenblatt und seiner Umgebung vom Liegenden zum Hangenden folgende Einheiten zu unterscheiden (vgl. Tektonische Übersicht):

- Das *Aar-Massiv* mit seinen beiden Kristallinrücken (Punteglias- und Trunser Teilmassiv), die wenig ausserhalb des Blattes gegen NE unter die Verrucano-Sedimente der Cavistrau-Decke und das Tavetscher Zwischenmassiv eintauchen.
- Das *Tavetscher Zwischenmassiv*, dessen Kristallin mitsamt dem überlagernden Permokarbon stark zerschuppt ist (Zonen von Panix und Andiastr von WYSSLING 1950). Der «Glarner Verrucano» stammt aus einem Permokarbon-Trog, der ursprünglich den Raum zwischen Aar-Massiv und Gotthard-«Massiv» eingenommen hat (TRÜMPY 1999) und im Zuge der Verschluckung des Tavetscher Zwischenmassivs ausgequetscht und längs der Glarner Hauptüberschiebung auf das nördliche Vorland überschoben wurde. Dieser «Glarner Verrucano» setzt sich gegen Westen in die Naht zwischen Aar-Massiv

und Tavetscher Zwischenmassiv fort. Das Tavetscher Zwischenmassiv bildet die äusserste Nordwestecke des Blattes Ilanz, ist hier allerdings vollständig von Moräne überdeckt.

- Das *Gotthard-«Massiv»* und seine autochthon-parautochthone Sedimentbedeckung, die rund die Hälfte des vorliegenden Kartenblattes einnehmen. Das Kristallin umfasst sowohl Paragneise als auch Migmatit- und Orthogneise und ist innerhalb des kartierten Gebietes mehrheitlich von Sedimenten bedeckt. Es handelt sich einerseits um die mehr oder weniger autochthone Triasbedeckung (Greina-Lumbrein-Trias und «Trias von Obersaxen») des «gotthardmassivischen» Kristallins und wenige Lias-Reste sowie andererseits um vulkanogene Permokarbonsedimente (sog. Ilanz-Verrucano). Letztere sind beidseitig des Vorderrheintales aufgeschlossen und lassen sich in die Waltensburger Schuppe (unten) und die Ilanzer Schuppe (oben) aufgliedern. Auf diesen beiden Verrucanoschuppen liegt westlich von Brigels die Trias von Schlans. Die nördlich von Schnaus gelegene Triasklippe von A. Muota stellt ein Äquivalent dazu dar. Der Ilanz-Verrucano liegt über der Glarner Hauptüberschiebung und setzt sich gegen Westen in die Garvera-Zone fort (s. auch Erläuterungen zum Atlasblatt Oberalppass).

Die Greina-Lumbrein-Trias und die «Trias von Obersaxen» werden von den jurassischen Sedimenten der Scopi-Zone überlagert, die dem Süd- bis Ultrahelvetikum zugerechnet werden. Nach heutiger Auffassung (BAUMER et al. 1961, ETTER 1987 u.a.) stellt diese Zone eine Verkehrtserie und nicht, wie ursprünglich angenommen (NABHOLZ & VOLL 1963), die normalliegende, «gotthardmassivische» Sedimentbedeckung dar (siehe Diskussion später im Text). Die mehrheitlich schieferigen Gesteine dieser Zone bilden den süd-östlichen Talhang des Lugnez, welcher zwischen Lumbrein und Cumbels grossräumig versackt ist (ZIEGLER 1982). Die meist auf der rechten Seite des Glenner's gelegene Peidener Schuppenzone trennt die Scopi-Zone von den südöstlich anschliessenden Bündnerschiefern der Grava-Decke.

- Die *Grava-Decke*, die mit der sog. «Grenztrias», die sich praktisch überall an der Basis der mächtigen Bündnerschieferserie findet, einsetzt. Sie bildete ursprünglich die nördliche Fortsetzung der Tomül-Decke (s. Bl. Vals) und umfasst auch die sog. «Lugnezer Schiefer» (s. unten). Die Bündnerschiefer der Grava-Decke bilden eine grosse Antiform sowie eine nördlich daran anschliessende Synform (PROBST 1976, STEINMANN 1994). Den Kern der Antiform (sog. Lunschania-Antiform) bilden die eingefalteten Bündnerschiefer der *Zone Piz Terri-Lunschania*. Alle diese tektonischen Einheiten werden dem Unterpeninikum zugerechnet.

Besonders erwähnenswert ist ferner der knapp ausserhalb des Kartenblattes gelegene Flimser Bergsturz, dessen Sturzmasse eine Fläche von rund 40 km² bedeckt und der vor ca. 7500 Jahren v. Chr., nach dem Zurückschmelzen des

Vorderrhein-Gletschers, niedergegangen ist (IVY-OCHS et al. 2005, POSCHINGER et al. 2006, DEPLAZES et al. 2007). Wie die Deltaschüttungen des Glenners bei Sevgein (s.S.47f.) erkennen lassen, lag der Seespiegel des durch den Bergsturz aufgestauten «Ilanzer Sees» während längerer Zeit auf 800–820 m ü.M. (HEIM 1883, ABELE 1974). Kurzfristig wurde gar eine Stauhöhe von 900–930 m ü.M. erreicht (POSCHINGER 2006).

Nomenklatorisches

Im nördlichen Teil des vorliegenden Kartenblattes wurden von den früheren Bearbeitern diverse lokale Einheiten und Zonen ausgeschieden, die im vorliegenden Text nicht mehr oder in einem abgeänderten Sinne verwendet werden:

Zone von Obersaxen: Die von WYSSLING (1950) definierte Zone von Obersaxen umfasst neben dem Ilanz-Verrucano der Waltensburger und der Ilanzer Schuppe auch die «Trias von Obersaxen», die eine eigenständige Einheit darstellt (s.unten). Der Begriff der «Zone von Obersaxen» wird daher nicht mehr gebraucht.

Trias von Obersaxen: Die sog. «Trias von Obersaxen» erstreckt sich vom Schlettertobel im Westen bis an den Glenner im Osten. Neben Dolomit und Rauwacke sind auch mächtigere Quartenschieferpakete an ihrem Aufbau beteiligt. Wie neuere Untersuchungen gezeigt haben (ETTER 1987), bildet diese Trias zusammen mit der Greina-Lumbrin-Trias eine nahtlos zusammenhängende Einheit, die die ursprüngliche, mesozoische Sedimentbedeckung des Gotthard-Kristallins darstellt. Der informelle Name «Trias von Obersaxen» ist aber praktisch, wenn es darum geht, die Kontaktverhältnisse zum Verrucano und zur Scopi-Zone zu beschreiben. Er wurde daher zu diesem Zweck beibehalten.

Ilanz-Verrucano und «Ilanzer Verrucano auct.»: Der von WEBER (1924), WYSSLING (1950) und STAUB (1983) auf Blatt Ilanz auskartierte «Ilanzer Verrucano» beschränkte sich auf die brekziösen und konglomeratischen Verrucano-Sedimente innerhalb der Ilanzer Schuppe. Auf der vorliegenden Karte wird dieser Verrucano als «Ilanzer Verrucano auct.» bezeichnet. Für die Gesamtheit der im vorliegenden Gebiet auftretenden Verrucano-Ablagerungen, d.h. inklusive der vulkanoklastischen Sedimente und des «Waltensburger Verrucanos», wird der Term Ilanz-Verrucano verwendet.

Ruinās-Sandsteine: Diese Einheit bildet oberhalb von Panix eine bis 200 m mächtige Abfolge mit feingeschichteten Sandsteinen und Quarzporphyren, grauen Tonschiefern und hellen Serizitschiefern (WYSSLING 1950). Die auf der vorliegenden Karte innerhalb der Waltensburger Schuppe ausgeschiedene Einheit **p_{ph}** dürfte das Äquivalent dieser Ruinās-Sandsteine darstellen.

Buntgefleckte bzw. bunte Verrucano-Schiefer: STAUB (1983) verwendet diesen Namen für bunte, weitgehend geröllfreie Schiefer, die an der Basis des «Ilanzer Verrucano auct.» liegen. WYSSLING (1950) beschreibt im Verrucano des vorliegenden Gebietes ebenfalls «Bunte Schiefer», jedoch in einer anderen stratigraphischen Lage. Da der Name zudem wenig prägnant ist, wird er fallengelassen.

Spatkalk von Rueun: Innerhalb der Grünschiefer der Waltenburger Schuppe findet sich südöstlich von Rueun, bei Koord. 730.760/181.670, auf 840 m ü. M., ein ca. 2 m hoher und wenige Meter breiter, leicht aus dem Hang heraustretender Spatkalkblock (?Lias). WYSSLING (1950) spricht von einer im steilen Wald gelegenen Zone eines tektonisch in mannshohe Linsen aufgelösten Kalkes. Anlässlich einer Begehung konnte jedoch nur eine einzelne «Linse» beobachtet werden. Dieselbe wird als Erratiker interpretiert und ist auf der Karte daher nicht mehr als Aufschluss sondern als blaues Kreuzchen eingetragen.

Quarzitischer Verrucano: FEHR (1956) unterschied im Gebiet westlich von Lumbrin zwischen «Quarzitischem Verrucano» (Perm) und «Basisquarzit bis -arkose» (Trias). Er vermutete aber schon damals aufgrund des weitgehend übereinstimmenden Mineralbestands, dass beide Einheiten gleichaltrig sein könnten. Auf der vorliegenden Karte wurden diese beiden Einheiten nun neu als Mels-Formation ausgeschieden (s. auch NABHOLZ 1948, S. 252f. und JUNG 1963, S. 690f.).

«Lugnezer Schiefer»: Die nördlich der Zone Piz Terri-Lunschania gelegenen Bündnerschiefer galten lange Zeit als selbständige Einheit. Neuere Untersuchungen (z.B. STEINMANN 1994) haben aber gezeigt, dass dieselben zur Grava-Decke gehören. Dieser Name wird deshalb nur noch zur Erklärung der historischen Zusammenhänge gebraucht.

In mehreren Fällen hängt die Namensgebung und die Zuweisung zu Ablagerungsräumen bzw. tektonischen Bereichen von konzeptuellen Annahmen ab:

Gotthard-«Massiv»: Das Gotthard-«Massiv» stellt einen allochthonen Gebirgskörper dar und kann als rückgefaltete Kristallindecke (MILNES 1974) aufgefasst werden. BERGER et al. (2007) sprechen denn auch von einer Gotthard-Decke. Bei der vorliegenden Kartenlegende wird der Deckencharakter dieses «Massivs» durch das Setzen von Anführungs- und Schlusszeichen zum Ausdruck gebracht. Dies steht in Einklang mit der Legende der Tektonischen Karte der Schweiz 1: 500 000. Beim Tavetscher Zwischenmassiv und beim Aar-Massiv, deren Deckencharakter weniger ausgeprägt ist, wird die ursprüngliche Schreibweise beibehalten.

Scopi-Zone: Für die einen sind die Sedimente der Scopi-Zone von parautochthoner (BAUMER 1964, FREY 1967, JUNG 1963, TRÜMPY 1999), für die andern von allochthoner Natur (ETTER 1987, PFIFFNER 2009). Damit verbunden ist die Frage, ob weiterhin von einer Scopi-Zone oder besser von einer Scopi-Decke gesprochen werden soll. Auf Blatt Ilanz wird an der althergebrachten Bezeichnung und Zuord-

nung festgehalten, d.h. die Sedimente der Scopi-Zone werden als parautochthones «gotthardmassivisches» Mesozoikum aufgefasst. Die Sedimente der Peidener Schuppenzone sind ebenfalls dem Gotthard-«Massiv» zugeordnet. Wie neuste Resultate zeigen, ist es aber möglich, dass diese Sedimente südlich des Gotthard-«Massivs», im Bereich der Lucomagno-Decke, abgelagert worden sind (WIEDERKEHR et al. 2006).

Süd- und ultrahelvetischer Ablagerungsraum: In Anlehnung an die paläogeographischen Rekonstruktionen von PROBST (1980), TRÜMPY (1999) und KEMPF & PFIFFNER (2004) werden die Sedimente der Scopi-Zone und der Peidener Schuppenzone dem süd- bis ultrahelvetischen Ablagerungsraum zugewiesen. Die südlich der penninischen Basisüberschiebung einsetzenden Bündnerschiefer der Grava-Decke und der Zone Piz Terri-Lunschania wurden im unterpenninischen Ablagerungsraum sedimentiert.

Infrahelvetikum: Die Glarner Hauptüberschiebung bildet im Osten der Schweiz die Grenzfläche zwischen dem Helvetikum bzw. den helvetischen Decken (oben) und dem Infrahelvetikum (unten). Letzteres umfasst kristallines Grundgebirge und die darauf lagernden autochthon-parautochthonen Sedimente. Die Cavistrau-Decke, die Sedimentschuppen des zentralen Aar-Massivs und das Kristallin des Aar-Massivs liegen eindeutig unter der Glarner Hauptüberschiebung. Dem entsprechend sind diese tektonischen Einheiten auf dem tektonischen Übersichtskärtchen dem Infrahelvetikum zugewiesen.

STRATIGRAPHIE

SÜD- BIS ULTRAHELVETIKUM

GOTTHARD-«MASSIV» (INKL. SEDIMENTBEDECKUNG)

Das tiefste tektonische Stockwerk auf dem Kartenblatt Ilanz bilden die Gesteine des Gotthard-«Massivs» und dessen autochthon-parautochthone Sedimentbedeckung. Folgende Einheiten können unterschieden werden:

- die Peidener Schuppenzone
- die Scopi-Zone
- die mesozoischen Sedimente («Trias von Obersaxen» und Greina-Lumbrein-Trias, «Lias von Surin» und «Lias von Meierhof »)
- das kristalline Grundgebirge
- der permische Verrucano der Waltensburger und der Ilanzer Schuppe.

Kristalline Gesteine des Gotthard-«Massivs» treten in der SW-Ecke des Blattes und am westlichen Blattrand auf. Im Norden werden sie vom Ilanz-Verrucano überlagert (s. S. 15). Dieser setzt sich nach Westen in das Permokarbon der Garvera-Zone fort, die die nördliche Sedimentbedeckung des Gotthard-«Massivs» repräsentiert. Unter dem Begriff «Permokarbon» werden dabei diejenigen Gesteine verstanden, die über sicherem polymetamorphem Altkristallin und unter eindeutiger Trias abgelagert worden sind.

Im Gebiet westlich der Alp Nova und der Alp da Lumbrein findet sich im Liegenden der Trias nur noch geringmächtiger «quarzitischer Verrucano», der allmählich in Quarzite und Arkosen der Trias übergeht (FEHR 1956). Dieser «quarzitische Verrucano» wurde auf der vorliegenden Kartierung, wie erwähnt, der Mels-Formation zugewiesen.

Das Kristallin ist in der SW-Ecke des Blattes von autochthoner Trias, der sog. Greina-Lumbrein-Trias, überlagert. Diese geht gegen Nordosten nahtlos in die «Trias von Obersaxen» über. Diese Trias zeichnet sich durch eine grosse Mächtigkeit aus, was auf Aufschuppungen zurückgeführt werden kann (s. Tafel I). Am Kontakt zwischen dem «Ilanzer Verrucano auct.» und der «Trias von Obersaxen» finden sich an verschiedenen Stellen eingeschuppte Lias-Späne (WYSSLING 1950), die die ursprüngliche Bedeckung der Trias repräsentieren dürften.

Die Lias/Dogger-Sedimente der auf die Trias aufgeschobenen Scopi-Zone sind parautochthoner Natur und weisen inverse Lagerung auf. Die überlagernde Peidener Schuppenzone beinhaltet die gleichen Gesteinsserien wie die Scopi-Zone. Die darin eingeschuppten Triaslamellen erlauben die Abgrenzung einer

Pianca- und einer Forca-Zone sowie mehrerer interner Schuppen (JUNG 1963, FREY 1967, ETTER 1987).

Ilanz-Verrucano

Die im Norden des Atlasblattes Ilanz anstehenden Verrucano-Gesteine enthalten einen beträchtlichen Anteil an Tuffiten und vulkanischen Ergussgesteinen (Effusiva). Sie hängen direkt mit dem Permokarbon der Garvera-Zone zusammen, die dem nördlichen Rand des Gotthard-«Massivs» entlangstreicht und dessen autochthone Sedimentbedeckung darstellt.

Die Waltensburger Schuppe *sensu* WYSSLING (1950) ist aus folgenden lithologischen Einheiten aufgebaut (von unten nach oben):

- Anthrazit führendes Karbon (nur ausserhalb des Bl. Ilanz aufgeschlossen)
- Grünschiefer, mit spilitischen und tuffitischen Einschaltungen. Übergänge in $\pm$ stark verschieferte Sandsteine, Tuffite und sandige Phyllite. Lokale Tuffitkonglomerate
- Grünlicher Quarzit, z.T. Feldspat führend
- Grünliche Serizitgneise und -schiefer, lokal tuffitisch
- «Waltensburger Verrucano» (Metarhyolith)
- Graue bis leicht rötlich-grünliche Verrucanoschiefer

Die darüber liegende Ilanzer Schuppe umfasst die folgenden lithologischen Einheiten (von unten nach oben):

- «Ilanzer Verrucano auct.»
- «Knötchenschiefer» von Meierhof

Die Grenze zwischen der Waltensburger Schuppe (unten) und der Ilanzer Schuppe (oben) verläuft gemäss WYSSLING (1950) im Liegenden des «Ilanzer Verrucano auct.», während STAUB (1983, Fig. 4) die Grenze stratigraphisch tiefer legt. Auf der vorliegenden Karte ist die Schuppengrenze nach Wyssling eingezeichnet. Im Folgenden werden die aufgelisteten Einheiten beschrieben.

p_{sp} Grünschiefer, mit spilitischen und tuffitischen Einschaltungen

Es handelt sich um grau bis bräunlich anwitternde, im frischen Bruch dunkelgrau-blaue bis grüne, z.T. phyllitische Verrucanoschiefer. Die grüne Färbung der dunklen Varietäten stammt vorwiegend vom Chlorit. Im Bruch sind makroskopisch kleine Quarzklasten und 2–3 mm grosse Feldspäte zu erkennen. Der Mineralgehalt umfasst Quarz (10–20%), Chlorit (20–50%), Serizit (5–10%), Albit (15–30%), Alkalifeldspat (5–15%) und Karbonat (10–20%).



Fig. 1: Tuffit-Konglomerat östlich der Station Rueun.

Die Mächtigkeit beträgt bis zu 80 m. Es konnte jedoch nicht schlüssig beurteilt werden, wie gross der Anteil an vulkanischem Material (Effusiva, Pyroklastika) ist, da diese Einschaltungen meist nur in blank polierten Bachaufschlüssen oder in frischen Abbrüchen mit Sicherheit erkannt werden können. Grössere Aufschlüsse dieser Grünschiefer finden sich gegenüber der Bahnstation Rueun und längs der Strasse Rueun–Tavanasa, auf Höhe der Koord. 727.000.

p_{ph} Wechsellagerung von ± stark verschieferten Sandsteinen, Tuffiten und sandigen Phylliten, lokal mit Tuffit-Konglomeraten

Diese stark heterogene Einheit mit schiefrigen bis phyllitischen Sandsteinen und Tuffiten bildet sowohl unmittelbar unter als auch direkt über dem Grünschieferkomplex (**p_{sp}**) über grössere Distanz durchziehende, 20–30 m mächtige Horizonte. Die Gesteine wittern grau bis schwarz oder rostig braun an und besitzen im frischen Bruch eine schwarzgraue, grau-grüne bis violettgrüne Färbung. Besonders



Fig.2: Tuffitische Einlagerungen innerhalb von schiefrigen Sandsteinen
(Aufschluss im Tobel des St. Petersbachs).

serizitreiche Varietäten sind hellgrün gefärbt. Die Hauptgemengteile sind meist Serizit (25–80%), Quarz (15–35%) und Chlorit (15–35%). Als Nebengemengteile treten Albit (5–15%), Karbonat (5–20%) und Epidot (bis 10%) auf. Oft sind auch idiomorphe Pyrite zu beobachten. Alkalifeldspat konnte nur vereinzelt röntgenographisch nachgewiesen werden. Karbonat tritt in mm-dünnen, schieferungsparallelen Lagen und Linsen auf.

Besonders erwähnenswert sind die an mehreren Stellen beobachtbaren Tuffit-Konglomerate (Fig. 1) mit dacitischen und andesitischen Geröllen. Gute Aufschlüsse dieser Konglomerate finden sich ca. 400 m östlich der Brücke von Rueun, am Fussweg Rueun–Flond auf ca. 960 m ü. M. sowie unterhalb von Crap Leller (bei ca. Koord. 726.900/180.580). Die grau-grünlichen und bräunlichen, stark gelängten Komponenten sind cm- bis dm-gross und schwimmen in einer dunkelgrauen, feinkörnigen Matrix aus Quarz, Albit, Serizit, Chlorit und Karbonat. Vereinzelt finden sich auch eckige Komponenten. STAUB (1983) beobachtete Komponenten

- mit sehr feinkörniger Matrix aus Quarz, Serizit und opaken Mineralien sowie Chlorit in kleinen Nestern.
- mit feinkörniger Matrix aus Quarz, Serizit und wenig Chlorit, reich an opaken Mineralien sowie mit $\pm$ idiomorphen, stark serizitisierten Albit-Einsprenglingen.
- mit feinkörniger, erzimprägnierter Matrix, reich an zersetzten Albiten und mit grossen Chloritnestern.
- mit sehr feinkörniger Matrix aus viel Chlorit und wenig Serizit sowie idiomorphen Albiteinsprenglingen und Kalzit.
- mit feinkörniger, chloritreicher Matrix und sehr zahlreichen Albit-Einsprenglingen, die Einschlüsse von Epidot enthalten.

p Grünlicher Quarzit, z.T. Feldspat führend

Südwestlich von Waltensburg steht an beiden Talhängen des Vorderrheintales auf ca. 900 m ü. M. massiger bis schwach gebänderter, gelblich-weiss anwitternder Serizitquarzit an. Dieser Quarzit grenzt im Hangenden an die grünlichen Serizitgneise und im Liegenden an die vorgängig beschriebene Wechselfolge von schiefrigen bis phyllitischen Sandsteinen und Tuffiten. Das Gestein ist im frischen Bruch lauchgrün und besteht meist aus Quarz (80–90%) und feinverteilter Serizit (10–20%). Feldspat tritt nur lokal hinzu. Es dürfte sich um metamorphe Quarzsandsteine und Arkosen handeln, die ebenfalls dem Verrucano zugerechnet werden.

p_g Grünliche Serizitgneise und -schiefer, mit vereinzelt Quarzgeröllen, lokal tuffitisch

Die blass-grünlich anwitternden Serizitgneise und -schiefer besitzen eine Mächtigkeit von 50–300 m und repräsentieren die Hauptlithologie innerhalb der Waltensburger Schuppe. Sie sind leicht mit dem «Ilanzer Verrucano auct.» zu verwechseln. Der Hauptunterschied bildet das weitgehende Fehlen von Kristallingeröllen in den Gneisen und Schiefern. Nur selten finden sich bis eigrosse Gerölle von beispielsweise Muskovitaplit. Auch fehlen die für den «Ilanzer Verrucano auct.» typischen dunkelgrau-violetten Hämatitschmitzen.

Hauptbestandteile dieses feinschichtig-schiefrigen bis teilweise massigen, grünlichen Verrucanos sind Quarz (30–45%), Albit (15–40%) und Serizit (30–35%). Der Karbonatanteil (Fe-haltiger Kalzit und Dolomit) kann bis 15% betragen. Akzessorisch tritt Epidot auf. Der Quarz baut zusammen mit dem Serizit die feinkörnige Grundmasse auf. Darin schwimmen bis mm-grosse rundliche bis eckige Quarzkörner und Albitkörner. Röntgenographisch konnte auch Alkalifeldspat und Chlorit nachgewiesen werden.

An mehreren Stellen konnten eine feine Schichtung und dünne Schiefer-einschaltungen sowie tuffitische Linsen und Schmitzen beobachtet werden. Ur-

sprünglich dürfte eine von Quarzsandsteinen und Arkosen dominierte Abfolge vorgelegen haben. Möglicherweise sind auch noch Metarhyolithe (Quarzporphyre) mitbeteiligt. Bei feinkörnigen Gesteinen lassen sich schiefrige «Quarzporphyre» aber kaum sicher von umgewandelten, ungleichkörnigen Sandsteinen unterscheiden.

p_{wv} Grauer Metarhyolith («Waltensburger Verrucano»), assoziiert mit Sandsteinen und Feinkonglomeraten mit Vulkanit- und Kristallinkomponenten

Südöstlich von Waltensburg sowie auf der gegenüber liegenden Talseite bei Koord. 728.420/180.605 finden sich schwach Biotit führende, grobsandige bis feinkonglomeratische Gesteine, die STAUB (1983) als «Grauer Verrucano» bezeichnet hat. Dieser besitzt eine typische graue bis graubraune Farbe und unterscheidet sich dadurch vom übrigen, mehrheitlich grünlich gefärbten Verrucano. Lokal sind jedoch ebenfalls blassgrüne Zwischenlagen vorhanden. Als Hauptgemengteile treten Quarz (20–30%), Serizit (10–20%), Alkalifeldspat (15–25%), Albit (10–25%) und Karbonat (10–20%) auf. Biotit ist, obwohl für die Farbe verantwortlich, von untergeordneter Bedeutung (ca. 5%). Neben opakem Erz (2–5%) tritt akzessorischer Chlorit und Zirkon auf. Gemäss WYSSLING (1950) handelt es sich beim «Waltensburger Verrucano» um einen Quarzporphyrkörper, der mit Feinkonglomeraten und Grobsandsteinen assoziiert ist.

p_s Grau-silbergrau bis leicht rötlich-grünlich gefärbte, feinkörnige Schiefer

Östlich des Valater Bachs sind auf der rechten Talseite des Vorderrheins über den Serizitgneisen «bunte» Verrucanoschiefer aufgeschlossen, die bis 50 m mächtig sein können. Neben grauen, silbergrauen, dunkelgrauen und blauvioletten sind auch grünliche, rötliche oder dunkelgrüne Tönungen zu beobachten. Typisch für diese Gesteine ist ferner eine ausgesprochene Schieferigkeit und ein durchwegs recht hoher Erzgehalt (Hämatit u.a.). Gerölleinschlüsse, wie sie für den «Ilanzer Verrucano auct.» typisch sind, fehlen fast gänzlich.

Es wurden folgende Mineralgehalte festgestellt: Quarz (35–65%), Serizit (30–45%), Albit (10–20%), Chlorit (5–15%), Karbonat (5–35%), Erz (bis 10%) sowie akzessorischer Turmalin und Zirkon. Alkalifeldspat fehlt in der Regel.

p_{iv} Meist blassgrüne, gneisartige Sandsteine und Konglomerate mit Kristallingeröllen, lokal schiefrig bis phyllitisch («Ilanzer Verrucano auct.»)

Die Hauptmasse der Verrucanogesteine auf dem Atlasblatt Ilanz wird durch den «Ilanzer Verrucano auct.» gebildet. Er ist nördlich des Vorderrheins im Gebiet Tschuppina–Flanz (bei Waltensburg) aufgeschlossen. Südlich desselben zieht er



Fig. 3: Tektonischer Kontakt zwischen Trias (oben) und Knötchenphylliten des Perms (unten) am linken Bachufer bei Valata.

als bis 200 m mächtiges Band vom westlichen Blatrand bis in die Gegend von Ilanz. Es wird vermutet, dass dieser Verrucano aus S oder SE geschüttet worden ist (WYSSLING 1950).

Der typische «Ilanzer Verrucano auct.» stellt ein meist deutlich geschiefertes, gneisartiges Konglomerat mit einer hellgrünen Matrix dar. Charakteristisch sind dunkelgraue bis rotviolette Flecken oder Schmitzen im mm- bis cm-Bereich. Die feinkörnige Matrix besteht aus Quarz und Serizit, mit darin eingeschlossenen, mm- bis cm-grossen, parallel zur Schieferung ausgewalzten Quarzlinsen. Darin eingestreut finden sich cm- bis kopfgrosse Quarzit-, Aplit-, Muskovitaplit-, Dacit-, Granit- und Gneisgerölle. Grobklastische Lagen wechseln mit sehr feinkörnigen. An verschiedenen Orten bilden Knötchenphyllite (Fig. 4) den obersten Teil des «Ilanzer Verrucanos auct.» (s. unten). Darüber folgt meist ein sehr heller, feinkörniger Quarzit mit rosa gefärbten Quarzkörnern, der die Basis der Dolomite und Rauwacken der Trias bildet. Der Übergang in die Trias lässt sich u.a. zwischen den beiden alten Brücken bei Valata und im Bachtobel von Surcuolm bei Clavaniev gut beobachten.



Fig. 4: Knötchenphyllite bei Valata (Koord. 729.480/180.380).

Der Mineralbestand umfasst Quarz (50–70%), Serizit (20–40%), Alkalifeldspat (10–20%), meist stark serizitisierten Albit (5–10%) sowie bis 20% Karbonat. Als Akzessorien treten Apatit, Zirkon, Orthit, Turmalin, Chlorit sowie Opake (Hämatit, Pyrit, Graphit) auf. Das Karbonat ist in der Grundmasse linsenförmig angehäuft. Es handelt sich um Fe-haltigen Kalzit und untergeordnet Fe-haltigen Dolomit. In die Matrix eingebettet sind porphyroklastische Feldspäte und Quarze.

Exakte Altersangaben sind nicht möglich, da im vorliegenden Gebiet bis heute keine Fossilien gefunden werden konnten.

p_M Überwiegend silbergraue bis grünliche Quarz-Serizitphyllite («Knötchenphyllit von Meierhof»)

In den westlich von Meierhof gelegenen Tobeln des St. Petersbaches und des Tscharbaches sind hell- bis silbergrau anwitternde Serizitphyllite aufgeschlossen, die z.T. hellgrüne, dunkelgraue und beige Tonschieferfetzen enthalten. Gleich-

artige Gesteine wurden auch in den Tobeln bei Valata und nördlich von Surcuolm beobachtet.

Millimetergrosse, rundliche Quarzkörner bilden auf den Schieferungsflächen charakteristische dunkle «Knötchen». Das Gestein ist sehr feinkörnig und enthält, im Gegensatz zum «Ilanzer Verrucano auct.», nur selten Gerölle und meist weniger als 5% Karbonat. Die Matrix ist feinkörnig und besteht aus Quarz, Serizit sowie etwas Kalzit und Erz. Akzessorien sind Chlorit und Turmalin. Darin eingebettet sind bis 2 mm grosse Quarz- und Albitkörner. Der Quarz weist teilweise Resorptionsbuchten auf, die auf einen vulkanischen Ursprung bzw. auf tuffitische Bildungen hindeuten.

Dieser «Knötchenphyllit von Meierhof» liegt immer über dem «Ilanzer Verrucano auct.». Der Übergang zwischen den beiden Einheiten vollzieht sich über wenige Meter Distanz. Gesteine mit ähnlichem Habitus sind auch nördlich des Vorderrheins anzutreffen, z.B. unterhalb der mächtigen Rauwacke oberhalb von Capeder (nördlich des Atlasblattes gelegen).

Kristallines Grundgebirge

P Hellbrauner Serizitschiefer bis -quarzit

Im Profil des Tscharbaches findet man bei Koord. 725.000/177.700 in direktem Kontakt mit Augengneis hellbraun anwitternde, tonreiche Serizitschiefer mit quarzitischen Zwischenlagen, die auf der Karte von FEHR (1956) als fragliches Karbon eingetragen sind, aber durchaus auch als stark verruschelter Augengneis gedeutet werden können (FEHR 1956, S.437). Diese Schiefer sind ca.40 m mächtig und grenzen weiter nördlich an violette, quartenschieferähnliche Phyllite und weisse Quarzite.

G Helle Glimmergneise und -schiefer, Serizit führende Metaquarzite (Paragneise)

Im Bereich der von Lumbrin nach Vrin führenden Strasse sind bei Nussaus und Summaplaunca Paragneise des sog. «Südlichen Parakomplexes» (FEHR 1956) aufgeschlossen. Es sind vor allem grünliche Muskovitgneise bis -schiefer und Serizit-Muskovitquarzite.

Die Muskovitgneise bis -schiefer führen auf den Schieferungsflächen bis 2 mm grosse Muskovitplättchen. Sie sind feinkörnig und besitzen eine homogene bis undeutlich flaserige Textur. Lokal sind auch eigentliche Serizitphyllite vorhanden. Quarz ist mit 30–50% und Albit mit ca.40% vertreten.

Bei den Serizit-Muskovitquarziten handelt es sich um ein bräunlich-gelb anwitterndes, helles, fein- bis mittelkörniges Gestein mit häufigen, bis mm-grossen

Pyriten und lokalen, ader- oder lagenförmigen Turmalinimprägnationen. Hauptgemengteile sind Quarz (80–90%) und Serizit/Muskovit (5–15%). Albit tritt nur untergeordnet auf.

GI' Muskovit-Alkalifeldspatgneise (mit Plagioklas) sowie z.T. quarzreicher Muskovittgneise (ohne Plagioklas), lagig bis flachlinsig

In dem vom Alpettlibach umrahmten Gebiet treten Muskovit-Plagioklas-Alkalifeldspatgneise und plagioklasfreie, z.T. quarzreiche Muskovittgneise auf. Beide Gesteinstypen besitzen eine lagige bis flachlinsige («flatschige») Textur und ähneln insgesamt stark den Gesteinen der Einheit **GI** auf dem südlich anschließenden Atlasblatt Vals. Die vorliegende Einheit zeichnet sich durch das Fehlen von Biotit- und Chloritgneisen sowie durch einen generell geringeren Quarzgehalt aus (FEHR 1956).

Die Muskovit-Plagioklas-Alkalifeldspatgneise sind mittel- bis grobkörnig und reich an Alkalifeldspat (bis 40%). Dieser ist oft linsig-gestreckt. Der Plagioklasgehalt (Albit) schwankt zwischen 20 und 40%. Unter dem Mikroskop ist in verwitterten Partien oft eine Ummantelung der Plagioklase mit Alkalifeldspat zu beobachten. Muskovit ist immer vorhanden und oft quer zu den Schieferungsflächen orientiert. Wegen ihrer Alkalifeldspatführung werden diese Gneise als schwach injizierte Paragneise bzw. «Mischgneise» gedeutet.

Die plagioklasfreien Muskovittgneise sind ähnlich wie die Muskovit-Plagioklas-Alkalifeldspatgneise ausgebildet, besitzen jedoch keinen Plagioklas und weniger Alkalifeldspat (10–20%).

GM Migmatitischer Chlorit- bis Biotittgneis mit Feldspatäugen, z.T. stark tektonisiert («Augengneis der unteren Val Gronda»)

Augengneis tritt einerseits östlich des unteren Val Gronda (zw. Koord. 176 und 178) und andererseits in der weiteren Umgebung von Lumbrein auf. Gute Aufschlüsse sind jedoch spärlich. Auffällig ist die oft extreme Zerrüttung dieser Gesteine. Es handelt sich um einen migmatitischen, Serizit führenden Chlorit- bis Biotittgneis mit bis zu 5 cm langen Feldspatäugen. Lokal sind auch augenfreie Bänder vorhanden. Die Feldspatäugen bestehen vorwiegend aus Schachbrettalbit. Die Matrix setzt sich aus stark zermalmtem Quarz (20–40%) und zertrümmertem Albit (50–70%) sowie Chlorit (5–10%) zusammen. Bei abnehmendem Serizitgehalt gehen diese Gesteine in quarzreiche Muskovittgneise (**GI'**) über.

GO_s Granittgneis, z.T. mit chloritisiertem Granat

Westlich von Alp Stavonas Sura (bei Koord. 725.000/176.040) reichen die «Granittgneise der unteren Val Gronda» (FEHR 1956) mit ihrem östlichsten Ausläufer noch knapp ins Blatt Ilanz hinein. Es handelt sich um einen feinkörnigen Granittgneis, der auffällig stark geklüftet ist und eine grünliche Farbe besitzt, welche

auf die bis mm-grossen, chloritisierten Granatkörner zurückzuführen ist. Lokal sind Nester aus Quarz, gelbem Kalzit und Chlorit zu beobachten. Häufig besitzt das Gestein auch eine verschwommene, helle Streifung und verkörpert möglicherweise einen Ausläufer des im späten Ordovizium entstandenen «Streifengneis-Komplexes».

Mesozoische Sedimente

Zwischen dem Val Camadra (Greina-Gebiet) und Lumbrein ist eine dem Gotthard-«Massiv» mit stratigraphischem Kontakt aufliegende, nur wenig gestörte Trias mit Basisquarzit, Dolomit, Rauwacke und Quartenschiefer erhalten geblieben. Diese «Greina-Lumbrein-Trias» ist u.a. von FEHR (1956), JUNG (1963), FREY (1967) und ETTER (1987) detailliert beschrieben worden. Sie setzt sich auf Blatt Ilanz in die «Trias von Obersaxen» fort, die den «Ilanzer Verrucano auct.» mit tektonischem Kontakt überlagert und bei Ilanz unter dem Schuttfächer des Glenners verschwindet. Die Quartenschiefer bilden im Gebiet des Gotthard-«Massivs» das jüngste triassische Schichtglied. Sie fehlen häufig, da sie einen bevorzugten Abscherungshorizont darstellen. Im Gebiet zwischen Surcuolm und Ilanz sind sie jedoch erhalten geblieben.

Im Weiteren sind an wenigen Stellen Liasreste zu beobachten. Neben dem «Lias von Meierhof» und dem «Lias von Surin» (s.unten) fand auch der sog. «Spatkalk von Rueun» (WYSSLING 1950, STAUB 1983) Eingang in die Literatur. Bei letzterem handelt es sich um einen dunklen, unregelmässig durchaderten Spatkalk. Akzessorisch tritt feinkörniger Quarz und Serizit auf. Sowohl makro- wie mikroskopisch sind zahlreiche Fossilbruchstücke zu beobachten, die jedoch nicht bestimmbar sind. Es wird vermutet, dass es sich um Lias handelt. Wie auf S. 12 erwähnt, wird dieser Block neu als Findling gedeutet.

t Trias i. Allg.

Die Aufschlüsse mit triassischen Gesteinen umfassen vor allem die folgenden Gesteinstypen: helle, quarzitishe Phyllite, schieferige, serizitführende Quarzite, Arkosen, kalkige und dolomitische Marmore, Rauwacke und lokal Gips. Bei kleinen und zugleich heterogen zusammengesetzten Aufschlüssen war eine Aufgliederung im Kartenmassstab 1:25 000 nicht mehr möglich. Entsprechende Vorkommen wurden deshalb als Trias i. Allg. auskartiert.

t₁ Mels-Formation

Die Mels-Formation besteht im vorliegenden Gebiet normalerweise aus einer graugrünen groben Arkose (Grobsandstein mit lokalen Konglomeratlagen, Feinbrekzie), die mit scharfem Kontakt diskordant den kristallinen Gneisen auf-

liegt und gegen oben fliessend in einen weissen Quarzit übergeht. Der untere Teil der Mels-Formation ist im Vergleich zum «Ilanzer Verrucano auct.» feinerbrekziös und enthält nur wenige Gerölle. Zudem ist er nicht so serizitreich und führt bis 30% Alkalifeldspat (Mikroklin), während Albit völlig fehlt (FEHR 1956). Seine Mächtigkeit beträgt westlich von Lumbrein über 10 m. Mit Übergang in den überlagernden Quarzit (bei einem Anteil von über 25% an Feldspat muss von einer Arkose gesprochen werden) setzen die eingestreuten grösseren Komponenten aus. Der meist nur wenige m mächtige Quarzit weist eine mittel- bis grobsandige Quarzmatrix mit wenig Helleglimmer auf, in der schlecht gerundete, mm-, seltener bis cm-grosse Quarz- und Alkalifeldspatkomponenten sowie Tonschieferfetzen schwimmen.

Im Norden des vorliegenden Gebietes ist nur der Quarzit vorhanden, der andernorts als «Trias-Basisquarzit» bezeichnet wird. Er kann auf Blatt Ilanz lediglich in wenigen, kleinen Aufschlüssen angeschlagen werden. Dies ist u.a. im Tobel des St.-Petersbachs oberhalb Meierhof (FEHR 1956), im Bachtobel nördlich von Surcuolm und ca. 1.2 km südlich des Bahnhofs von Ilanz, am rechten Ufer des Glenners (NABHOLZ 1948) möglich. Im dazwischen liegenden Bereich scheint die triassische Rauwacke mehrheitlich mit tektonischem Kontakt direkt auf dem «Ilanzer Verrucano auct.» zu liegen.

t_{II} Röti-Formation

Die östliche Sedimentbedeckung des Gotthard-«Massivs» ist durch mächtige Rauwacken- und Dolomitvorkommen geprägt (Fig. 5). Dolomit findet sich sowohl unter als auch als Einschaltung im oberen Teil der Rauwacke. Laterale Übergänge sind ebenfalls zu beobachten.

Der Dolomit ist in wenig deformiertem Zustand hellgrau, massig und feinkörnig und von weissen Kalzit/Quarz-Adern durchzogen. Stärker beanspruchte Bänke und Partien wittern gelb-bräunlich an, sind schiefrig und weisen auf den Schieferungsflächen oft grünliche Tönhäute auf.

Die mengenmässig gegenüber dem Dolomit stark überwiegende Rauwacke besitzt die typisch löcherige Anwitterung und enthält oft graue Dolomitbrocken sowie häufig weisse bis grau getupfte Kalk-, Dolomit- und Marmorlagen. Lokal sind reliktsche Gipseinlagerungen vorhanden (z.B. westlich von Lumbrein) und am Kontakt zum «Ilanzer Verrucano auct.» enthält die Rauwacke lokal Verrucano-komponenten.

Bei Lumbrein weist die Rauwacke eine vermutlich tektonisch bedingte Mächtigkeit von über 50 m auf. Auf der Terrasse von Obersaxen ist sie gar über 100 m mächtig. Gegen Osten wird sie rasch dünner und misst am Glenner nur noch wenige Meter (ETTER 1987). Die Rauwacke bildete, zusammen mit den normalerweise darüber liegenden Quartarschiefern (s. unten), einen hervorragenden Gleithorizont für die Überschiebung der Scopi-Zone.



Fig. 5: Aufschlüsse der Röti-Formation unmittelbar südlich von Valata.

Quarten-Formation

Es handelt sich dabei vorwiegend um hellgrüne, bräunliche und dunkelrote Phyllite mit dolomitischen Linsen und gelegentlichen Quarziteinschaltungen. Die Basis kann ebenfalls aus massigem Quarzit bestehen.

Im Gebiet zwischen Lumbrein und Meierhof sind lediglich zwei kleinere, wenige Meter mächtige Vorkommen auskartiert worden (FEHR 1956). Sie liegen im unteren Val Gronda und auf der linken Seite des St.-Petersbach-Tobels. Zwischen Mianenga und Ilanz treten die Quartenschiefer dagegen an zahlreichen Stellen zutage. Östlich von Surcuolm beträgt ihre Mächtigkeit ca. 200 m, südlich von Ilanz noch rund 10 m.

I_s «Lias von Surin»

JUNG (1963, S. 679) und ETTER (1987) beschreiben ca. 100 m unterhalb der Brücke von Lumbrein–Surin (Koord. 728.780/170.340) eine heterogene Abfolge von schwarzen, mehr oder weniger sandigen Schiefern mit kalkigen Sandstein-

lamellen, hellgrauen, dünnen Quarzitlagen sowie dunklen, gebänderten Kalkbänken mit Echinodermenbruchstücken und Ooiden. Diese Schiefer und Kalke überlagern autochthone Trias. Sie erinnern an die «Untere Stgir-Serie» und können als kleiner *in situ*-Rest der ursprünglichen Sedimenthülle des Gotthard-«Massivs» interpretiert werden.

I_M «Lias von Meierhof»

Im Tobel des St.-Petersbachs sind südlich von Meierhof im Hangenden des «Ilanzer Verrucanos auct.» schwarze Tonschiefer mit einzelnen, leicht sandigen, dolomithaltigen, 1–3 cm mächtigen Kalkbänken aufgeschlossen, die STAUB (1980) als «Lias von Meierhof» bezeichnet. Gemäss ETTER (1987, S. 80) gleicht diese ca. 10 m mächtige Abfolge der «Coroi-Serie». Diese führt jedoch normalerweise keine Kalkbänke. Eine Deutung als «Untere Stgir-Formation» ist ebenfalls vertretbar.

SCOPI-ZONE

Auf Blatt Ilanz repräsentieren die vorgängig beschriebenen Lias-Vorkommen und die direkt dem Kristallin auflagernde Trias («gotthardmassivisches» Mesozoikum) die einzigen Reste der ursprünglich vorhandenen Sedimenthülle. Auf diese reliktsche Sedimenthaut aufgeschoben ist die parautochthone Scopi-Zone mit ihren bündnerschieferartigen Sedimenten des Lias und Dogger. Diese stellen den überkippten Schenkel einer grossen Deckfalte dar, die im vorliegenden Gebiet die Piz-Sezner – Piz-Mundaun-Kette aufbaut (Profilserien in FREY 1967 und ETTER 1987). Die Ansicht von NABHOLZ (1948) bzw. NABHOLZ & VOLL (1963), es liege ein aufrechter autochthoner Schuppenbau vor, gilt heute als überholt.

Die Sedimente der Scopi-Mulde wurden im vorliegenden Gebiet in vier bzw. drei Serien gegliedert (Tab. I) und lassen sich praktisch lückenlos aus der Gegend des Lukmanierpasses bis in das vorliegende Gebiet verfolgen.

I_{us} Sandkalk, Kalkschiefer («Untere Stgir-Serie»)

Die «Untere Stgir-Serie» besteht aus dunklen, ± sandigen Kalk- und Tonschiefern mit dünnen, cm-mächtigen, quarzreichen Sandsteinlagen, in die unterschiedlich mächtige Kalk- und Sandkalkbänke eingelagert sind. Die einzelnen Bänke keilen jeweils innerhalb kürzerer Distanzen aus. Die kalkigen Partien sind oft oolithisch und führen Crinoidenbruchstücke. Am Piz Sezner sind mächtige gradierte Oolithbänke vorhanden, die eine überkippte Lagerung der Schichten aufzeigen. Gut sichtbare Oolithbänke finden sich auch bei Unter Dutjen in der Nordostecke des Blattes.

Die Mächtigkeit der «Unteren Stgir-Serie» nimmt von Südwesten gegen Nordosten von 50 auf ca. 100 m zu. Der zwischen dem Piz Sezner und dem Piz Mundaun gelegene «Stein» ist dabei der einzige Ort, wo der unterste Teil der Serie

Tabelle 1: *Gliederung der Sedimente der Scopi-Zone.*

NABHOLZ (1948)	JUNG (1963)
Serie der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite	«Coroi-Serie»
Serie der mausgrauen tonigen Kalkschiefer bis kalkigen Tonschiefer, ± sandig und Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer, wechsellagernd mit quarzitischen Tonschiefern	«Inferno-Serie» («Runcaleida-Schichten»)
Serie der groben Sandkalke und Quarzite, oft spätig (mit Crinoiden)	«Obere Stgir-Serie»
Serie mit unruhiger Sedimentation in kalkiger, toniger und sandiger Ausbildung, reich an Echinodermentrümmern (Crinoiden), mit oolithischen Kalken	«Untere Stgir-Serie»

erhalten geblieben ist. Die Grenze zur «Oberen Stgir-Serie» wurde im vorliegenden Gebiet mit dem Einsetzen der ersten dm- bis m-mächtigen Quarzit- bzw. Sandkalkbank gezogen (JUNG 1963, Profile A5 u. A10).

Nach BAUMER et al. (1961), JUNG (1963) und ETTER (1987) gehören diese Gesteine ins Hettangien und Sinémurien. FREY (1967) fand in diesen Schichten in der Scopi-Zone *Gryphaea* sp. sowie wenige, stark deformierte Reste dickschaliger Muscheln (?Cardien) und JUNG (1963) beobachtete im Val Dadens da Silgin (westl. von Surin) Korallen. Eine von PANTIC & ISLER (1981) bei der Mulin di Pitasch (Koord. 735.275/176.700) geschlagene Gesteinsprobe lieferte neben wenigen Pollenkörnern auch etwas Mikroplankton und wurde mit Vorbehalt dem mittleren Lias zugewiesen.

I_{0s} Grober Sandkalk, Quarzit («Obere Stgir-Serie»)

Die «Obere Stgir-Serie» umfasst im Wesentlichen die gleichen Gesteine wie die «Untere Stgir-Serie». Die Sandkalkbänke sind jedoch häufiger und mächtiger entwickelt. Zudem treten neu bis m-mächtige, hellgraue Quarzite auf. Diese Serie bildet im Gelände meist steile Felswände.

Die mittel- bis grobkörnigen, massigen, gelbbraunen Sandkalke bestehen aus einer feinkörnigen Grundmasse von Quarz und Kalzit, mit darin eingestreuten Quarz- und Kalkspatkörnern. Letztere repräsentieren meist Echinodermentrümmern. Lokal können eigentliche Echinodermenbrekzien und Schilllagen beobachtet werden (z.B. am Piz Sezner). In den nördlicheren Aufschlüssen führen die Sandkalke zudem bis 1 cm grosse, gelbe Dolomitgerölle. Oolithische Bänke sind in der «Oberen Stgir-Serie» eher selten. Bei den als Quarzit bezeichneten Gesteinen handelt es sich im Wesentlichen um die feinkörnige Variante des Sandkalkes. Es sind aber auch echte, kalkfreie Quarzite vorhanden.

Die gesamte Abfolge weist häufig eine Bankung im cm- bis dm-Bereich auf, besitzt eine rillenartige Anwitterung und kann mit liasischen Grobsandkalken der Garvera-Zone verglichen werden (NIGGLI 1944, TRÜMPY 1949). Die Grenze zur überlagernden «Inferno-Serie» wird mit dem Wechsel der gelbbraun anwitternden Sandkalke zu grau-schwarzen Kalkschiefern und Kalken gezogen.

Die Mächtigkeit der «Oberen Stgir-Serie» beträgt 60–100 m. Entsprechende Gesteine sind in den nördlichen Abhängen des Piz Sezner und des Piz Mundaun aufgeschlossen. Südlich der Lugnezer Sackungsmasse bilden sie zwischen Silgin und Uors die markante Felswand südlich des Glenner. Zwischen Uors und Mulin da Pitasch sind nur noch vereinzelt Aufschlüsse dieser Serie zu finden. Weiter gegen Nordosten ist sie aber wieder durchgehend aufgeschlossen und quert bei Koord. 739 den nördlichen Blattrand. Wenig nördlich des Blattes verschwindet die «Obere Stgir-Serie» dann unter den Trümmernmassen des Flimser Bergsturzes und tritt weiter östlich nicht mehr zutage.

JUNG (1963) weist diese Gesteinsserie aufgrund dreier Ammonitenfragmente von *Arnioceras* sp. hauptsächlich dem späten Sinémurien (Lotharingen) zu. Gleichzeitig findet er auch mehrere Gryphäenreste. Diese Fossilien stammen aus der Kontaktzone zwischen «Oberer Stgir-Serie» und «Inferno-Serie», wo auch in der Scopi-Mulde ein Fossilhorizont ausgebildet ist (FREY 1967). JUNG vermutet, dass die von ROTHPLETZ (1895, S. 35) und von E. Niggli am Hitzeggerkopf westlich des Piz Mundaun gemachten Fossilfunde aus dem gleichen Horizont stammen. Diese Fundstelle ist leider bei Arbeiten für eine Skipiste weggesprengt worden (ZIEGLER 1979). In diesem Zusammenhang sind auch einige von NABHOLZ (1948, S. 256) erwähnte, schlecht erhaltene Belemnitenreste interessant, die in einem kleinen Steinbruch an der Strasse Ilanz–Peidenbad, ca. 500 m nördlich der Mulin da Pitasch, gefunden worden sind. Bei ca. Koord. 731.370/175.160 wurden, in ähnlicher stratigraphischer Position, ebenfalls ein Belemnitenbruchstück sowie See-lilienstilglieder (Fig. 6) gefunden (schriftl. Mitt. H. Luginbühl).

I_{in} Graue, sandige, tonige Kalkschiefer und sandarme, kalkige Tonschiefer («Inferno-Serie»)

Zwischen dem Lukmanierpass und Vrin wurde die «Inferno-Serie» von FREY (1967) und ETTER (1987) in einen unteren, mittleren und oberen Teil gegliedert. Im Gebiet von Blatt Ilanz ist eine solche Aufgliederung nicht mehr möglich, da der Aufbau und die Mächtigkeit der Serie lokal stark wechselt und zum Teil nur schlechte Aufschlüsse vorhanden sind. So stehen am Piz Sezner ca. 20 m mächtige Kalkschiefer, bei Silgin und am Piz Mundaun ca. 50 m sandige Kalkschiefer mit dünnen Sandlagen sowie weiche, sandarme, kalkige Tonschiefer an. Wenig westlich des Glenner besteht die «Inferno-Serie» aus rund 250 m mächtigen, grauen bis dunkelgrauen, sandarmen, kalkigen Tonschiefern, in deren oberstem Teil die sog. «Runcaleida-Schichten» (s. unten) eingeschaltet sind. Östlich des Glenner



Fig. 6: Seelilienstilglied ($\varnothing = 4 \text{ mm}$) aus der «Oberen Stgir-Serie» nordwestlich von Rumein (Foto H. Luginbühl).

treten an die Stelle der Tonschiefer ebenso mächtige, graue, unterschiedlich sandige, tonige Kalkschiefer, die einzelne, bis 10 cm mächtige Kalkbänke aufweisen und wiederum von «Runcaleida-Schichten» eingedeckt sind. Makroskopisch wie auch mikroskopisch sind gelegentlich Querschnitte von Crinoidenstilgliedern zu erkennen. Einzelne Lagen sind oolithisch, wobei die Ooide teils dolomitisiert, teils pyritisiert sind. Der Übergang zur hangenden «Coroi-Serie» ist unscharf. Die Grenze wurde dort gezogen, wo weitgehend kalkfreie Schiefer einsetzen.

Im Bachbett des südlich von Lumbrin gelegenen Val Dadens da Silgin sind die Gesteine der «Inferno-Serie» gut aufgeschlossen. Sie lassen sich, mit wenigen Unterbrüchen, längs des Glenner bis zur Einmündung des Val da Riein und von dort weiter bis an den nördlichen Blattrand verfolgen. Westlich und nördlich der grossen Lugnezer Schiefersackung sind noch weitere, allerdings kleinere und unvollständige Aufschlüsse dieser Serie vorhanden.

JUNG (1963) und ETTER (1987) haben an zahlreichen Stellen in der «Inferno-Serie» bis über 10 cm lange Belemniten (*?Passaloteuthis sp.*) gefunden. Solche treten im unteren Lias nicht auf. Der «Inferno-Serie» wird deshalb von diesen Autoren ein Mittel- bis Oberlias-Alter (Pliensbachien–Toarcien) zugewiesen.

NABHOLZ (1948) dagegen vermutete aufgrund von Gryphaenfunden im Valle Cavasca nördlich des Stausees von Luzzzone für seine «Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer» ein Sinémurien-Alter (Unterer Lias). Gemäss den Profilaufnahmen von FREY (1967, S. 29–30) treten die Gryphaen in diesem Profil aber vor allem in der «Stgir-Serie» auf.

«Runcaleida-Schichten»

Die «Runcaleida-Schichten»¹⁾ bilden im vorliegenden Gebiet den obersten Teil der «Inferno-Serie» und umfassen eine unregelmässige Wechsellagerung von kalkigen, glimmerführenden Sandsteinen, Sandkalken und leicht sandigen Kalkschiefern sowie Tonschiefern. Die Sandkalke sind oft spätig und führen zum Teil grössere Dolomitkörner. Crinoidenreste sind häufig. Diese Schichten gleichen stark der «Stgir-Serie». Sie können deshalb sowohl als tektonische als auch als normalstratigraphische Einschaltung in die «Inferno-Serie» interpretiert werden (vgl. JUNG 1963, S. 717f.). Sie sind unter anderem im unteren Teil des Val Dadens da Silgin sowie auf der Ostseite des Glenner ausgebildet. Sehr gute Aufschlüsse finden sich auch an der Strasse Ilanz–Cumbel, bei Porclas.

i_c Schwarze Tonschiefer mit Silt- und Feinsandsteinlagen («Coroi-Serie»)

Es handelt sich um eine monotone Serie von schwarzen, kalkarmen bis kalkfreien Tonschiefern mit Silt- bis Feinsandsteinlagen. Häufig sind auch Quarzkonkretionen und Pyrite. Östlich von Surcuolm werden diese Zwischenlagen etwas grobkörniger. Anstelle der Feinsandsteine treten hier kalkhaltige Mittelsandsteine auf, die bis 1 m mächtig sind. Zudem ist im basalen Bereich der Serie ein bis 1.5 m mächtiger, grauer, kalkfreier, mittelkörniger Quarzit vorhanden. Bemerkenswert ist zudem der Übergang zu den triassischen Quartenschiefern. Die in der Kontaktzone am rechten Ufer des Glenner auftretenden, bunt anlaufenden, grauen und schwarzen Tonschiefer bis Phyllite wurden von NABHOLZ (1948) als Äquivalent der «Schistes morderés» im Rhät der südhelvetischen Decken aufgefasst und als Beweis für die normalstratigraphische Auflagerung auf der Trias angeführt. ETTER (1987, S. 35) dagegen sieht in diesen Phylliten den Überschiebungshorizont an der Basis der Scopi-Zone.

Die «Coroi-Serie» ist westlich Lumbrein etwa 150 m, um Lumbrein und am Piz Sezner ca. 300 m und nördlich des Piz Mundaun rund 400 m mächtig. Weiter im Osten erreicht sie Mächtigkeiten von 500–700 m. Eine klare Abgrenzung gegenüber der «Inferno-Serie» ist in vielen Fällen nicht möglich, da der Übergang

¹⁾ Die westlich von Riein gelegene Typlokalität «Runcaleida» heisst auf der aktuellen topografischen Karte (Stand 2007) neu «Runcleida».

Tabelle 2: Korrelationstabelle der helvetischen Sedimentserien im Bereich des Gotthard-«Massivs» (nach JUNG 1963 und LISZKAY 1965).

Nufenen-Zone	Scopi	Lugnez	Ursereu-Garvera-Zone	Helv. Decken Ostschweiz	Alter
M. LISZKAY (1965)	H. M. HUBER (1943)	W. JUNG (1963)	E. NIGGLI (1944)	R. TRÜMPY (1949)	Stufe
Jüngerer Mesozoikum abgeschert	(Kalkfreie Tonschiefer)	Coroi-Serie	Jüngerer Mesozoikum abgeschert	Aalénien-Schiefer	Aalénien
		Obere		Grenzbildungen	Toarcien
	Knotenschiefer, Tonschiefer mit Kalkbänken, etwas sandig	Inferno-Serie		Sexmor-Serie	Pliensbachien
		Untere			
Serie der Sandsteine	Quarzte und Sandsteine mit tonigen Zwischenlagen	Obere	Grobsandkalke, rillenartig anwitternd, mit wenigen Schieferinlagerungen	Spitzmeilen-Serie	Sinémurien
		Untere			
	Sandige, glimmerreiche Tonschiefer mit Marmorbänken, Spatkalke und Quarziten	Stgir-Serie	Wechsellagerung von Kalken, Sandkalke, schwarzen Schiefer	Prodkamm-Serie	Hettangien
		Basale		Cardinien-Schichten	
			Lumachellenkalk, harte, quarzreiche Schiefer	Infralias-Sandsteine	Rhétien

zu den Kalkschiefern meist kontinuierlich ist. Gute Aufschlüsse der «Coroi-Serie» finden sich südlich von Lumbrin, in den Runsen und Abhängen beidseits des Glenner. Diese ziehen sich bis Surcasti hin. Weitere, zum Teil grossflächige Aufschlüsse liegen westlich und nördlich der grossen Lugnezer Sackungsmasse, in der Umgebung von Luven und Sevein sowie östlich von Castrisch. Die «Serie der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite» bzw. «Coroi-Serie» repräsentiert nach NABHOLZ (1948) und NABHOLZ & VOLL (1963) das nördlichste und zugleich älteste Element (Hettangien) der normal gelagerten Sedimentbedeckung des Gotthard-«Massivs». Nach BAUMER et al. (1961) wie auch nach ETTER (1987) dagegen handelt es sich um das jüngste erhaltene Glied (Aalénien) der verkehrt über der Trias liegenden Scopi-Zone. Die Alterszuweisung basiert allein auf lithologischen Vergleichen mit entsprechend ausgebildeten helvetischen Sedimenten (Tab. 2). Fossilfunde fehlen. Zudem ist eine Unterscheidung der Tonschiefer der «Coroi-Serie» von basalen Partien der «Stgir-Serie» schwierig (JUNG 1963). Die z.B. bei Vrin/Surin und am Lukmanierpass zu beobachtenden Verhältnisse belegen jedoch eine inverse Schichtabfolge und machen ein Aalénien-Alter wahrscheinlich.

PEIDENER SCHUPPENZONE

Die Peidener Schuppenzone trennt die «gotthardmassivischen» Sedimente der Scopi-Zone von den unterpenninischen Bündnerschiefern der Grava-Decke. Sie ist nach dem ca. 6.5 km südlich von Ilanz gelegenen Peiden Bad (Peiden Bogn) benannt und besteht vorwiegend aus tonigen und sandigen Kalkschiefern und darin eingeschuppten Triaszügen. Gemäss JUNG (1963) und ETTER (1987) gehören die zwischen den Triaszügen auftretenden Kalkschiefer eindeutig der «Stgir-Serie» und der «Inferno-Serie» und nicht den unterpenninischen Bündnerschiefern (frühere «Lugnezer Schiefer») an. Auf dem Kartenblatt Ilanz ist die Peidener Schuppenzone daher dem Süd- bis Ultrahelvetikum zugeordnet.

Die Peidener Schuppenzone kann im Westen des Blattes Ilanz in eine nördliche Forca- und eine südliche Pianca-Zone aufgeteilt werden, die ihrerseits mehrere, z.T. intern stark verfaltete Schuppen umfassen. Im Osten tritt die Giera-Schuppe an die Stelle der Forca-Zone. Die gegenseitige Abgrenzung dieser Zonen und Schuppen wie auch die Abgrenzung von der liegenden Scopi-Zone und der hangenden Grava-Decke erfolgt anhand der meist geringmächtigen, teilweise nur reliktil erhaltenen Triaszüge. Besonders erwähnenswert sind zudem die beiden der Peidener Schuppenzone zuzuordnenden Klippen, die den Grat zwischen dem Piz Sezner und dem Hitzeggerkopf aufbauen.

Die Mächtigkeit der Peidener Schuppenzone beträgt zwischen dem Val Dadens da Silgin und dem Glenner ca. 150–200 m. Im Querschnitt des Dutjer Tobels sind es rund 180 m, wobei ca. 100 m auf die Giera-Schuppe und rund 80 m auf die Pianca-Zone entfallen.

**t_p Dolomitschiefer und Serizitphyllite, mit Linsen von Quarzit,
Rauwacke und Gips (z.T. stark ausgewalzt)**

Die Triaszüge und -einschlachtungen der Peidener Schuppenzone bestehen vorwiegend aus Dolomitschiefern, farbigen Serizitphylliten (Quartenschiefer) sowie lokalen Linsen von Quarzit und Rauwacke. Wenig östlich von Giera, d.h. bereits ausserhalb des kartierten Gebietes, beschreibt TARNUZZER (1918) ein mit Quartenschiefern assoziiertes Gips-Vorkommen. Diese Trias lässt sich gegen Westen bis in die Gegend von Cuolm Sut (ca. Koord. 738.500/181.300) verfolgen, wo aber kein Gips mehr vorhanden ist. Sie bildet hier die Grenze zwischen Forca- und Pianca-Zone. Besonders erwähnenswert ist auch die Trias der beiden Klippen am Grat zwischen Piz Sezner und Hitzeggerkopf.

I_{PS}, I_{Pin} Pianca-Zone

I_F Forca-Zone

I_{GS}, I_{GIn} Giera-Schuppe

Innerhalb der Forca-Zone unterschied JUNG (1963) im Greinagebiet eine Puzzatscher und eine Zamuor-Schuppe. Diese beiden Schuppen können auf dem vorliegenden Kartenblatt nur im Val Dadens da Silgin und im Val Dado da Silgin voneinander abgrenzt werden. Im Gebiet des südlich angrenzenden Atlasblattes Vals und östlich des Val Dado da Silgin ist die Abgrenzung nicht möglich, weil eine trennende Trias fehlt. Da im Val Dadens da Silgin (Val da Silgin) noch zusätzliche Teilschuppen bestehen (JUNG 1963, S.679f.) und auch die lithologische Abfolge unterschiedlich beurteilt werden kann (vgl. ETTER 1987, S.78), wurde im Westen des vorliegenden Atlasblattes auf eine zusätzliche Unterteilung der Forca-Zone und auf eine lithologische Spezifizierung verzichtet. Die Giera-Schuppe ist nur östlich von Ilanz entwickelt.

Die Pianca-Zone, die sich südlich der Forca-Zone quer durch das ganze Kartenblatt zieht, weist im vorliegenden Gebiet keine kartierbaren Verschuppungen auf. Sie wird im Süden von der sog. «Grenztrias» begleitet. Deren tektonische Stellung ist umstritten. Auf der vorliegenden Karte ist diese Trias der Grava-Decke zugeteilt.

Beide Zonen beinhalten mehr oder weniger stark verfaltete Gesteine der «Stgir-Serie» und der «Inferno-Serie», die auch die überschobene Scopi-Zone aufbauen. Für die detaillierten Gesteinsbeschreibungen sei daher auf die vorgängigen Seiten verwiesen. Generell herrschen tonige und sandige Kalkschiefer mit Sandkalklagen vor. Besonders erwähnenswert sind die speziell auskartierten Quarzitbänke innerhalb der «Stgir-Serie», die südsüdöstlich von Castrisch, im unteren Val Uastg sowie auch im unteren Val Pitasch anstehen. Auf der Karte ebenfalls festgehalten sind die in der «Inferno-Serie» der Pianca-Zone auftretenden «Riein-Schichten».

«Riein-Schichten»

Die «Riein-Schichten» (JUNG 1963) sind in den unteren Teil der «Inferno-Serie» eingeschaltet und bestehen meistens aus weissen Bänken eines sandigen, detritischen Feldspat führenden Kalkmarmors, die voneinander durch graue Kalkschiefer getrennt sind. An einigen Stellen treten darin bis 2 cm grosse Quarzgerölle auf. In den Kalkschieferlagen wurden verschiedentlich Belemniten gefunden. Im Val da Riein erreichen die «Riein-Schichten» mit 15 m ihre grösste Mächtigkeit.

UNTERPENNINIKUM

ZONE PIZ TERRI-LUNSCANIA

Die lithostratigraphische Gliederung der Gesteine der Zone Piz Terri-Lunscania wurde vom angrenzenden Blatt Vals (ARNOLD et al. 2007) übernommen. Wegen der nur spärlich vorhandenen Aufschlüsse und der starken tektonischen Beanspruchung war die Zuordnung zu den verschiedenen Einheiten jedoch nicht immer zweifelsfrei möglich.

Terri-Gipfel-Zone

Die Terri-Gipfel-Zone bildet den Kern der sog. Lunscania-Antiform, einer grossen, überregionalen Antiklinalstruktur (VOLL 1976, PROBST 1980, STEINMANN 1994, WEH 1998), die sich aus dem vorliegenden Gebiet nach Westen bis in die Gegend des Lago di Luzzzone und nach Osten über den Piz Fess hinweg bis ins Prättigau erstreckt. Die Terri-Gipfel-Zone grenzt sowohl im Norden als auch im Süden an eine tektonisch darüber liegende und mitverfaltete Schuppenzone, die als Güida-Alpettas-Schuppenzone (WYSS & ISLER 2007) bezeichnet wird (s. unten). Die Terri-Gipfel-Zone repräsentiert nach Auffassung von PROBST (1980) die autochthone Sedimenthülle des Soja-Verrucanos.

Die in der Terri-Gipfel-Zone auftretenden Gesteine können am einfachsten entlang der Strasse Ilanz – Vals studiert werden, die diese Zone wenig ausserhalb des Blattes quert (vgl. NABHOLZ 1967, Exkursion Nr. 38).

S'₁ Schwarze Ton- und Kalkschiefer, ± sandig, mit dm-mächtigen Marmorbänken («Terri-Schiefer»)

Die «Terri-Schiefer» (UHR unpubl, KUPFERSCHMID 1977) bilden das Hauptelement der Terri-Gipfel-Zone und sind vom Tessin über den Piz Terri bis knapp ins vorliegende Gebiet verfolgbar. Sie enden im Mülitobel östlich von Munt auf ca. 1600 m ü. M.

Es handelt sich um eine monotone Abfolge von kalkigen bis tonigen, mehr oder weniger sandigen und z.T. marmorisierten Bündnerschiefern, die hier, am stark tektonisierten, gequetschten Ostende der Zone, durch dunkelgraue, stark marmorisierte Kalke bis Kalkschiefer mit stark untergeordneten Tonschieferlagen repräsentiert werden. Lokal sind darin kleine Crinoidenstilglieder zu finden.

Güida-Alpettas-Schuppenzone

Die ursprünglich von KUPFERSCHMID (1977) und PROBST (1980) als «Nördliche und Südliche Schuppenzone» bezeichneten Einheiten sind mit der von UHR (unpubl. Dissertationsmanuskript) im Greinagebiet ausgeschiedenen «Güida-Schuppenzone» und «Alpettas-Schuppenzone» zu korrelieren. Die beiden Schuppenzonen grenzen auf Blatt Ilanz direkt aneinander und können als ursprünglich zusammengehörende tektonische Einheit aufgefasst werden (PROBST 1980). Diese von WYSS & ISLER (2007) Güida-Alpettas-Schuppenzone genannte Einheit ist auf die Terri-Gipfel-Zone aufgeschoben und mit derselben verfaltet worden (vgl. Tafel I, Einheit GAS). Die Güida-Alpettas-Schuppenzone grenzt sowohl im Norden als auch im Süden an die Grava-Decke.

t Kalkiger und dolomitischer Marmor, Rauwacke, Serizit führender Quarzit, Phyllite

Am nördlichen Rand der Güida-Alpettas-Schuppenzone verläuft ein markanter, über grosse Strecken gut aufgeschlossener Triaszug, der sich auf Blatt Ilanz in kleinen Aufschlüssen bis zum Bärenboden weiterverfolgen lässt. Er besteht aus Kalk- und Dolomitmarmor, Rauwacke, Serizitquarzit und quartenschieferähnlichen Phylliten. Lokal treten im Hangenden dieser Trias geringmächtige Dolomitrekzien auf. Es ist ungewiss, ob diese «Grenztrias» zur Schuppenzone oder – wie auf der Karte dargestellt – zur darübergeschobenen Grava-Decke gehört. Am südlichen Rand der Zone sind im Janatobel auf ca. 1900 m ü.M. Tonschiefer und helle, tonig-kalkige Serizitphyllite aufgeschlossen, die NABHOLZ (1945) als Quartenschiefer interpretiert. Auf rund 2000 m ü.M. findet sich hier zudem etwas Rauwacke. Diese Triasreste werden ebenfalls der Grava-Decke zugeordnet. Der Kontakt zu den Terri-Schiefern der Terri-Gipfel-Zone ist tektonisch und frei von begleitender Trias.

I_f «Fossilmarmor» i. Allg.

Zwischen der Alp Calasa und dem Koordinatenpunkt 738/172 im Val Uastg dominieren im südlichen Teil der Güida-Alpettas-Schuppenzone braune bis braungraue, marmorisierte Kalke. Im nördlichen Teil fehlen diese Kalke weit-

gehend. Die im frischen Bruch graublauen Kalke weisen sandige und z.T. feinelaminierte Bereiche auf. In der marmorisierten Grundmasse sind oft spätige Komponenten zu erkennen. Diese Gesteine werden aufgrund ihrer Ausbildung und ihrer tektonischen Stellung als östliche Fortsetzung der auf Blatt Vals auskartierten «Fossilmarmore» aufgefasst, obwohl darin keine Fossilreste gefunden wurden.

S_i «Ältere» Ton- und Kalkschiefer

Die im südlichen Teil der Güida-Alpettas-Schuppenzone auftretenden, dunklen Schiefer wurden in Anlehnung an Blatt Vals den «Älteren» Ton- und Kalkschiefern zugewiesen. Diese dunkel gefärbten, kalkig-tonigen, mehr oder weniger sandigen Schiefer stellen gemäss PROBST (1980) ein Äquivalent der Terri-Schiefer dar und treten zwischen den «Fossilmarmoren» und den Gneisquarziten auf.

S_q Gneisquarzit

Der Gneisquarzit stellt das charakteristische Gestein der Güida-Alpettas-Schuppenzone dar und tritt sowohl im nördlichen als auch im südlichen Teil derselben auf. Er bildet nördlich von Munt und im Einzugsgebiet des Müligrabens grossflächige Aufschlüsse. Weiter im Nordosten sind nur noch kleine Vorkommen vorhanden.

Beim Gneisquarzit handelt es sich um meist bräunlich anwitternde, Glimmer, Feldspat und Karbonat führende «Quarzite» mit gneisartiger Textur, die aus mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen hervorgegangen sind (Metapsammite). Durch den unterschiedlichen Gehalt an opakem Pigment kann die Farbe von bräunlich bis fast schwarz variieren. Bei Zunahme des Kalkgehaltes können diese Gneisquarzite sukzessive in sandige Kalkglimmerschiefer übergehen. Typisch ist der Gehalt an detritischen Feldspäten (hauptsächlich Albit).

NABHOLZ (1967) setzt diese Gneisquarzite der «Serie der groben Sandkalke und Quarzite» und damit der «Oberen Stgir-Serie» von JUNG (1963) gleich, die in den mittleren – späten Lias (spätes Sinémurien) gestellt wird. PANTIC & ISLER (1981), die aus einem nördlich von Lunschana anstehenden Gneisquarzit einige schlecht erhaltene Pollenkörner (*Protopicea sp.*) isolieren konnten, weisen demselben unter Vorbehalt ein spätliasisches Alter zu.

S_{sk} «Jüngere» Ton- und Kalkschiefer

Es handelt sich um dunkle Kalkglimmerschiefer bis -phyllite, die kontinuierlich aus dem unterliegenden Gneisquarzit hervorgehen und ihrerseits zu schwarzen Tonschiefern überleiten. Da nicht immer scharf zwischen Ton- und Kalkschiefern unterschieden werden kann, sind die beiden Lithologien auf der Karte mit derselben Farbe dargestellt. Diese Einheit tritt ausschliesslich im nördlichen Teil der Güida-Alpettas-Schuppenzone auf.



Fig. 7: Nordgerichtete Faltenvergenz in den Bündnerschiefern der Grava-Decke (östlich von Duvin, nahe Val Parmaraua).

GRAVA-DECKE

Die Zone Piz Terri-Lunschania wird von den mächtigen Bündnerschiefer-serien der Grava-Decke überlagert. VOLL (1976) hat im Profil des Valser Rheins nachgewiesen, dass die «Lugnezer Schiefer», die von NABHOLZ (1967) noch als selbstständige tektonische Einheit aufgefasst wurden, den nördlichen Teil der Grava-Decke darstellen, der unter die Lunschania-Antiform eingefaltet wurde. PROBST (1980) und STEINMANN (1994) haben diesen Sachverhalt bestätigt.

Wie STEINMANN (1994, S.35f.) darlegt, können normalerweise nur der Südschenkel der Lunschania-Antiform und der Nordschenkel der nördlich angrenzenden Synform struktureologisch nachgewiesen werden. Die Lokalisierung der Scheitellinien basiert dabei auf der Auswertung der beobachteten Faltenvergenzen (Fig. 7).

Das beste Profil in den Bündnerschiefern des nördlichsten Teils der Grava-Decke (ehemalige «Lugnezer Schiefer») findet sich im Turisch-Tobel, in bzw. knapp ausserhalb der nordöstlichen Blattecke. In Anlehnung an die Tomül-Decke

nimmt Steinmann eine Unterteilung dieser Abfolge in Bärenhorn-, Nollaton-, Nollakalk- und Carnusa-Formation vor (vgl. auch WYSS & ISLER 2007). Zwischen diesen Untereinheiten bestehen hier jedoch fließende Übergänge und sie lassen sich auch lateral meist nur schlecht verfolgen. Einer gebietsübergreifenden Aufgliederung stehen zudem die z.T. schlechten Aufschlussverhältnisse und die Bewaldung im Wege.

Bei der vorliegenden Kartierung wurde dennoch versucht, die Bündnerschiefer wenigstens grob zu gliedern. Es wurden folgende zwei Einheiten auskartiert:

- Bereiche, in denen Tonschiefer und kalkige Tonschiefer dominieren. Darin eingeschaltet sind geringmächtige Sand- und Mergelkalkbänke sowie vereinzelte Kalkschieferlagen. Lokal können die Kalkbänke sehr zahlreich werden. Es sind aber stets auch mehrere Meter mächtige Tonschieferintervalle vorhanden. Ähnliche Litholgien finden sich in den Bärenhorn- und den Nolla-Tonschiefern der Tomül-Decke.
- Bereiche, in denen Kalkschiefer, sandige Kalke und Marmore vorherrschen. Tonschiefer sind untergeordnet und meist weniger als 3 m mächtig. Lokal sind auch quarzreiche Sandsteine vorhanden. Vergleichbare Abfolgen bauen die Nolla-Kalkschiefer und die Carnusa-Schiefer der Tomül-Decke auf.

Die Kartierung basiert auf Begehungen der Haupttäler und der parallel dazu verlaufenden Strassen und Wege (z.B. Valser Rhein, Val Uastg, Val da Pitasch) und gibt den Gesamtaspekt des Gesteinsverbandes wieder. In gut aufgeschlossenen, aber schlecht zugänglichen Gebieten, wie z.B. am Westabhang des Camaner Grates oder in der Gegend der Cadeina dil Signina, basiert die Kartierung zum Teil auf Beobachtungen mit dem Feldstecher und auf fotogeologischen Auswertungen. Auf folgende Annahmen, Interpretationen und Kenntnislücken ist speziell hinzuweisen:

- Die Kernzone der Lunschania-Antiform (mit Dolomit, Gneisquarzit und «Fossilmarmor») kreuzt bei Lunschania den Valser Rhein, streicht südlich des Pala de Tgiern durch und manifestiert sich ein letztes Mal in den im hinteren Val Uastg gelegenen Trias- und Jura-Aufschlüssen. Da die Faltenachsen generell mit 8–15° nach Nordosten abtauchen, wird angenommen, dass diese Kernzone sich im Gebiet der Signina-Gruppe bereits in grösserer Tiefe befindet.
- Die der Lunschania-Antiform vorgelagerte Synform streicht südlich von St. Martin durch (VOLL 1976) und verläuft dann mehr oder weniger parallel zur Lunschania-Antiform. Der die beiden Grossfalten verbindende Schenkel ist nur in seinen Änsätzen beobachtbar und dürfte meist abgeschert sein (Fig. 8).
- Die Bündnerschiefer der Grava-Decke verkörpern gemäss STEINMANN (1994) im grösstenteils knapp ausserhalb von Blatt Ilanz verlaufenden Turisch-Tobel

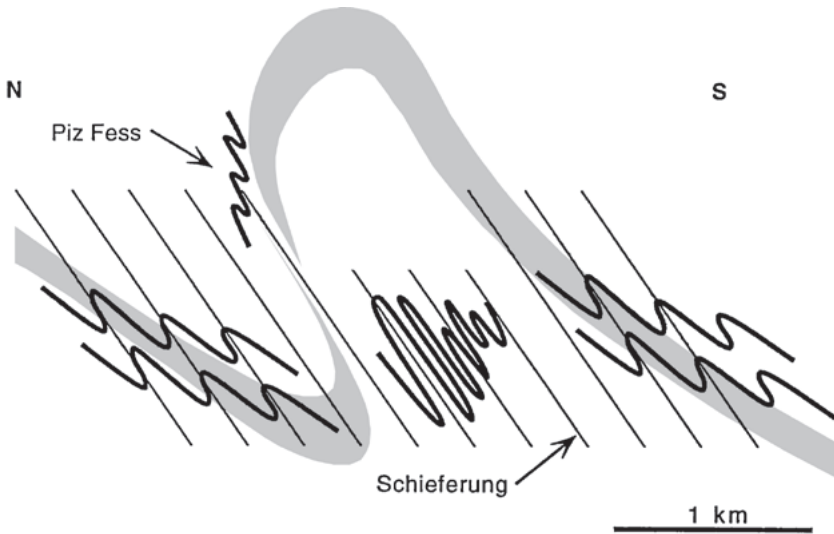


Fig. 8: Schematische Darstellung der Strukturen der Lunschana-Antiform (nach STEINMANN 1994, modifiziert).

eine weitgehend ungestörte Normalabfolge, die aus einem mehr tonigen unteren Teil (Bärenhorn-Formation und Nollaton-Formation) und einem mehr kalkig-sandigen oberen Teil (Nollakalk-Formation und Carnusa-Formation) besteht. Das von Steinmann im Turisch-Tobel abgegrenzte Profilintervall mit Nollakalk-Formation und Carnusa-Formation korreliert sehr gut mit dem von Nabholz zwischen dem Piz Miezgi und dem Piz Riein auskartierten Bereich mit überwiegend kalkigen Bündnerschiefern (Einheit S_{GK} der Grava-Decke). Nabholz hat aber südlich dieses Bereichs wiederum überwiegend tonige, der Nollaton-Formation entsprechende Schichten festgestellt. Dieser Sachverhalt kann am besten mit einer grossräumigen Verfaltung in Kombination mit einer Aufschiebung erklärt werden.

- Die Carnusa-Formation bildet gemäss dieser Interpretation (vgl. Profil 4 auf Tafel 1) den Synklinalkern und wäre somit in ihrem oberen Teil repetiert. Zudem würde die synklinale Achsenebene in diesem Falle nördlich, und nicht, wie von STEINMANN (1994) angegeben, südlich des Piz Riein an die Geländeoberfläche austreten. Zu diesen zwei Punkten sind unbedingt noch ergänzende Untersuchungen notwendig. Insbesondere gilt es, die Carnusa-Formation aus dem Turisch-Tobel ins Gebiet zwischen Piz Miezgi und

Tällistock zu verfolgen, sie dort möglichst gut abzugrenzen und durch ergänzende Strukturmessungen die Interpretation als Synklinalstruktur zu verifizieren.

- Die Schichten der Grava-Decke fallen im Gebiet zwischen Ofenhorn und Piz Riein mit ca. 50–60° nach SSE ein. Unmittelbar nördlich des Piz Fess dagegen tauchen sie mit rund ca. 75–80° nach NNW ab. Hier zieht eine Störung durch, die als Aufschiebung der Grava-Decke auf die Zone Piz Terri-Lunschania interpretiert wird. Die Fortsetzung dieser Störung nach Westen folgt im Grossen und Ganzen der bereits von KOPP (1924) auskartierten tektonischen Südgrenze der «Lugnezer Schiefer» (heute: nördlicher Teil der Grava-Decke).
- Die am Piz Fess (ca. Koord. 741.350/176.800) steil nach NW einfallenden Schichten werden dem obersten Teil des Nordschenkels der Lunschania-Antiklinale zugeordnet. Der Antiklinalscheitel befindet sich zwischen Piz Fess und Güner Horn und der Südschenkel bildet die Westflanke des Safientals. Hier fallen die Schichten mit 20–30° nach SE ein.
- Im Gebiet des Piz Signina existieren innerhalb der Bündnerschiefer mehrere, auf den Luftphotos und auch im Gelände deutlich sichtbare, ca. NNW-SSE streichende Brüche. Die den Piz Signina und den Piz Fess aufbauenden Bündnerschiefer wurden nicht nur auf die vorgelagerten «Lugnezer Schiefer» überschoben, sondern dürften auch noch längs des bei der Koordinate 740.000 durchstreichenden Bruches (vgl. auch Tafel I, Profil 4) um rund 600 m nach Norden vorgepresst worden sein.

t₆ Kalkiger und dolomitischer Marmor, Rauwacke, Serizit führender Quarzit, Phyllite

Am Kontakt zur Peidener Schuppenzone ist ein über grosse Distanz verfolgbarer Triaszug, die sog. «Grenztrias» ausgebildet. Da, allerdings ausserhalb des vorliegenden Gebietes, an mehreren Stellen ein normalstratigraphischer Übergang vom Quartenschiefer-Niveau zu den darüber liegenden Bündnerschiefern sichtbar ist, wird diese «Grenztrias», in Anlehnung an JUNG (1963), als Basis der Grava-Decke aufgefasst. Ausgangs des Val Uastg ist wenig über der «Grenztrias» noch ein zweiter Triaszug eingeschuppt.

Diese Triasvorkommen umfassen Quarzit, Rauwacke, Dolomit- und Kalkmarmor sowie Phyllite (Quartenschiefer-Äquivalente) und lokal auch etwas Gips. Die einzelnen Lithologien sind auf der Karte nicht differenziert, da sie, mit Ausnahme der Dolomitmarmore, nur in geringer Mächtigkeit auftreten.

Die zwei im unteren Turisch-Tobel (bei ca. Koord. 742.200/181.500) in die Tonschiefer eingeschalteten, boudinierten und reichlich Pyrit führenden Dolomithorizonte stellen gemäss STEINMANN (1994) authigene Tiefwasserdolomite dar.

S_G Tonschiefer mit Kalkbänken sowie Sand- und Mergelkalke mit mächtigeren Tonschieferlagen

Es handelt sich mehrheitlich um dunkelgraue bis schwarze Tonschiefer und kalkige Tonschiefer mit schwach serizitisierten Tonhäuten. Sie zeichnen sich durch zahlreiche, zum Teil gefaltete Quarz-/Kalzitadern und -linsen aus und enthalten lokal Einschaltungen von dünnbankigen, sandigen Kalken sowie Kalkschiefern. Lokal können diese Kalkbänke auch dominieren. Gemäss röntgendiffraktometrischer Analysen sind vor allem Illit, Chlorit, Quarz und Kalzit am Aufbau dieser Gesteine beteiligt (BOLLINGER 1998).

NABHOLZ (1945) stellt die tonreichen Bündnerschiefer der Grava-Decke in den oberen Lias und den basalen Dogger. Die in den damit korrelierbaren Nolla-Tonschiefern der Tomül-Decke gefundenen Palynomorphen lassen dagegen ein Alter von spätem Dogger bis Malm vermuten (PANTIC & ISLER 1981). STEINMANN (1994) hält aufgrund des hohen Gehalts an organischem Kohlenstoff und der Resultate isotopengeochemischer Untersuchungen (Neodymium-Isotope) gar ein Kreidealter für wahrscheinlich.

S_{Gk} Sandige, z.T. marmorisierte Kalke und Kalkschiefer, mit untergeordneten, meist geringmächtigen Tonschieferlagen; lokale Sandsteinbänke

Die kalkigeren Lithologien der Grava-Decke umfassen teilweise sandige Kalkschiefer, sandige Kalke sowie schiefrige Marmore. Tonschiefer sind untergeordnet und meist weniger als 3 m mächtig. Lokal sind auch quarzreiche Sandsteine vorhanden. Diese Gesteine wittern oft graubraun bis braun an, sind im frischen Bruch aber grau. Die einzelnen Bänke sind meist 5–40 cm, gelegentlich auch bis 1 m mächtig und durch schiefrige Zwischenlagen voneinander getrennt.

PANTIC & ISLER (1981) datierten die am Camaner Grat in der Nähe des Piz Radun aufgeschlossenen Kalkschiefer aufgrund von palynologischen Untersuchungen als Oberlias bzw. Dogger. Diese Schichten sind direkt unter der überschobenen, im vorliegenden Gebiet wegerodierten Tomül-Decke gelegen und dürften die Basis der Nolla-Kalkschiefer bzw. -Formation repräsentieren. Das hier isolierte Palynomorphenspektrum ist jedoch kärglich und nur bedingt aussagekräftig. Die in der Viamala-Schlucht aufgeschlossenen Bündnerschiefer, die als Äquivalente der Nolla-Kalkschiefer der Tomül-Decke gelten, lieferten, ebenfalls aufgrund palynologischer Befunde, ein wesentlich jüngerer Alter. Sie wurden von PANTIC & GANSSER (1977) der Kreide (Cénomanien) zugewiesen (vgl. auch STEINMANN 1994). Es bleibt zukünftigen Untersuchungen vorbehalten, das Alter dieser Schiefer endgültig zu klären.

QUARTÄR

Pleistozän

q_{4m} Moräne der letzten Eiszeit

Während des Maximalstandes der letzten Eiszeit lag die Eisoberfläche in der nordöstlichen Blattecke auf ca. 2200 m ü. M., auf der Linie Ilanz–Alp da Riein–Tällistock–Camaner Grat auf ca. 2400 m ü. M. und am westlichen Blattrand auf knapp 2600 m ü. M. Somit dürfte mit Ausnahme der Signina–Piz-Riein-Gruppe praktisch das gesamte Gebiet des Kartenblattes unter einer geschlossenen Eisdcke gelegen haben (FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, BINI et al. 2009). Im Gebiet des Piz Sezner liegen die höchsten Erratiker auf rund 2200 m ü. M. und im hinteren Val Uastg wurde nordöstlich der Alp Seglias ein einzelner Block auf 1940 m ü. M. angetroffen.

Beim Gletscherrückgang am Ende der letzten Eiszeit («Würm»), der vor rund 20 000 Jahren einsetzte, wurde das inneralpine Eisstromnetz wieder in einzelne Lokalgletscher aufgegliedert. Gemäss BOLLINGER (1998) verläuft die Grenze zwischen den Moränen des Talgletschers und der Lokalgletscher im Safiental auf ca. 1900–2000 m ü. M. Längs des Vorderrheintals liegen die höchsten Ufermoränen des Talgletschers auf einer Höhe von rund 1600 m. Beispiele dafür sind die hangparallel verlaufenden Wälle südwestlich von Cuolm Sura und bei Tristel und Sässli.

Der markante, auf ca. 1250–1300 m ü. M. gelegene Wall von Affeier-Egga (Fig. 9) ist jünger als diese höher gelegenen Wälle. Im unmittelbar nördlich davon, auf der Innenseite dieses Walls gelegenen Moor wurden Torfablagerungen erbohrt, die ein ¹⁴C-Alter von 11 575 ± 274 J. v. Chr. (calBC) lieferten (MÜLLER 1972: 9690 ± 140 J. v. Chr.). Der Wall ist älter als dieses Moor, da es seitlich an den Wall angelagert ist. Er dürfte somit vor ca. 12 000 J. v. Chr. entstanden sein. Diese Ufermoräne ist somit älter als das Egesen-Stadium, das nach heutiger Auffassung das Zeitintervall von 9600–10 900 J. v. Chr. (calBC) umfasst. Sie wird dem sog. Churer Vorstoss des Vorderrhein-Gletschers zugeordnet.

Die bei Wali (ca. Koord. 727.940/176.260) sowie beim Haitbiel (Koord. 729.500/177.860) kartierten Wälle dürften mit Lokalgletschern in Zusammenhang stehen, deren Zungen vom Piz Sezner und vom Stein bis auf ca. 1500–1600 m ü. M. hinunter gereicht haben. Die zeitliche Einordnung dieser Wälle muss offen bleiben, da keine Altersbestimmungen vorliegen. Sicher ist jedoch, dass die Piz-Sezner–Stein–Piz-Mundaun-Kette während des Gletscherhochstands von 1850 nicht mehr vergletschert war.

Der südwestlich von Surcasti bei Schumials durchziehende, moränenbedeckte Hügellücken wird von HANTKE (1980) als Mittelmoräne zwischen dem



Fig. 9: Der Moränenwall von Affeier-Egga, eine vermutlich ca. 12 000 J.v. Chr. gebildete Ufermoräne des Vorderrhein-Gletschers. (Die Strasse verläuft an der Aussenseite des Walls).

Glenner-Gletscher und dem Valser Gletscher gedeutet. Deren Alter ist ebenfalls nicht bekannt.

Erratische Blöcke

Auf der linken Seite des Glenners erfolgte keine Differenzierung der erratischen Blöcke (nur Erratiker i. Allg.). Auf der rechten Seite des Glenners dagegen wurden die folgenden drei Lithologien unterschieden:

- Saures Kristallin: Granite und helle Gneise
- Basisches Kristallin: Grüngesteine, ophiolithische Gesteine
- Sedimentgesteine: Kalkschiefer und Kalke

Die im Gebiet zwischen Glenner und Valser Rhein beobachteten kristallinen Blöcke stammen aus der beim Zervreilasee grossflächig aufgeschlossenen Adula-Decke und die östlich des Valserrheins bei Tersnaus und bei Ritta beobachteten Grüngesteinsblöcke dürften aus dem Gebiet südlich von Vals herantransportiert worden sein. Der sog. «Spatkalk von Rueun» (Koord. 730.660/181.660) ist auf der vorliegenden Karte als erratischer Block interpretiert worden. Es handelt sich um

einen dunklen, unregelmässig durchaderten Spatkalkblock mit zahlreichen Fossilbruchstücken, die jedoch nicht näher bestimmt werden können. Es könnte sich um Lias-Kalk handeln.

q_{4s} Fluviatiler Schotter mit Moränenbedeckung

Auf der Ostseite des Glenner treten in der Umgebung von Duvin, im Gebiet nördlich von Pitasch, rund um Signina sowie ca. 1,5 km südsüdwestlich von Surcasti auffällige Terrassenflächen in Erscheinung. Die tiefen Taleinschnitte des Val da Cabiena, des Val da Pitasch wie auch verschiedene lokale Kiesabbaustellen geben Einblick in den Aufbau dieser Terrassen: Im Liegenden einer 1–3 m mächtigen Moränendecke mit zahlreichen Kristallinblöcken (Adulakristallin) finden sich bis zu 60–70 m mächtige Block- und Kiesablagerungen, die gegen oben feinkörniger und sandreicher werden (Fig. 10). Die äquivalenten Hangverflachungen im Bereich der Dörfer Vignogn, Degen und Vella auf der linken Talseite liegen innerhalb der grossen Lugnezer Sackungsmasse und tragen keine Schotterablagerungen.

In NABHOLZ (1951) findet sich eine detaillierte Beschreibung. Dieser Autor nimmt aufgrund des ortsnahen Geröllmaterials und der beobachteten Schichtneigungen an, dass die Schotter aus den angrenzenden Seitentälern geschüttet und an der bis zum Terrassenniveau hinauf reichenden Eiszunge des Glenner-Gletschers (Lugnezer Gletschers) aufgestaut wurden. Eine nicht näher lokalisierte, der Terrasse von Duvin entnommene Probe ergab ein ¹⁴C-Alter von $11\,129 \pm 325$ J.v.Chr. (calBC) dieser Schotter (SCHMITTER-VOIRIN 2000, $11\,250 \pm 150$ J. BP [?uncal]; zitiert in POSCHINGER 2006). Die überlagernde Moräne belegt einen Wiedervorstoss des Glenner-Gletschers über diese Schotter hinweg. Sie ist jedoch etwas jünger als der Moränenwall von Affeier-Egga und gehört möglicherweise zum Egesen-Stadium. Die vorstossende Eiszunge war dabei mit Sicherheit nicht sehr mächtig, da sonst die Schotter vermutlich weggeräumt worden wären. In Anbetracht der nur indirekten Datierung und der Unmöglichkeit, diese Moränendecke im Feld von der letzteiszeitlichen Moräne abzugrenzen, wurde auf der Karte aber auf eine farbliche Zuweisung zum Egesen-Stadium verzichtet.

Zwei von E. Niggli (in NABHOLZ 1951) unterhalb der Kapelle von Valata (auf 1190 m ü.M.) sowie im Bereich der heutigen Talstation der Liftanlage Cuolm Sura – Piz Mundaun beobachtete Schottervorkommen (wegen ihrer Kleinheit nicht auf der Karte eingetragen) können als verschwemmte Stauschotter am südlichen Eisrand des Vorderrhein-Gletschers gedeutet werden. Es ist aber nicht sicher, ob diese Vorkommen tatsächlich von Moräne bedeckt sind.

q_{1m} Lokalmoräne (?Egesen-Stadium)

Ein morphologisch deutlich ausgeprägter, vollständig überwachsender Moränenwall findet sich an der Nordflanke des Piz Mundaun (Fig. 11). Er ist auch auf den Luftfotos deutlich zu erkennen und zeichnet eine lange, schmale Gletscher-



Fig. 10: Fluviale Schotter (q_{4s}) auf dem rechten Talhang des Val da Cabiena (Foto W. Nabholz).

zunge nach. Er ist teilweise als Doppelwall ausgebildet und dürfte das sog. Egesen-Stadium (ca. 9600–10 900 J.v. Chr. [calBC]) repräsentieren. Es liegt aber keine absolute Altersdatierung vor. Ein deutlich grösserer, ebenfalls überwachsener Wall ist wenig westlich von Punkt 1852 ausgebildet und wurde mit Vorbehalt ebenfalls dem Egesen-Stadium zugeordnet.

Weitere, diesem Stadium zugewiesene Wälle und Moränenreste finden sich längs des Tällibachs, in den Karkesseln östlich des Piz Fess und des Piz Signina so-



Fig. 11: Moränenwall des ?Egesen-Stadiums an der Nordflanke des Piz Mundauns.

wie nördlich des Calasagrates. Auf der Westseite der Tällihorn–Signina–Plangg-horn-Kette fehlen entsprechende Reste, da sich die zum Glenner hin entwässernden Bäche infolge der grossen Höhendifferenzen sehr stark und grossflächig einerodiert haben. Die dem Safiental zufließenden Bäche weisen dagegen eine bedeutend geringere Höhendifferenz bis zur Vorflut und eine entsprechend geringere Erosionsleistung auf.

Holozän

q, Spät- bis postglaziale Terrasse

Bei der Einmündung in den Vorderrhein bei Ilanz hat der Glenner ein morphologisch prägnantes Terrassensystem aufgebaut. Die Erosionskanten zeigen mehrere Erosionsphasen an. Diese Schotterterrassen besitzen keine Moränenbedeckung. In der Kiesgrube nordwestlich von Sevgein ist deutlich zu erkennen, dass es sich um Deltaschotter handelt. Nach ABELE (1970, 1974) wurden diese

Deltaschotter in den Ilanzer See geschüttet. Da derselbe durch den Flimser Bergsturz aufgestaut worden ist, müssen die Schotter jünger als der vor rund 7500 J.v.Chr. niedergegangene Bergsturz (DEPLAZES et al. 2007, 9430 bis 9480 J. calBP) sein.

Kleinere Schotterterrassen, die denjenigen von Ilanz gleichzusetzen sind, finden sich bei Rueun und vis-à-vis von Crap Leller. Weitere solche Schotterterrassen ohne Moränenbedeckung finden sich auch zwischen der Mulin da Pitsch und St. Martin im Valser Tal. Besonders schön ausgebildet ist die Schotterterrasse von Uors. Wie die Karte zeigt, mündete der Glenner bei Ilanz auf einem gegenüber heute rund 70 m höheren Niveau in den Ilanzer See. Auch im daran anschliessenden Talabschnitt muss der Talboden bzw. das Flussbett damals auf einem höheren Niveau gelegen haben. Die Schotterterrasse von Uors und die nördlich davon gelegenen kleineren Terrassen können als Überreste desselben interpretiert werden (NABHOLZ 1975).

q_{rm} Subrezente bis rezente Moräne

Das einzige gesicherte Vorkommen von subrezenter und rezenter Moräne ist nördlich des Grates Piz Fess–Oberhorn auskartiert. Hier ist auf der Dufourkarte von 1859 noch eine kleine Gletscherzunge vermerkt. Der dazugehörige kleine Moränenwall liegt auf ca. 2540 m ü.M. Es muss davon ausgegangen werden, dass die ursprünglich in der Westflanke der Signina-Gruppe sicher grossflächig vorhanden gewesenen jungen Moränenreste mitsamt den dazugehörigen, aus leicht verwitterbarem Bündnerschiefermaterial bestehenden Moränenwällen, durch die Schmelzwässer rasch vollständig abgeschwemmt worden sind. Der Kamm Piz Sezner–Piz Mundaun war während des um 1850 erreichten Hochstandes der Kleinen Eiszeit nicht vergletschert.

Glaziale Entwässerungsrinnen

Ca. 3 km östlich von Sevgein tritt eine versumpfte Hangterrasse auf, die weiter gegen ENE in ein sanftes Tal übergeht, das bei Vorderhof in das Dutjer Tobel mündet. Diese Erosionsform folgt dem Grenzbereich zwischen Peidener Schuppenzone und Grava-Decke. Am östlichen Ausgang des Weilers Ober Dutjen fand sich zudem ein kleines Kiesvorkommen (Koord. 740.290/181.670, ca. 1500 m ü.M., auf der Karte nicht eingezeichnet). Es wird vermutet, dass hier eine alte glaziale Entwässerungsrinne vorliegt. Östlich von Valata weisen Erosionserscheinungen im Moränenmaterial ebenfalls auf eine solche hin.

Der Weiler Signina ist auf einer von Moräne bedeckten Schotterterrasse (q_{4s}) gelegen. In diese Terrasse eingetieft sind vier auch auf der topografischen Karte deutlich erkennbare Mulden. Sie werden als Schmelzwasserrinnen gedeutet und mit einer vom Piz Fess bis auf ca. 1400 m ü.M. hinunterreichenden Gletscherzunge in Zusammenhang gebracht.

Sackungsmasse, tiefgründige Sackungsmasse

Auf dem Kartenblatt Ilanz finden sich zwei sehr grosse Sackungsmassen, diejenige des Lugnez und des Safientals.

Die *Schiefersackung des Lugnez* ist in zahlreichen Arbeiten beschrieben worden (JÄCKLI 1957, NABHOLZ 1975, ZIEGLER 1982, NOVERRAZ et al. 1998, SCHWAB et al. 2009 u.a.). Für einzelne Punkte liegen bis ins Jahr 1887 zurückreichende Präzisionsvermessungen vor. Die Bewegungsbeträge im Sackungsgebiet liegen zwischen >2 cm bis >10 cm pro Jahr (NOVERRAZ et al. 1998). Die in neuester Zeit mit Hilfe von Satelliten-Radarinterferometrie ermittelten Rutschungsgeschwindigkeiten (Fig. 12) stimmen sehr gut mit den konventionell ermittelten Geschwindigkeiten überein.

Die grössten Bewegungen finden bei Peiden sowie im Gebiet zwischen dem Val Conda (westlich von Vella) und Lumbrein statt, wo der Hangfuss vom Glenner laufend wegerodiert wird. Die Kirche von Peiden beispielsweise verschob sich zeitweise bis zu 20 cm jährlich und musste deshalb mit einem Eisenband und quer durch die Kirche laufende Eisenstäbe gesichert werden.

Die Schiefersackung des Lugnez umfasst nach JÄCKLI (1957) eine Fläche von insgesamt 25 km² und erstreckt sich von Lumbrein im Südwesten bis zur Mulin da Pitasch im Nordosten. Die mittlere Neigung des sich in Bewegung befindlichen Hanges beträgt 15° und die Hauptbewegung verläuft mehr oder weniger parallel zum Einfallen der Schieferung. Es handelt sich um eine tiefgründige Bewegung (ZIEGLER 1982). Aufgrund der absoluten Bewegungsrichtungen der Sackungsmassen und des Fehlens von anstehendem Gestein auf der linken Seite des Glenners nehmen NOVERRAZ et al. (1998) an, dass die aktuelle Gleitfläche auf dem Niveau des Glenner horizontal ausbeisst. Daraus resultiert eine maximale Mächtigkeit der Sackungsmasse von 250 m.

Die fortschreitende Erosion am stützenden Fuss der Sackungsmasse destabilisiert auch die höher gelegenen, z.T. noch grossflächig von Moräne bedeckten Kompartimente. Die Bereiche mit grossen Bewegungsbeträgen reichen dabei relativ weit hangaufwärts. So treten im Gebiet zwischen Vella und Vignogn ebenfalls Verschiebungsbeträge von 5–10 cm/Jahr auf.

Die Grösse der auf der Karte eingezeichneten Sackungszeichen gibt Aufschluss über die relative Grösse der gemessenen Verschiebungsbeträge. Der tiefgründige Sackungsvorgang wird dabei von mehr oberflächlichen Rutschungen überlagert. Letztere können dabei eine andere Dislokationsrichtung aufweisen als die Sackung selbst. Aufgrund der festgestellten Verschiebungsbeträge und der Öffnungsweite der Nackentälchen am Stein und am Piz Mundaun hat NABHOLZ (1975) auf einen Beginn der Sackungsbewegungen vor ca. 3600 Jahren v. Chr. geschlossen.

Die *Schiefersackungen des Safientals* werden von TARNUZZER (1918) erstmalig erwähnt und als «prähistorischer Bergsturz» interpretiert. BUXTORF & WILHELM (1922) geben dann die erste umfassendere Beschreibung. Eine weitere Erwähnung

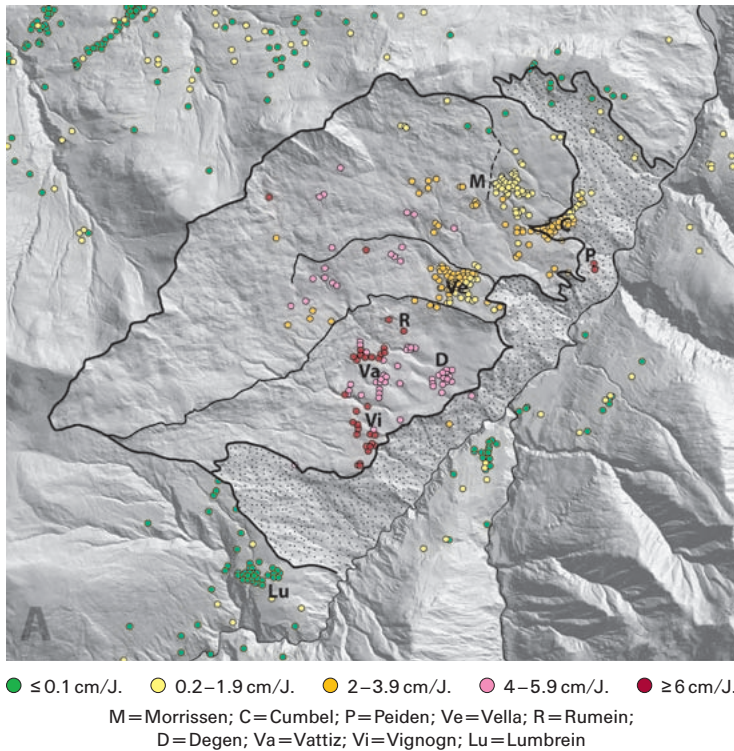


Fig. 12: Überblick über die innerhalb der Lugnezer Sackungsmasse anhand von Satellitenmessungen (Radarinterferometrie) zwischen 1993 und 2005 ermittelten Rutschgeschwindigkeiten (schriftl. Mitt. H. Raetz, BAFU).

erfolgt in JÄCKLI (1957) und in NABHOLZ (1975). Im Rahmen einer Diplomarbeit (BOLLINGER 1998) wurden dann diese Sackungsmassen im hinteren Safiental genauer untersucht. Gemäss JÄCKLI (1957) umfasst das Gebiet der Hauptsackung, die sich von der Bärenlücke (Bl. Vals) bis zum Güner Lückli bzw. Safien-Neukirch erstreckt, eine Fläche von ca. 40 km². Diese Sackungsmasse besitzt eine ähnliche geologische Disposition wie diejenige des Lugnez. Die mittlere Hangneigung ist mit 22° jedoch grösser als im Lugnez. Aufgrund von Vermessungsdaten des Tiefbauamtes des Kantons Graubünden und GPS-Messungen schliesst BOLLINGER (1998) auf Bewegungsbeträge von ca. 0,25 cm pro Jahr im Gebiet oberhalb von Safien-Platz und auf Beträge um 1,6 cm im rund 2 km weiter südlich gelegenen

Gebiet von Camana. Somit ist die Schiefersackung des Safientals im erwähnten Teil deutlich weniger aktiv als die Lugnezer Sackung. Diese geringere Aktivität manifestiert sich auch in der im Vergleich zum Lugnez deutlich weniger gestörten Geländemorphologie. Die geringere Aktivität dürfte unter anderem mit der im Vergleich zum Glenner sicher kleineren Erosionsleistung der Rabiusa zusammenhängen. Die Gleitfläche(n) wird in geringerer Tiefe vermutet und konnte auch in verschiedenen, z.T bereits ausserhalb des Atlasblattes Ilanz gelegenen Bachprofilen direkt beobachtet werden.

Aufgrund einer Abschätzung der totalen vertikalen Verschiebungsbeträge schliesst BOLLINGER (1998) auf ein Alter der Sackung von ca. 11 000 J. BP.

Rutschmasse

Neben den im Zusammenhang mit der Lugnezer Schiefersackung beschriebenen Rutschungen sind vor allem die Rutschgebiete in der Umgebung von Riein erwähnenswert. Die nordwestlich dieses Ortes gelegene Rutschmasse Prada weist eine markant hügelig-wellige Morphologie auf. Im gesamten Bereich dieser Rutschmasse hat sich wieder eine mehr oder weniger zusammenhängende Boden- und Vegetationsdecke gebildet. Dies lässt vermuten, dass diese Rutschung heute nur noch wenig aktiv ist.

Das grossflächige Rutschgebiet östlich von Riein weist eine morphologisch markante Dreiteilung auf: Es besteht im oberen Teil aus stark umgelagertem, verrutschtem Hangschutt und besitzt hier eine mittlere bis grosse Steilheit. Längs der Abrisskante steht Fels an. Im mittleren Teil verflacht sich das Gelände deutlich und weist zahlreiche vernässte Stellen auf. Dieser Teil wurde als verrutschte Moräne kartiert. Der untere Teil besitzt wiederum eine grössere Steilheit und weist deutliche Spuren einer intensiven Erosion und Materialumlagerung auf. Es handelt sich um verrutschten Hangschutt mit einem beträchtlichen Anteil an umgelagertem und abgeschwemmtem Moränenmaterial. Der Rutschungsfuss wird durch die erosive Tätigkeit des Riein-Baches stetig abgetragen, was eine stete Aktivierung der Rutschung bewirkt.

Am gegenüberliegenden Ufer des Glenners, wenig nördlich der grossen Schiefersackung, findet sich zwischen Porclas und Runca eine weitere bedeutende Rutschmasse, die aus mit Moränenmaterial vermischttem Hangschutt besteht. Hier wurden Bewegungen von 5–10 cm/Jahr gemessen.

Eine weitere Rutschmasse ist südlich von Riein im dichten Wald kartiert worden. Sie liegt vollständig innerhalb der Pianca-Zone der Peidener Schuppenzone. In deren oberen Teil sind auch heute noch beträchtliche Hangbewegungen auszumachen (schriftl. Mitt. H. Luginbühl). Eine rund 1 km südwestlich von Ilanz gelegene, ältere, aus Gehängeschutt und Moräne bestehende Rutschmasse ist ebenfalls komplett bewaldet. Die Abrissnische ist jedoch auf dem digitalen Höhenmodell noch gut sichtbar.



Fig. 13: Abrissränder und Nackentälchen am Camaner Grat (Bereich des unteren Blattrandes, Blickrichtung NE).

Abrissrand, Nackentälchen

Ein Abrissrand kann eine Ausbruchsnische umranden, aber auch als sekundärer Abrissrand im Innern einer Rutsch- oder Sackungsmasse liegen. Dabei ist, je nach Ausmass der erosiven Überprägung, ein Abrissrand nicht immer eindeutig von einer Erosionskante zu unterscheiden. Anrisse, Spalten und Nackentälchen sind im Bereich der zwei grossen Sackungsmassen sehr zahlreich. Letztere lassen sich oft über mehrere hundert Meter verfolgen und können mehrere Meter bis mehrere Dekameter breit und tief sein. Typische, zum Teil mit kleinen Seelein und Sümpfen in Verbindung stehende Nackentälchen finden sich südlich des Piz Sezner und längs des Camaner Grates (Fig. 13).

Um das Kartenbild nicht zu überlasten, sind jeweils nur die prägnantesten Phänomene eingetragen worden. Zudem gilt es zu bedenken, dass sich das Erscheinungsbild einer aktiven Sackungs- bzw. Rutschmasse schon innerhalb weniger Jahre stark ändern kann. So sind heute, besonders im flusssnahen, aktivsten Teil der Lugnezer Sackungsmasse, lokal bereits neue, zum Kartierungszeitpunkt noch nicht vorhandene Abrisse entstanden.

Fels- bzw. Blocksturzlagerung, Anhäufung von Sturzblöcken

Naturgemäss sind vor allem widerstandsfähigere Gesteine (Gneisquarzit, Kalke, Verrucano-Konglomerate) blockbildend, während die schiefrigen Lithologien rasch aufspalten und zu Hangschutt zerfallen.

Am nördlichen Abhang des Piz Mundaun finden sich zwei grössere Blockfelder. Diese entstanden durch Felsstürze, die von der aus grobem Sandkalk und Quarzit aufgebauten Gipfelpartie stammen. Kleinere Vorkommen von Sturzblöcken finden sich ca. 1 km südöstlich von St. Martin (Gneisquarzite) sowie wenig östlich des Piz Fess (kalkige Bündnerschiefer). Auch längs der steil aufragenden Verrucano-Flühe beidseits des Vorderrheintals finden sich an mehreren Stellen Anhäufungen von Sturzblöcken.

Trockenschuttkegel; Hangschutt, z.T. vermischt mit Blockschutt

Hangschutt wird primär durch Verwitterung und gravitativen Transport von Fest- oder Lockergesteinen (Moräne) gebildet. Aus Festgestein gebildeter Hangschutt bildet auch morphologisch klar erkennbare Schutthalden am Fusse der Felswände oder Schuttkegel am Ausgang von Felscouloirs. So sind die steilwandigen Verrucano-Felsen beiderseits des Vorderrheintals von ausgedehnten, heute aber komplett bewaldeten Schutthalden begleitet.

Bei Hangschutt, der aus Lockergestein entstand, ist das morphologische Erscheinungsbild dagegen oft wenig prägnant und die kartografische Erfassung und Abgrenzung entsprechend schwierig. So ist zum Beispiel im Gebiet der Lugnezer Sackung ein Teil der Moränenbedeckung durch Rutschungs- und Verwitterungsprozesse stark beeinflusst. Das kompakte Moränengefüge ist stark aufgelockert und das Material teilweise stark umgelagert. Entsprechend wurde in den aktiven Rutschgebieten, z.B. nordöstlich von Lumbrin, relativ viel Hangschutt ausgeschieden. Von den innerhalb grösserer Sackungskompartimente gelegenen, überwiegend überwachsenen Hangschuttvorkommen dagegen wurden nur die bedeutenderen eingezeichnet, so dass hier die ursprüngliche Moränenbedeckung in den Vordergrund tritt.

Südlich des Glenner sind nur wenige grossflächige Hangschuttvorkommen auskartiert worden. Es handelt sich um Bereiche, in denen die gravitative Umlagerung die ursprüngliche Glazialmorphologie stark überprägt hat.

Blockgirlande

Östlich des Piz Radun findet sich eine Schutthalde, die gegen unten in eine wenig prägnant ausgebildete, wallförmige Akkumulation von Blöcken übergeht. Diese angehäuften Blöcke wurden als Blockgirlande bzw. Schneehaldenmoräne («Protalus Rampart») interpretiert.

Gemischter Schuttkegel: Bach-, Murgang- und Hangschutt

Typische, gemischte Schuttkegel sind am NE-Abhang des Piz Riein und östlich des Piz Signina ausgebildet. Es handelt sich um mit Moränenmaterial vermischten Hangschutt, der durch niedergehende Murgänge stark überprägt worden ist. Die entsprechenden Murgangrinnen sind gut sichtbar. Zwei weitere gemischte Kegel sind SSW des Piz Mundaun vorhanden.

Bachschuttkegel

Bachschuttkegel wurden dort ausgeschieden, wo im Bereich von Bächen und Gerinnen, die praktisch das ganze Jahr hindurch Wasser führen, kleinere und grössere Schuttablagerungen entstanden sind. Schöne Beispiele finden sich beidseitig des Vorderrheins westlich von Ilanz. In den Seitentälern östlich des Glenner haben sich die Bäche zwar tief in den Fels eingeschnitten, aber nirgends grössere Schuttkegel deponiert.

Erosionsrand, Terrassenkante

Auf der Karte wurden nur an wenigen Stellen Erosionsränder und Terrassenkanten eingetragen. Speziell zu erwähnen sind die Terrassenkanten innerhalb des spät- bis postglazialen Schuttfächers bei Ilanz sowie die südlich von Lumbrein beidseitig des Glenner ausgebildeten Erosionsränder. Letztere sind ausserhalb der grossen Lugnezer Sackungsmasse gelegen und belegen die hier herrschenden, weitgehend stabilen Böschungsverhältnisse.

Innerhalb der Lugnezer Sackungsmasse haben einzelne der Bäche schmale, durch scharfe Erosionsränder begrenzte Rinnen in die Moränen- und Gehängeschuttdecke eingetieft. Auch der am westlichen Kartenrand liegende Alpettlibach hat sich stark eingeschnitten.

Die auf der Ostseite des Glenner gelegenen Dörfer Camuns, Duvin, Pitasch und Riein sitzen auf einer ehemals zusammenhängenden Terrassenfläche, die mit dem etwa gleich hoch gelegenen Terrassenniveau von Meierhof-Flond korreliert und als alter Talboden interpretiert werden kann (NABHOLZ 1951). Die tiefen und engen Schluchten des Val Uastg, Val da Pitasch und Val da Riein zerschneiden diese Terrassenfläche. Auf eine Eintragung der diese Schluchten begrenzenden Erosionsränder wurde aber bewusst verzichtet, da diese das Kartenbild zu stark belasten würden.

Kalktuff

In der Lugnezer Sackungsmasse treten an zahlreichen Stellen kleinere und grössere Kalktuff-Vorkommen auf, das grösste davon nordwestlich von Vignogn. Ein Teil dieser Vorkommen steht noch mit einem Bächlein oder einer Quelle in

Verbindung, während andere keinen aktiven Zulauf mehr besitzen. Wegen der Rutschungen und der vorgenommenen Drainierungen des Geländes versiegten einige der Quellen und Wasserläufe bzw. treten an anderen Orten aus.

Moor, Sumpf, Ried

Die schlecht durchlässige Moränendecke trägt an zahlreichen Stellen mehr oder weniger ausgedehnte, versumpfte Mulden. Auf der Karte sind nur die bedeutenderen Flächen dargestellt. Darunter befinden sich auch zahlreiche geschützte Objekte von nationaler Bedeutung (Amt für Umweltschutz Graubünden 2007). Als Beispiele sollen die Riedflächen von Cuolm Sura (nordöstlichen Blattecke), das Moor beim Moränenwall von Affeier und der Riedgürtel im Norden des Grates Piz Sezner–Piz Mundaun, der sich vom Alpettlibach im Westen bis zum Glenner im Osten erstreckt, genannt werden. Auch die innerhalb der Lugnezer Sackungsmasse gelegenen Riedflächen bei Murtès (ca. Koord. 730.100/175.400) und Lavadinas (unterhalb des Hitzeggerkopfs) sind geschützt.

Es fällt auf, dass östlich der Geländeterrassen von Camuns, Duvin, Pitasch, Riein und des Rossbodens innerhalb der moränenbedeckten Bündnerschiefer der Grava-Decke praktisch keine Sumpf- und Riedflächen beobachtet wurden. Dies dürfte mit dem hier wesentlich steileren Gelände zusammenhängen, das zu einem raschen Abfluss des anfallenden Meteorwassers führt.

q_a Rezente Alluvion

Grösserflächige, junge Talböden mit rezenten Alluvionen sind nur im Vorderrheintal anzutreffen. Die hier abgetieften Bohrungen zeigen die folgende, generelle Schichtabfolge (von oben nach unten):

- sandig-lehmiger Kies (junge Rheinschotter)
- siltig-tonige bis feinsandige Seebodenablagerungen
- Moräne
- sandige Kiese (ältere Rheinschotter)

BÜCHI & MÜLLER (1981) berichten von aufrecht stehenden Wurzelstöcken aus Eichenholz, die östlich von Rueun (Koord. 731.650/181.950, ca. 710 m ü. M.) in den Seebodenablagerungen im Liegenden der jungen Rheinschotter gefunden wurden. Das älteste an diesen Wurzelstöcken ermittelte ¹⁴C-Alter betrug 6620 ± 120 J. v. Chr., was einem kalibrierten Alter von 7634 ± 327 J. v. Chr. entspricht. Diese Seebodenablagerungen sind nicht vorbelastet und demnach mit Sicherheit nach dem letzten Gletschervorstoss entstanden. Dies stimmt mit dem Befund von POSCHINGER (2006) und DEPLAZES et al. (2007) überein, dass die Flimser Bergsturzmasse, deren Niedergang auf ca. 7500 J. v. Chr. datiert wurde, nicht mehr vom Gletscher überfahren worden ist.

Weitere Alluvionen bildeten sich längs des Glenners. Sie sind jedoch nur kleinflächig, da sich die Lugnezer Sackungsmasse ständig ins Tal «hineinschiebt» und damit die Bildung von grösseren Flächen verhindert.

Ehemalige Uferlinien des Vorderrheins

Die auf der Karte eingezeichneten ehemaligen Uferlinien des Vorderrheins wurden von den Dufour- und Siegfried-Karten übernommen. Die Böschungskanten sind zum Teil heute noch im Gelände erkennbar und zeigen, dass der Vorderrhein ursprünglich stark mäandriert hat. Zusätzlich wurde auch der Verlauf um 1963 dargestellt. Das letzte grosse Hochwasser ereignete sich im September 2008 und richtete vor allem in der Rheinschlucht (ausserhalb des Bl. Ilanz) grosse Schäden am Bahntrasse an.

Doline, Versickerungsstelle eines Baches

Im Gebiet der «Trias von Obersaxen» sind an zahlreichen Stellen karstmorphologische Erscheinungen zu beobachten. Besonders erwähnenswert sind die südlich von Meierhof, bei ca. Koord. 726.800/178.150 gelegenen Dolinen. Ein Versickerungstrichter, in den ein kleiner Bach einmündet, findet sich ungefähr 1,5 km westlich dieser Stelle.

Künstliche Auffüllung, Aufschüttung

Grössere Aufschüttungen sind unmittelbar östlich von Ilanz, im Bereich des Bahntrassees und der Hauptstrasse, vorhanden. Erwähnenswert ist auch die teilweise wieder aufgefüllte Kiesgrube bei Sevgein. Kleinere Deponien finden sich an mehreren Stellen längs des ausgedehnten Strassen- und Wegnetzes.

TEKTONIK

Einführung

Das Geologie des Blattes Ilanz bewegt sich im Grenzbereich zwischen helvetischem und pennischem Ablagerungsraum und liegt gleichzeitig zwischen zwei Schlüsselregionen der alpinen Gebirgsbildung (siehe tektonisches Übersichtskärtchen):

Südlich des Blattes tritt die Adula-Decke an die Oberfläche, die eine alpine Hochdruck-/Hochtemperatur-Metamorphose durchlaufen hat und zusammen mit den darüberliegenden Bündnerschiefern eine klassische Subduktionszone mit Akkretionskeil repräsentiert (BERGER et al. 2005). Sie stellt den südlichsten Teil der europäischen Kontinentalplatte dar.

Im Norden des Blattes finden sich die Überreste eines vermutlich über 30 km breiten Verrucanotroges, der in voralpiner Zeit zwischen Aar-Massiv und Gotthard-«Massiv» gelegen und das heute grösstenteils «verschluckte» Tavetscher Zwischenmassiv überdeckt hat (Fig. 14). Dieser Trog wurde im Verlauf der alpinen Gebirgsbildung zusammengequetscht und seine Trogfüllung als Deckenkörper längs der Glarner Hauptüberschiebung weit nach Norden verfrachtet.

Das Kristallin des Tavetscher Zwischenmassivs tritt wenig nördlich des Blatt-randes an die Oberfläche und ist stark zerschuppt. Diese Verschuppung ist im Profil Waltensburg–La Cauma (WYSSLING 1950, KÄCH 1972, WYSS 1985) klar erkennbar, während sie weiter östlich, längs des Panixer Tales, infolge der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht mehr mit absoluter Sicherheit nachweisbar ist (WYSSLING 1950, ENGEL 1976). Nicht geklärt ist, ob das Tavetscher Zwischenmassiv, wie in PFIFFNER (1977, S. 229f.) dargestellt, sich nach Süden bis unter das Vorderrheintal und damit bis unter die Waltensburger Schuppe erstreckt oder aber, wie für die vorliegenden Profile auf Tafel I angenommen, von «gotthardmassivischem» Kristallin unterlagert ist. Da der Verrucano des «Ilanzer Troges» sich nach Westen in die Garvera-Zone fortsetzt (siehe z.B. Tektonische Karte der Schweiz 1: 500 000) und dort den weitgehend an Ort gebliebenen Rest der ursprünglichen Sedimentbedeckung (Perm–Lias) des nördlichen Gotthard-«Massivs» darstellt (NIGGLI 1944; GUNTLI 2006), könnte nämlich durchaus auch im Querschnitt von Waltensburg «gotthardmassivisches» Kristallin das Liegende dieses Verrucanos bilden.

Die Glarner Hauptüberschiebung spaltet sich gemäss PFIFFNER (1985) im Süden in drei Äste auf. Der erste Teilstück würde zwischen dem zentralen Aar-Massiv und dem Punteglias-Teilmassiv (Bereich der Frisal-Mulde), der zweite zwischen dem Trunser Teilmassiv und dem Tavetscher Zwischenmassiv (Bereich der Disentiser und Urseren-Zone) und der dritte zwischen dem Tavetscher Zwischenmassiv und dem Gotthard-«Massiv» (Garvera-Zone) in die Tiefe tauchen. TRÜMPY (1999)

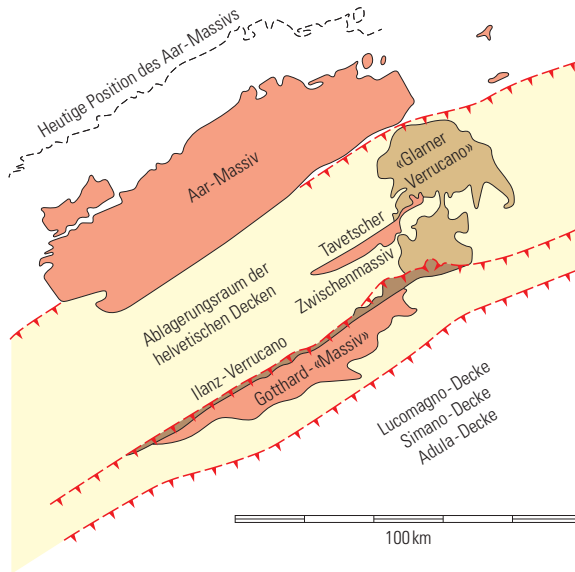


Fig. 14: Paläogeografische Karte des prätriassischen Grundgebirges (nach PFIFFNER 2009, modifiziert).

vermutet die tektonisch wichtigste Trennlinie zwischen Aar-Massiv und Tavetscher Zwischenmassiv (vgl. auch KÄCH 1972, Tafel 1).

Möglicherweise stellt die von WYSSLING (1950) beschriebene, stark tektonisierte und zahlreiche Schuppen umfassende «Zone von Panix» eine den Hauptast der Glarner Hauptüberschiebung begleitende Schürf-(Mélange-)Zone dar. Die starke Verschuppung des Tavetscher Zwischenmassivs könnte dann mit der engen Nachbarschaft zu dieser bedeutenden tektonischen Zone erklärt werden. Die im Gotthard-Basistunnel unmittelbar südlich des Aar-Massivs aufgefahrene Schiefer- und Kakiritzone (vgl. GUNTGLI 2006), die auch einen bedeutenden Teil des Tavetscher Zwischenmassivs einschliesst, liegt in der westlichen Fortsetzung dieser Suture. Dieselbe spielte gemäss TRÜMPY (1980, S. 92) die Rolle einer «Neoalpinen Wurzel- bzw. Subduktionszone», die nach der Schliessung des piemontesischen Troges aktiv war.

Der Ilanz-Verrucano repräsentiert den Südrand des ursprünglichen «Glarner Verrucano-Troges» (Fig. 14; KEMPF & PFIFFNER 2004). Dieser Trog reichte mit Sicherheit nicht weiter nach Süden, da das Gotthard-Kristallin wenig südlich des Vorderrheins direkt vom sog. Basisquarzit der Trias (Mels-Formation) überlagert ist (vgl. Karte und TRÜMPY 1999).

Tektonische Einheiten

Aar-Massiv und Tavetscher Zwischenmassiv

Das Kristallin des östlichen Aar-Massivs (Punteglias- und Trunser Teilmassiv) endet nördlich von Brigels, entlang des Val Flem. Es ist mit Verrucano der Cavistrau-Decke bedeckt. Derselbe grenzt mit tektonischem Kontakt an den sog. «Glarner Verrucano» (WYSSLING 1950, KÄCH 1972, PFIFFNER 1977). Dieser tektonische Kontakt dürfte, wie erwähnt, den abtauchenden Hauptast der Glarner Hauptüberschiebung verkörpern, die sich gegen Westen in die Disentiser Zone fortsetzt (WYSS 1985).

Das erst nördlich des vorliegenden Kartenblattes zutage tretende Tavetscher Zwischenmassiv umfasst hauptsächlich Kristallin und Perm. Es weist, wie erwähnt, einen ausgeprägten Schuppenbau mit einem stark «zerschlitzten» Kristallin auf (WYSSLING 1950, WYSS 1985). Die östlichsten Aufschlüsse von Kristallin des Tavetscher Zwischenmassivs liegen im Panixer Tal (Val da Pigniu). Besonders erwähnenswert ist das an mehreren Stellen beobachtbare, Anthrazit führende Karbon (TRÜMPY 1944, WYSSLING 1950).

Gotthard-«Massiv» (inkl. Sedimentbedeckung)

Das Gotthard-«Massiv» nimmt die südwestliche Blattecke ein und besteht aus kristallinem Grundgebirge und einer reliktschen mesozoischen Sedimentbedeckung mit Trias und wenig Lias. Die Trias lässt sich bis an das Ostufer des Glenens bei Ilanz verfolgen. Der Kontakt zum Ilanz-Verrucano ist mit Sicherheit tektonisch überprägt (WYSSLING 1950; Fig. 3), doch scheint die Trias zumindest lokal die ursprüngliche stratigraphische Bedeckung des Ilanz-Verrucanos zu verkörpern. Das Kristallin taucht gegen Osten unter die Scopi-Zone ab. Seine Hauptschiefelung fällt mit ca. 15–35° gegen S bis SE ein.

In Analogie zur Situation in der Garvera-Zone (NIGGLI 1944) wird der im Norden des vorliegenden Atlasblattes aufgeschlossene Ilanz-Verrucano zum Autochthon des Gotthard-«Massivs» gezählt. Diese Verrucano-Sedimente bilden gemäss WYSSLING (1950) und STAUB (1983) zwei Schuppen, die beidseits des Vorderrheins aufgeschlossen sind:

- Die *Waltensburger Schuppe* bildet den unteren Teil der steilen Talflanken und verschwindet im Gebiet von Schnaus unter den Alluvionen des Vorderrheins. Westlich des Kartenblattes ist sie noch nicht abgegrenzt worden.
- Die *Ilanzer Schuppe* liegt über der Waltensburger Schuppe und reicht nördlich des Vorderrheins im Querschnitt Schnaus-Alp Muota weit nach Norden. Südlich des Vorderrheins lässt sie sich bis zum Flimser Bergsturz hin verfolgen.

Die Abgrenzung dieser beiden Schuppen ist diskutabel. Es ist zudem denkbar, dass es sich um eine stratigraphische Abfolge mit tektonisch überprägten Kontakten handelt (mündl. Mitt. A. Pfiffner). In beiden Schuppen weist die alpine Hauptschieferung ein relativ einheitliches, schwach SE-geneigtes Einfallen mit einem Mittelwert von 159/18 auf (STAUB 1980). Die im Gestein enthaltenen Komponenten zeigen oft eine ausgeprägte Längung in der Schieferungsebene. Im gesamten Gebiet existieren im Verrucano zwei dominierende Kluftsysteme: Das Kluftsystem K1 streicht NW–SE und fällt mit 75–85° gegen NE bzw. SW ein, während das System K2 NE–SW streicht und mit 80–90° steil gegen NW bzw. SE einfällt.

Westlich von Brigels sitzt auf dem Rücken des Ilanz-Verrucanos ein weit herum sichtbares, isoliertes Triasvorkommen. Diese *Trias von Schlans* kann einerseits mit dem «gotthardmassivischen» Mesozoikum der Garvera-Zone (WYSS 1985) verbunden werden und ist andererseits mit der Trias-Klippe von Alp Muota (OBERHOLZER 1942, WYSSLING 1950) zu korrelieren, die stratigraphisch auf dem Verrucano liegt.

Scopi-Zone

Die Scopi-Zone ist nach dem Scopi am Lukmanier-Pass benannt und lässt sich über den Passo della Greina bis ins vorliegende Gebiet verfolgen. Hier baut sie die Gebirgskette des Piz Sezner und Piz Mundaun auf und endet östlich von Ilanz am Flimser Bergsturz. Die generell mit ca. 25–45° nach SSE bis SE einfallenden Sedimente werden in Anlehnung an FREY (1967) als parautochthones «gotthardmassivisches Mesozoikum» aufgefasst. Die Mächtigkeit des Sedimentstapels der Scopi-Zone beträgt 1000–1100 m.

Lange war umstritten, ob diese Sedimente eine normale oder inverse Lagerung aufweisen. Nach NABHOLZ (1948) und NABHOLZ & VOLL (1963) stellen sie eine normale, aufrechte Abfolge dar. Gemäss BAUMER et al. (1961), ETTER (1987) und den Autoren der vorliegenden Erläuterungen dagegen handelt es sich um eine Verkehrtserie: Während der alpinen Gebirgsbildung wurde die ursprüngliche autochthone Sedimenthaut des Gotthard-«Massivs» abgeschert, nach Norden verfrachtet und zu einer grossen Deckfalte zusammengeschoben. Die heutige Scopi-Zone stellt dabei den inversen und die zur Peidener Schuppenzone gehörende Pianca-Zone den verschuppten Normalschenkel dieser Grossfalte dar.

Peidener Schuppenzone

Die Peidener Schuppenzone liegt zwischen der süd- bis ultrahelvetischen Scopi-Zone und den unterpenninischen Bündnerschiefern der Grava-Decke. Sie lässt sich von Versam im Osten bis ins Val di Campo im Westen verfolgen. Im vorliegenden Gebiet folgt sie mehrheitlich dem Lauf des Glenner und bildet meist schroffe, nur lokal begehbbare Felswände.

ETTER (1987) gliedert die Peidener Schuppenzone im Gebiet zwischen dem südlichen Blattrand und der Koord. 171.200 in eine Pianca-Zone und eine Forca-Zone. Die von JUNG (1963) im Val Dadens da Silgin und im Val Dado da Silgin auskartierte Puzzatscher Schuppe und Zamuor-Schuppe entsprechen zusammen der Forca-Zone. Da weiter östlich die schuppentrennenden Triaseinschaltungen fehlen, wurde auf der vorliegenden Karte auf eine Differenzierung dieser Schuppen verzichtet.

Die Pianca-Zone stellt eine durchziehende Einheit dar. Die Forca-Zone dagegen keilt bei Koord. 171.200 aus. An ihre Stelle tritt die Giera-Schuppe, die aber erst nördlich der Koord. 180.000 einsetzt. Die vorliegende Kartierung zeigt, dass dieselbe entgegen der Meinung von ETTER (1987) eine normale Lagerung aufweist. Faziell gesehen nimmt die Giera-Schuppe eine Zwischenstellung zwischen Scopi-Zone und Pianca-Zone ein. Die letztere ist ebenfalls mehrheitlich normal gelagert («Stgir-Serie» unten, «Inferno-Serie» oben).

Im Bereich zwischen der aussetzenden Forca-Zone und der einsetzenden Giera-Schuppe ist die Pianca-Zone von einem basalen Triaszug begleitet, der Triaszug von Peiden genannt wird. Dieser Triaszug ist unter anderem beim Peiden Bad, bei Uors und bei der Pitatscher Säge aufgeschlossen. Er wird von JUNG (1963) als Kern der überkippten Deckfalte betrachtet.

Zone Piz Terri-Lunschania

Die Zone Piz Terri-Lunschania stellt gemäss PROBST (1980; Fig. 16) die mesozoische Sedimentbedeckung der Soja-Decke (Verrucano) dar und wird dem Unterpenninikum zugeordnet. Sie erstreckt sich vom Gebiet Olivone/Luzzzone in nordöstlicher Richtung und reicht mit ihrem Nordostende bis ins Kartenblatt Ilanz. Sie umfasst die Terri-Gipfelzone und die Güida-Alpettas-Schuppenzone (vgl. WYSS & ISLER 2007).

Die Terri-Gipfelzone endet unweit des südlichen Blattrandes auf einer Höhe von ca. 1800 m ü. M. Hier sticht sie unter die Gneisquarzite der überlagernden Güida-Alpettas-Schuppenzone ein. Diese Schuppenzone verläuft in ostnordöstlicher Richtung und endet ihrerseits im hintersten Val Uastg. Die hier anstehenden Dolomite und sandig-kalkigen Schiefer sind stark verfaltet (Fallenachse: 60/20) und weisen eine weitständige Schieferung im dm-Bereich auf.

Die Zone Piz Terri-Lunschania bildet den Kern der sog. Lunschania-Antiform (PROBST 1980), die sich in den Bündnerschiefern der Grava-Decke (s. unten) bis in den Raum von Chur verfolgen lässt (STEINMANN 1994).

Grava-Decke

NABHOLZ (1945) betrachtete die nördlich der Lunschania-Antiform liegenden «Lugnezer Schiefer» als eigenständige tektonische Einheit und brachte sie mit der

Simano-Decke in Verbindung. Die südlich der Antiform liegenden Bündnerschiefer der «Grava-Serie» wurden von ihm mit der Adula-Decke in Zusammenhang gebracht. VOLL (1976) kam aufgrund strukturgeologischer Untersuchungen zum Schluss, dass die «Lugnezer Schiefer» über die Lunschania-Antiform hinweg mit der «Grava-Serie» zusammenhängen. Die beiden Einheiten werden heute zusammengehängt und als Grava-Decke bezeichnet (STEINMANN 1994). Die früheren «Lugnezer Schiefer» bilden eine grossräumige Synform (Tafel I). Der überkippte Südschenkel dieser Synform ist nach STEINMANN (1994; vgl. auch Fig. 8) stark ausgedünnt und vermutlich grösstenteils abgeschert. Der über dem basalen Tonschieferkomplex (S_G) liegende Kalkschieferzug (S_{GK}), der im Turisch-Tobel der Nollakalk-Formation und der Carnusa-Formation zugeordnet werden konnte (STEINMANN 1994), dürfte den Kern dieser Synform verkörpern.

Im gesamten Bereich der Grava-Decke tritt eine steil einfallende, NNW-SSE-streichende Klüftung auf. Im Gebiet zwischen Piz Radun und Piz Miezzi sind auch mehrere bedeutende Brüche vorhanden, die die gleiche Orientierung wie diese Klüfte aufweisen.

METAMORPHOSE

von M. Wiederkehr

Die metamorphe Entwicklungsgeschichte der im Bereich des vorliegenden Kartenblattes auftretenden Bündnerschiefer war lange Zeit nur schlecht bekannt und beschränkte sich im Wesentlichen auf die Beschreibung einer grünschieferfaziellen Metamorphose (JUNG 1963, THUM & NABHOLZ 1972, KUPFERSCHMIED 1977, PROBST 1980, ETTER 1987, STEINMANN 1994, FERREIRO MÄHLMANN & PETSCHICK 1996, RAHN et al. 2002). Zudem waren einige wenige lokale Vorkommen von Glaukophan in den mit den Bündnerschiefern assoziierten Ophiolithen bekannt. Entsprechende Vorkommen waren nördlich des San Bernardino Passes (Aufschluss «Neu Wahli»; GANSER 1937), in der Nähe von Splügen (Aufschluss «Brennhofstobel»; NABHOLZ 1945) und beim Tomülpass östlich von Vals (OBERHÄNSLI 1977, 1978) beobachtet worden.

Dies änderte sich, als in den Bündnerschiefern der Grava- und Tomül-Decke, in der Peidener Schuppenzone und in der Zone Piz Terri-Lunschania an mehreren Orten reliktsicher Mg-Fe-Karpholith, ein Indexmineral der Hochdruck-Tiefemperatur-Metamorphose, entdeckt wurde (GOFFÉ & OBERHÄNSLI 1992, OBERHÄNSLI et al. 1995, WEH 1998, BOUSQUET et al. 2002, DERUNGS 2008, WIEDERKEHR et al. 2008). WIEDERKEHR (2009) stellte in der Folge zudem fest, dass bei der grünschieferfaziellen Metamorphose zwischen einer älteren, mit dem Ausklingen der HP/LT-Metamorphose in Zusammenhang stehenden, retrograden Grünschiefermetamorphose und einer jüngeren Grünschiefermetamorphose des Barrow-Typs (sog. «Lepontische Metamorphose») unterschieden werden muss. Der Chloritoid, welcher in den Al-reichen, pelitischen Abfolgen der Scopi-Zone, der Peidener Schuppenzone und der Zone von Piz Terri-Lunschania sehr häufig zu finden ist (JUNG 1963, PROBST 1980, ETTER 1987) und lokal auch in den nordpenninischen Bündnerschiefern der Tomül-Decke auftritt (RAHN et al. 2002), spielt dabei eine bivalente Rolle. Er repräsentiert normalerweise die Grünschieferfazies (Chloritoid-Zone; NIGGLI 1960, NIGGLI & NIGGLI 1965), kann aber auch unter den Bedingungen einer Hochdruck-Tiefemperatur-Metamorphose gebildet werden (OBERHÄNSLI et al. 2003).

Die mehrphasige metamorphe Entwicklung der unterpenninischen Bündnerschiefer (Grava- und Tomül-Decke) und der Schiefer der Peidener Schuppenzone sowie der Zone Piz Terri-Lunschania stellt ein Abbild der grosstektonischen Vorgänge dar (siehe Kap. «Tektono-metamorphe Entwicklung»).

Für einen generellen, überregionalen Überblick sei auf die Metamorphosekarten von FREY et al. (1999) und OBERHÄNSLI et al. (2004) und die dazugehörigen Erläuterungen (FREY & FERREIRO MÄHLMANN 1999, ENGI et al. 2004) sowie auf

BOUSQUET et al. (2008) verwiesen. Im Folgenden sollen die einzelnen Metamorphosephasen noch etwas eingehender erläutert werden.

Blauschieferfazielle Metamorphose (43–40 Ma)

Grossregionale Untersuchungen zeigten, dass Fe-Mg-Karpholith in den Bündnerschiefern des Walliser Trogos weit verbreitet ist (Fig. 15; OBERHÄNSLI et al. 1995, BOUSQUET et al. 1998, 2002). Durch das Auftreten von Fe-Mg-Karpholith in der Peidener Schuppenzone (WIEDERKEHR et al. 2008) und der Zone Piz Terri-Lunschana (DERUNGS 2008, WIEDERKEHR 2009) wird belegt, dass auch die Sedimentbedeckung des Grenzgebietes zum helvetischen Faziesraum eine blauschieferfazielle Überprägung erfahren hat. In der vorgelagerten Scopi-Zone dagegen wurden bis heute keinerlei Hinweise auf eine frühere HP/LT-Überprägung gefunden.

Der Karpholith tritt ausschliesslich in Quarz-Kalzit-Adern auf, die sich durch eine faserige Erscheinung und eine charakteristisch grünlich-silbrige Farbe auszeichnen (GOFFÉ & CHOPIN 1986, FOURNIER et al. 1991, AGARD et al. 2001, RIMMELÉ et al. 2003, WIEDERKEHR et al. 2008). Karpholith wurde bis anhin noch nie in der Gesteinsmatrix gefunden und ist in der Regel nur noch als haarförmige Nadelchen oder als Pseudomorphosen im Quarz erhalten.

Die metamorphe Entwicklung der Bündnerschiefer des Walliser Trogs wurde in jüngster Zeit mit $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Altersbestimmungen an reliktschen, kogenetischen Glimmern genauer datiert. Für die HP/LT-Metamorphose wurde ein mittelozeänes Alter von 43–40 Ma ermittelt. Die Temperaturen und Drücke lagen dabei im vorliegenden Gebiet bei ca. 350–400 °C und 1,2–1,4 GPa (Fig. 17; BOUSQUET et al. 2002, WIEDERKEHR et al. 2009).

Retrograde grünschieferfazielle Metamorphose (36–29 Ma)

Die Mineralparagenesen der Metasedimente des vorliegenden Gebietes lassen keine genauere Angaben betreffend der niedriggradigen Metamorphosebedingungen zu. Generell wurde von einer grünschieferfaziellen Metamorphose mit Temperaturen von 350–400 °C und Drücken von 0,5–0,7 GPa ausgegangen (BOUSQUET et al. 2002, RAHN et al. 2002, WIEDERKEHR 2009).

Wie die Untersuchungen von PETROVA et al. (2002) und FERREIRO MÄHLMANN et al. (2002) im Profil Prättigau-Misox zeigten, erlaubt das in den mesozoischen Metasedimenten z.T. reichlich vorhandene organische Material jedoch eine wesentlich genauere Abschätzung der Metamorphosebedingungen. Die auf der Temperaturverteilungskarte von WIEDERKEHR (2009) dargestellten Isothermen (Fig. 15) beruhen auf einer Analyse dieses organischen Materials mit Hilfe der Raman-Spektroskopie. Diese Untersuchungsmethodik macht sich zu Nutzen, dass die kontinuierliche Transformation der Kristallstruktur bei der Umwandlung von

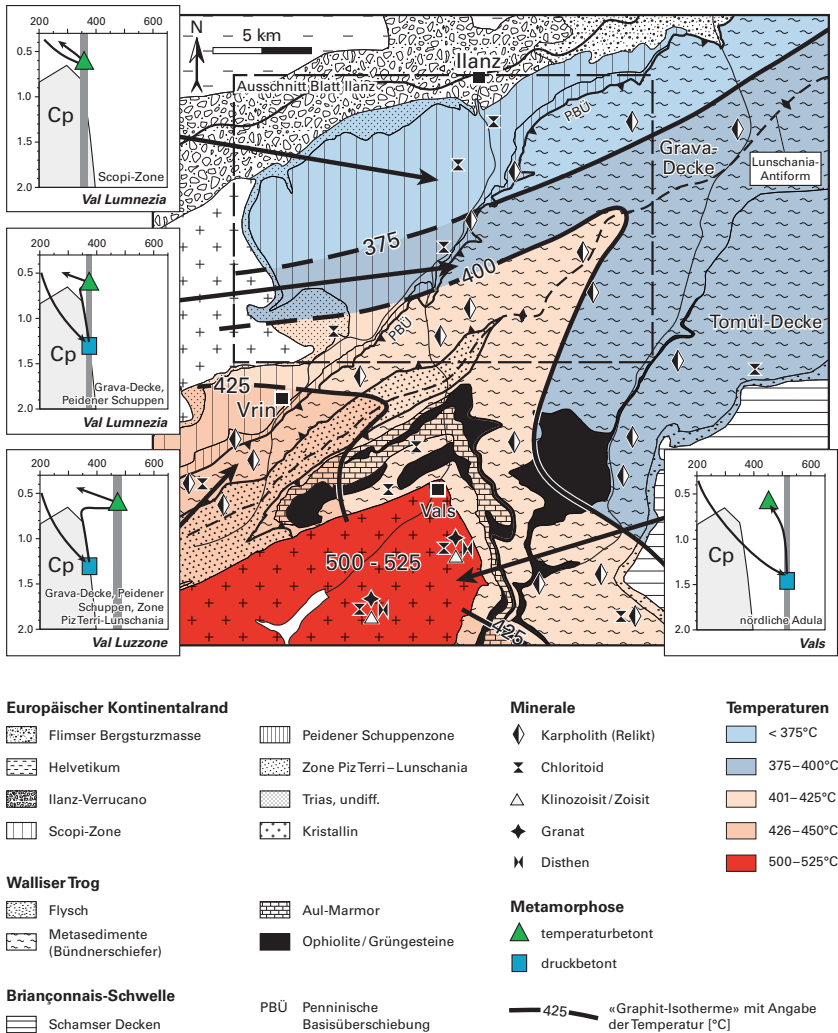


Fig. 15: Karte der Temperaturverteilung (Graphit-Thermometrie), mit Fundpunkten der Index-Mineralie.

amorphem organischem Material in vollständig auskristallisierten Graphit hauptsächlich temperaturabhängig ist, wobei der Grad der Ordnung in der Struktur des kohleartigen Materials systematisch mit steigenden Temperaturen zunimmt (z. B. QUINN & GLASS 1958, FRENCH 1964, LANDIS 1971, GREW 1974, ITAYA 1981, BUSECK & BO-JUN 1985). Diese Beziehung wurde in jüngster Zeit zur Kalibrierung eines entsprechenden Geothermometers verwendet, das eine sehr verlässliche Abschätzung der Temperaturen erlaubt, denen die Metasedimente ausgesetzt waren (BEYSSAC et al. 2002, RAHL et al. 2005). Da der thermisch induzierte Graphitisierungsprozess grundsätzlich irreversibel ist, repräsentieren die mit diesem Geothermometer ermittelten Temperaturen stets die Maximaltemperatur, die ein Gestein entlang eines beliebigen PT-Pfades erreicht hat (WOPENKA & PASTERIS 1993). Mit dieser Methode lassen sich thermische Gradienten in der Grössenordnung von 10–15 °C detektieren (BEYSSAC et al. 2004). Es gilt aber zu beachten, dass die heutige Verteilung der Maximaltemperaturen aus einer Überlagerung mehrerer thermischer Ereignisse entstanden sein kann.

Die in Figur 15 wiedergegebene Karte lässt erkennen, dass die 400 °C- und die 425 °C-Isotherme bei der Bildung der Lunschania-Antiform «mitverfaltet» worden sind. Diese Temperaturen geben deshalb die thermischen Bedingungen wieder, die nach der Überschiebung der Grava-Decke auf die Zone Piz-Terri-Lunschania und das «gotthardmassivische Mesozoikum», aber noch vor der Auffaltung der Lunschania-Antiform geherrscht haben. Sie werden von WIEDERKEHR et al. (2008) mit der obig beschriebenen blauschieferfaziellen HP/LT-Metamorphose und einer daran anschliessenden isothermalen Dekompressionsphase (Übergang in Grünschieferfazies) in Verbindung gebracht. Das Alter der Dekompressionsphase und der damit verbundenen grünschieferfaziellen Überprägung konnte auf 36–33 Ma bzw. 32–29 Ma eingegrenzt werden (WIEDERKEHR et al. 2009), was in Einklang mit den Resultaten von JANOTS et al. (2009) steht, die das Einsetzen der grünschieferfaziellen Bedingungen im Gebiet des Lukmanierpasses und der Val Piora ebenfalls mit 32–29 Ma datiert haben.

In der benachbarten nördlichen Adula-Decke wurden rund 100 °C höhere «Graphit-Temperaturen» ermittelt (Fig. 15: 500–525 °C). Dieser substantielle Temperatursprung entlang des Kontaktes der Adula-Decke zu den umgebenden mesozoischen Metasedimenten zeigt, dass diese innerhalb der Adula-Decke ermittelt wurden, markant höheren Temperaturen bereits vor der Deckenstapelung erreicht wurden und somit der frühen HP-Metamorphose zuzuordnen sind. Diese Interpretation steht in Einklang mit thermobarometrischen Abschätzungen, welche in der nördlichen Adula-Decke blauschiefer- bis eklogitfazielle Bedingungen aufzeigen (VAN DER PLAS 1959, HEINRICH 1983, LÖW 1987), mit Temperaturen, die eindeutig zu hoch für die Bildung von Fe-Mg-Karpholith sind. Dies bedeutet, dass die Adula-Decke eine von den heute benachbarten Bündnerschiefern vorerst stark unterschiedliche tektono-metamorphe Entwicklung durchlaufen hat.

Metamorphose des Barrow-Typs (19–18 Ma)

Im ausserhalb des Kartenblattes gelegenen Gebiet Lukmanier–Olivone–Val Luzzzone gehören die von WIEDERKEHR (2009; Fig. 15) ermittelten «Graphit-Isothermen» eindeutig einem vom blauschieferfaziellen Hochdruck-Niedertemperatur-Ereignis losgelösten thermischen Ereignis an: Zum einen fehlen, wie bereits erwähnt, bis heute in der Scopi-Zone Indizien für eine HP/LT-Metamorphose. Zum andern laufen sowohl die Graphit-Isothermen wie auch die Mineralisograden (ENGI et al. 2004) ungestört über die Deckenkontakte und die Lunschania-Antiform hinweg. Das dazugehörige thermische Ereignis ist demnach jünger als die Deckenstapelung und die Auffaltung der Lunschania-Antiform und damit auch jünger als die retrograde grünschieferfazielle Metamorphose. Die absolute Altersbestimmung ergab für diese Metamorphose, die eine Metamorphose des Barrow-Typs verkörpert, 19–18 Ma (ALLAZ 2008, WIEDERKEHR et al. 2009, JANOTS et al. 2009), d.h. ein miozänes Alter (Burdigalien).

Die Ausdehnung dieser jungen «Lepontischen Metamorphose» gegen Norden ist noch in Diskussion, da für das vorliegende Gebiet bislang noch keine absolute Datierungen vorliegen. Es sei jedoch in diesem Zusammenhang auf die Metamorphoseuntersuchungen im «Ilanzer Verrucano auct.» in der NW-Ecke des vorliegenden Kartenblattes hingewiesen. Die hier beobachtete Mineralparagenese mit Quarz–Albit–Kalifeldspat–Muskovit–Chlorit–Paragonit–Kalzit deutet auf den niedrigtemperierten Bereich der Grünschieferfazies. Temperatur- und Druckabschätzungen mit Hilfe der Muskovit-Paragonit- und der Kalzit-Dolomit-Thermometrie lassen auf Temperaturen von 360–370 °C und Drücke von 0,25 GPa schliessen (STAUB 1983).

TEKTONO-METAMORPHE ENTWICKLUNG

PRÄALPINE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE

Das Grundgebirge, das aus kristallinen Gneisen und Schiefern sowie aus Ilanz-Verrucano besteht, nimmt nur einen kleineren Teil des vorliegenden Gebietes ein und wurde bisher weder bezüglich der voralpinen Gefüge noch punkto früherer Metamorphosen genauer untersucht. Für eine aktuelle Darstellung des präalpinen Geschehens sei deshalb auf die Erläuterungen des Bl. Vals (WYSS & ISLER 2007) und des Bl. Oberalppass (NIGGLI et al. 2008) verwiesen.

ALPINE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE

Nachstehend wird die tektono-metamorphe Entwicklungsgeschichte der Bündnerschiefer des Walliser Trog und der Lias/Dogger-Sedimente der Scopi-Zone des vorliegenden Gebietes kurz zusammengefasst. Dabei wird davon ausgegangen, dass die Zone Piz Terri-Lunschana die südliche Fortsetzung des ultrahelvetischen Raumes darstellt (Fig. 16). Dies kann mit den lithologischen Verhältnissen, den Schüttungsrichtungen und der generellen Fossilführung begründet werden (BOLLI & NABHOLZ 1959, PROBST 1980, WYSS & ISLER 2007).

Der diachrone Verlauf der alpinen Orogenese, die lokal stark differierenden und sich kontinuierlich ändernden PT-Bedingungen sowie das unterschiedliche rheologische Verhalten der verschiedenen Komplexe führte zu einer Vielzahl von Phasenbezeichnungen. Bezüglich der Korrelation dieser Phasen herrscht aber noch immer erhebliche Unsicherheit.

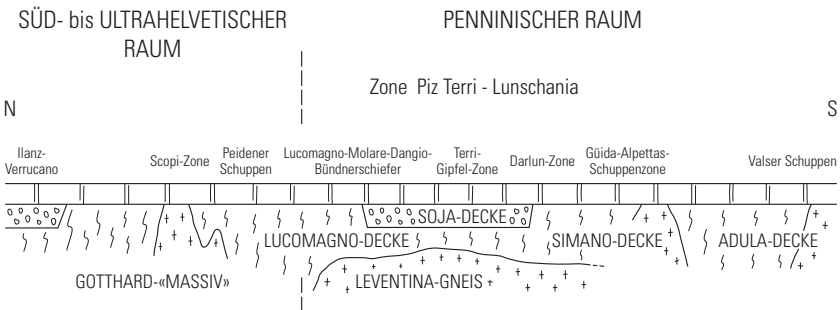
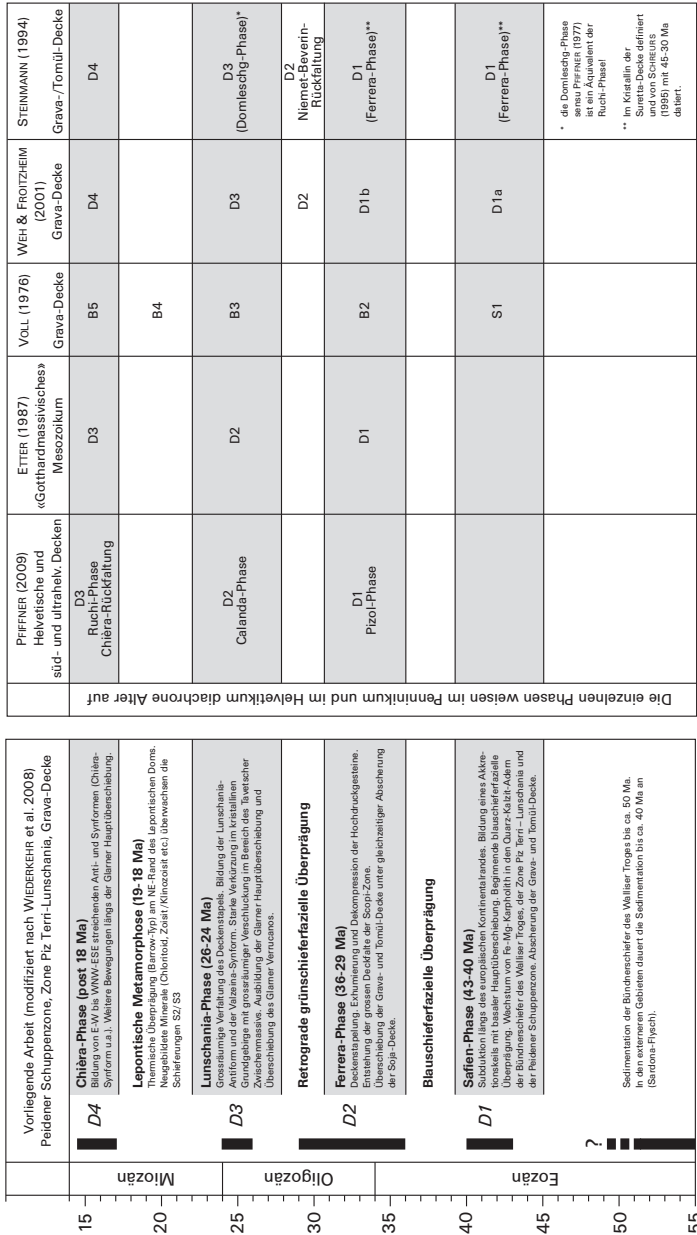


Fig. 16: Schematische «Abwicklung» des Ablagerungsraumes im Bereich von Blatt Ilanz (nach PROBST 1980, leicht modifiziert).

Tabelle 3: Tektono-metamorphe Entwicklung im Gebiet des Atlasblattes Ilanz.



Korrelation der Deformationsphasen

Die zusammenfassende Tabelle 3 stützt sich vor allem auf die Arbeit von WIEDERKEHR et al. (2008), die auf direkten Beobachtungen im vorliegenden und im direkt westlich daran anschliessenden Gebiet aufbaut und damit von grossräumigen Korrelationen unabhängig ist. Zudem basiert diese Arbeit auf zahlreichen absoluten Altersdaten.

Zur Vermeidung von Missverständnissen wird der in dieser Arbeit verwendete Name «Domleschg-Phase» durch «Lunschania-Phase» ersetzt. Die von PFIFFNER (1977) in den Bündnerschiefern beschriebene «Domleschg-Phase», eine späte Runzelschieferung, entspricht nämlich nicht oder nur teilweise den von späteren Autoren unter diesem Namen verstandenen Deformationen (schriftl. Mitt. A. Pfiffner).

Der Name «Lunschania-Phase» bezieht sich auf die Lunschania-Antiform, die während dieser Phase gebildet wurde und sich quer durch das vorliegende Gebiet zieht. Diese Antiform stellt eines der wenigen Strukturelemente dar, das innerhalb der Bündnerschiefer grossräumig auskartiert werden kann. Der von der Tambo- und Suretta-Decke übernommene Name «Ferrera-Phase» wurde beibehalten, obschon damit eine Korrelation suggeriert wird.

Safien-Phase (43–40 Ma)

Subduktion und Bildung des Akkretionskeils

Die nordpenninischen Bündnerschiefer, welche heute weite Areale zwischen Vorder- und Hinterrheintal einnehmen, können als Akkretionskeil interpretiert werden (HITZ & PFIFFNER 1997, BERGER et al. 2007). Dieser entstand im Gefolge der Schliessung bzw. Subduktion des piemontesisch-ligurischen Ozeanbeckens und des Walliser Troges (OBERHÄNSLI 1994, STAMPFLI et al. 1998, BOUSQUET et al. 2002, NAGEL et al. 2002, FROITZHEIM et al. 2003, PLEUGER et al. 2003, SCHMID et al. 2004, BOUSQUET et al. 2008, WIEDERKEHR et al. 2008). Die tieferen Partien dieses sedimentären Akkretionskeils erfuhren dabei eine Hochdruck-Tiefemperatur-Metamorphose unter blauschieferfaziellen Bedingungen. Relikte dieser Metamorphose sind nicht nur in den penninischen Bündnerschiefern erhalten geblieben, sondern auch in Teilen der sedimentären Bedeckung des distalen europäischen Kontinentalrands, namentlich in der Peidener Schuppenzone (Ultraschweiz) sowie in der Zone Piz Terri-Lunschania (Unterpenninikum), welche von ihrem ursprünglichen, kristallinen Untergrund abgesichert und in den druckbetonten Teil des Akkretionskeils inkorporiert worden sind (DERUNGS 2008, WIEDERKEHR et al. 2008, WIEDERKEHR 2009).

Druckbetonte, blauschieferfazielle Metamorphose

Die mit der Subduktion gekoppelte Deformationsphase D1 (Safien-Phase) war semiduktal und führte zur Bildung einer 1. Schieferung S1, die mit der Bildung

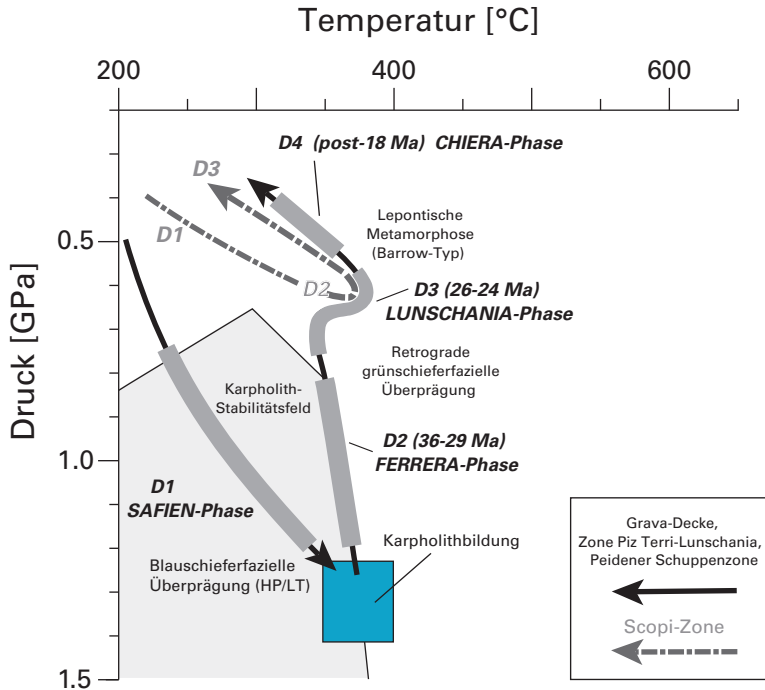


Fig. 17: Der PT-Pfad in den unterpenninischen Bündnerschiefern und den süd- bis ultrahelvetischen Metasedimenten.

der für die Bündnerschiefer charakteristischen Quarz-Kalzit-Adern einherging (VOLL 1976, WEH 1998, WIEDERKEHR 2009). Gleichzeitig bildete sich in diesen Adern feinfaseriger, nadelförmiger Fe-Mg-Karpholith. Anhand dieses Minerals kann auf Temperaturen und Drücke von 350–400 °C bzw. 1,2–1,4 GPa geschlossen werden (Fig. 17; BOUSQUET et al. 2002, WIEDERKEHR et al. 2008).

Kürzlich publizierte $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Bestimmungen an Hellglimmern, welche mit Relikten von Karpholith assoziiert sind, ergaben für die damit verbundene Hochdruck-Tieftemperatur-Metamorphose ein Alter von 43–40 Ma (WIEDERKEHR et al. 2008). Diese HP/LT-Metamorphose ist somit substantiell jünger als die spät-paläozäne bis mitteleozäne Hochdruckmetamorphose, welche die Einheiten des Briançonnais und des piemontesisch-ligurischen Ozeans erfasst hat (siehe FROITZHEIM et al. 1996, BERGER & BOUSQUET 2008).

Ferrera-Phase (36–29 Ma)

Deckenstapelung und Dekompression

Während der Deformationsphase D2 (Ferrera-Phase) wurden die HP/LT-metamorphen Bündnerschiefer der Grava- und Tomül-Decke, der Zone Piz Terri-Lunschania und der zukünftigen Peidener Schuppenzone zunehmend auf die vorgelagerten, nur niedrigmetamorphen ultrahelvetischen Einheiten überschoben. Es ist denkbar, dass gleichzeitig auch die Güida-Alpettas-Schuppen vorgeschürft wurden. Die grosse überkippte Deckfalte im Bereich der heutigen Scopi-Zone dürfte ebenfalls in dieser Phase gebildet worden sein und mit der Aufschiebung der Lucomagno-Decke auf das Gotthard-Kristallin in Zusammenhang stehen (ETTER 1987).

Die Gesteine waren in dieser Phase einer sehr starken penetrativen Deformation unterworfen, die zur Bildung der Hauptschieferung des vorliegenden Gebietes führte. Die Stapelung und Überschiebungen an der Basis bzw. innerhalb des Akkretionskeils ging mit einer zunehmenden Exhumierung bzw. Dekompression der blauschieferfaziellen Metasedimente einher. Dies spiegelt sich im Fe-Mg-Karpholith wieder, der infolge der isothermalen Druckabnahme (Fig. 17) in Hellglimmer, Chlorit und Quarz umgewandelt wurde und heute nur noch lokal als mikroskopisch feine, nadelförmige Relikte innerhalb der Quarz-Kalzit-Adern vorliegt.

$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Datierungen dieser in den Pseudomorphosen nach Karpholith auftretenden Hellglimmer ergaben Alter von 36–33 Ma (WIEDERKEHR et al. 2009), was als Beginn der Dekompression interpretiert wird (s. unten).

Die kristallinen Einheiten des distalen europäischen Schelfs, d.h. die Leventina-Lucomagno-Decke, die Simano-Decke (inkl. Soja-Verrucano) und die Adula-Decke, die im vorliegenden Subduktions- bzw. Exhumierungsprozess eine zentrale Rolle spielen, treten erst ausserhalb des Blattes Ilanz an die Oberfläche. Für eine Beschreibung dieser Einheiten sei auf BERGER et al. (2007) verwiesen.

Retrograde grünschieferfazielle Überprägung

Als Folge der Dekompression erlitten die HP/LT-Metamorphite der Grava- und Tomül-Decke, der Zone Piz Terri-Lunschania und der Peidener Schuppenzone eine starke, retrograde grünschieferfazielle Überprägung. Diese lief bei Temperaturen von 350–425 °C und Drücken von 0,5 bis 0,8 GPa ab (WIEDERKEHR 2009). Da die zugehörigen Isothermen durch die während der Lunschania-Phase gebildete Lunschania-Antiform verbogen (Fig. 15) sind, muss diese retrograde Überprägung vorgängig der Deformationsphase D3 erfolgt sein. Sie wurde mit $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Datierungen an Hellglimmerproben aus dem Safiental auf 32–29 Ma datiert (WIEDERKEHR et al. 2008). Die untersuchten Hellglimmer (Phengit) sind mit Chlorit assoziiert und bilden flächige, in die Hauptschieferung eingeregelter Aggregate.

Diese retrograde grünschieferfazielle Überprägung stellt das dominante Metamorphoseereignis im Bereich von Blatt Ilanz dar.

Die unter der penninischen Basisüberschiebung bzw. der Peidener Schuppenzone liegende Scopi-Zone ist ebenfalls von einer grünschieferfaziellen Metamorphose (mit Maximaltemperaturen von 350–425 °C) erfasst worden. Die Frage, ob die hier beobachteten Minerale der Grünschiefermetamorphose während der retrograden Überprägung oder während der späteren Lepontischen Metamorphose gebildet worden sind, kann vorderhand noch nicht schlüssig beantwortet werden.

Lunschania-Phase (um 26–24 Ma)

Platteninterne Verschluckungen, Deckenverfaltung

Während der Lunschania-Phase (= D3 bzw. Domleschg-Phase von WIEDERKEHR et al. 2008) wurden zahlreiche kleine isoklinale Falten (im dm-Bereich), aber auch sehr grosse Syn- und Antiklinalfalten angelegt. Unter letzteren gilt es besonders die Lunschania-Antiform und die Valzeina-Synform (vgl. VOLL 1976, KUPFERSCHMIED 1977, PROBST 1980) zu erwähnen. Diese Grossstrukturen können vom Prättigauer Halbfenster im Nordosten bis nach Olivone im Südwesten verfolgt werden (PROBST 1980, STEINMANN 1994, WEH & FROITZHEIM 2001, WIEDERKEHR et al. 2008). Die Lunschania-Phase ist jünger als die Platznahme des Bergeller Plutons (SCHMID et al. 1996) und jünger als die vorgängig beschriebene, retrograde Grünschiefermetamorphose.

Das Alter der Lunschania-Phase kann aufgrund $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Datierungen an Hellglimmern, die durch diese Deformationsphase eingeregelt wurden, auf ca. 26–24 Ma geschätzt werden (WIEDERKEHR et al. 2008). Sie dürfte in etwa gleichzeitig mit der Rücküberschiebung entlang der Insubrischen Linie abgelaufen sein, für welche ein Alter von 30–25 Ma vermutet wird (siehe Diskussion in SCHMID et al. 1997).

Während dieser Phase wurden die unterlagernden Kristallineinheiten, d.h. das Lucomagno-Leventina-Kristallin, das Gotthard-«Massiv», das Tavetscher Zwischenmassiv und das Aar-Massiv stark zusammengeschoben und längs interner Abschiebungen abschnittsweise verschluckt. Eine besondere Rolle dürfte dabei die äusserst stark tektonisierte Grenzzone zwischen Aar-Massiv und nördlichem Tavetscher Zwischenmassiv gespielt haben, in der die Glarner Hauptüberschiebung «wurzelt» (TRÜMPY 1999, KEMPF & PFIFFNER 2004 u.a.).

Lepontische Metamorphose (19–18 Ma)

Temperaturbetonte Regionalmetamorphose des Barrow-Typs

Die schon lange bekannte und gut belegte grünschiefer- bis amphibolitfazielle Metamorphose des Barrow-Typs stellt nach WIEDERKEHR et al. (2008)

einen separaten und jüngeren Wärmepuls dar, welcher während einer tektonischen Ruhe- und Konsolidationsphase unter weitgehend statischen Bedingungen auftrat und die D3-Strukturen eindeutig überprägt. Letzteres zeigt sich darin, dass die Isothermen dieser Barrow-Metamorphose sämtliche D3-Strukturen, insbesondere auch die Lunschania-Antiform, ungestört durchschneiden und dass die Minerale dieser Metamorphose die S2/S3-Schieferung überwachsen (ENGI et al. 2004, WIEDERKEHR et al. 2008, WIEDERKEHR 2009).

Mehrere neuere Studien belegen, dass die amphibolitfazielle Metamorphose im Nordosten des Lepontikums (Lukmanier-Gebiet) jünger als 20 Ma ist. So wurde für Monazite (U-Pb) und Glimmer (Ar-Ar), die während dieser Metamorphose entstanden sind, ein Alter von rund 19–18 Ma nachgewiesen (ALLAZ 2008, WIEDERKEHR et al. 2008, JANOTS et al. 2009). Dieses Alter dürfte dem Erreichen des thermischen Maximums entsprechen.

Chièra-Phase (post-18 Ma)

Gegen Ende der alpinen Orogenese wurden grosse Teile des Gotthard-«Massivs» und der daran angrenzenden Gebiete von der sog. Chièra-Rückfaltung erfasst (MILNES 1976). Diese junge Deformationsphase manifestiert sich im Gebiet des Atlasblattes Ilanz jedoch nur noch geringfügig. Für eine Beschreibung dieser Phase wird daher auf ETTER (1987) und WIEDERKEHR et al. (2008) verwiesen.

ROHSTOFFE

Kies, Sand

Besonders erwähnenswert ist die südöstlich von Rueun gelegene Kiesgrube und heutige Regionaldeponie «Plaun Grond», wo alluvialer Kies des Vorderrheins ausgebeutet wurde sowie die Grube «Tschentaneras» nordwestlich von Sevgein, in der Schotter der spät- bis postglazial geschütteten Terrasse abgebaut werden. Weitere, kleinere Kiesabbaustellen für den lokalen Gebrauch finden sich in den höhergelegenen, moränenbedeckten Schotterterrassen bei Duvin und Pitasch. Daneben wird an zahlreichen Stellen kiesige Moräne für den Strassenunterhalt gewonnen (z.B. bei Uors, Camuns, Tersnaus und südlich des Tristel).

Kalk, Dolomit, Marmor

Im oberen Teil des St. Petersbach-Tobels, bei Miraniga, Cresta, Surcuolm und südlich von Flond finden sich zahlreiche, z.T. grossflächige Aufschlüsse der triassischen Röti-Formation, die neben Rauwacke hauptsächlich aus Dolomit, dolomitischem Kalk und marmorisiertem Kalk und Dolomit aufgebaut ist. Diese Gesteine dienten in früheren Zeiten als Rohmaterial für die Herstellung von Brandkalk (ungelöschter Kalk), der als Mörtel und Putz verwendet wurde. Normalerweise wird Kalkstein zu Kalkmörtel gebrannt. Da hier jedoch nicht ausreichend reiner Kalk verfügbar war, wurde Dolomit und dolomitischer Kalk gebrannt. Der Brennvorgang ist jedoch um einiges komplizierter als mit reinem Kalk (GRAESER 1994). In der vorliegenden Gegend waren mehrere Brennöfen in Betrieb. Der letzte, am alten Weg zwischen Flond und Ilanz gelegen, wurde 1906 stillgelegt (BUNDI 1998). Dieser Ofen (ca. Koord. 732.730/181.140) ist 1990 sorgfältig restauriert worden.

Kluftminerale und Vererzungen

In den Bündnerschiefern, im Lias der Scopi-Zone und in den Trias-Dolomiten finden sich lokal teilweise reichhaltige Mineralparagenesen. Am häufigsten sind Calcit und Quarz. Auffällig ist auch das häufige Auftreten von Baryt in allen drei erwähnten Gesteinseinheiten (schriftl. Mitt. H. Luginbühl). Besondere Erwähnung verdient die schweizweit einzige Fundstelle von Topas-Kristallen in Trias-Dolomiten der Pianca-Zone im Val Renastga. Die Fundstelle ist seit dem Unwettersommer 1987 jedoch nicht mehr zugänglich (LUGINBÜHL 1998, STALDER et al. 1998). Fluide Einschlüsse in syngenetischem Quarz weisen darauf hin, dass der Lugnezer Topas in einer NaCl-haltigen, ausserordentlich



Fig. 18: Stolleneingänge im Limonit führenden Trias-Dolomit bei Koord. 728.800/179.480.

CO₂-reichen, wässrigen Lösung oberhalb 250°C auskristallisiert ist (Soom et al. 1987).

Ebenfalls in der Trias wurden verschiedenorts schöne Gipskristalle gefunden. An folgenden drei Stellen wurde in grösserem Stil Erz abgebaut:

- im Ilanzer Verrucano bei Affeier (Koord. 727.870/179.830). Hier wurde in mehreren Stollen («Cava da Mettal») Kupfererz (Fahlerz mit Pyrit, Kupferkies, Goethit und Silber) ausgebeutet. Als Gangart wurden Quarz, Feldspat, Baryt, Karbonat sowie Hellglimmer festgestellt (STAUB 1983). Es handelt sich um eine sehr alte Abbaustelle, wird sie doch schon im Verzeichnis der Erzbergwerke des Davoser Bergrichters Gadmer aus dem Jahre 1588 erwähnt (STAUB 1985).
- im Trias-Dolomit am linken Ufer des Valater Bachs (Koord. 728.800/179.480), zwischen Platenga und Cresta (Fig. 18). Hier wurde Limonit abgebaut.
- in tuffitischen Schiefern und Phylliten am rechten Ufer des Vorderreins, wenig östlich der Station Rueun. Es handelt sich um eine Blei/Zink-Vererzung.

Besonders erwähnenswert sind auch die im Verrucano des vorliegenden Gebietes bei Waltensburg und bei Affeier entdeckten Uranvererzungen (MÜLLI 1960, STAUB 1983). Diese Vererzungen sind aber makroskopisch nicht erkennbar. Es handelt sich um Pechblende und untergeordneten Brannerit. Südöstlich von Waltensburg wurden drei je 80–90 m tiefe Prospektionsbohrungen niedergebracht, mit denen aber keine abbauwürdige Vererzung nachgewiesen werden konnte.

HYDROGEOLOGIE

Generelle Entwässerung

Der bedeutenste Fluss auf dem Kartenblatt Ilanz ist der Vorderrhein (Rein Anterior). Er vereinigt sich bei Ilanz, der «ersten Stadt am Rhein», mit dem Glenner (Glogn), der seinerseits bei Uors mit dem Valser Rhein zusammenfliesst. Vorderrhein und Glenner entwässern den grössten Teil des vorliegenden Gebietes. Die ihre Einzugsgebiete trennende Wasserscheide verläuft längs des Grates Piz Sezner – Piz Mundaun.

Das wenig östlich des Kartenblattes gelegene Safiental wird durch die Rabiusa entwässert. Die Wasserscheide zwischen Glenner und Rabiusa verläuft am Camaner Grat, der sich nach Norden über den Piz Signina bis zum Tällistock fortsetzt. Die zum Glenner hin entwässernden Bäche haben tief eingeschnittene Täler geschaffen. In den hier anstehenden schlecht durchlässigen Bündnerschiefern dominiert der oberflächliche Abfluss. Dies ist auch in den übrigen, ebenfalls mehrheitlich aus Bündnerschiefern oder Kristallin aufgebauten Gebieten der Fall. Ausnahmen bilden die Zone von Obersaxen mit ihren zum Teil mächtigen Rauwacke- und Dolomitvorkommen, der stark geklüftete, grobkörnige Verrucano sowie die grundwasserführenden Schotter des Vorderrheintales.

Grundwasser und Quellen

Aufgrund des zum grössten Teil erosiven Charakters der Flüsse findet man nur im Vorderrheintal und unmittelbar südlich von Ilanz grundwasserführende Talalluvionen. Dieselben sind sehr heterogen aufgebaut und daher nur lokal stärker wasserführend. Neben der am Westrand des Städtchens gelegenen Grundwasserfassung der Gemeinde Ilanz und einer im Auftrag der Calanda Bräu AG in den 80er Jahren südlich von Ilanz erstellten Fassung existierte auch bei der Bahnstation Waltensburg ein Fassungsbrunnen. Dieser wird aber heute nicht mehr genutzt.

Die Fassung der Gemeinde Ilanz weist eine Ergiebigkeit von 1500 l/min auf. Die Suche nach weiteren Standorten blieb erfolglos, da mit keiner der um 1980 an verschiedenen Orten der Talebene ausgeführten Probebohrungen ein ausreichender Wasserzufluss nachgewiesen werden konnte (JÄCKLI et al. 1985).

Die Trinkwasserversorgung der Dörfer auf den hoch liegenden Geländeterrassen erfolgt überwiegend mit Quellwasser. Die auf dem vorliegenden Atlasblatt eingetragenen, gefassten und ungefassten Quellen wurden mit der Gewässerschutzkarte des Kantons Graubünden (Amt für Umwelt Graubünden 2007) bestmöglich abgeglichen. Es handelt sich dabei meistens um Quellen ohne tiefe Grundwasserzirkulation. Der Grundwasserleiter besteht häufig aus mässig bis gut durchlässigem Moränen- und Gehängeschutt, der von schlechter durchlässiger



Fig. 19: Das Peidener Bad, mit der Peidener Schuppenzone im Hintergrund.

Moräne oder schlecht durchlässigem, mehr oder weniger aufgelockertem Fels unterlagert ist.

Für die Beschreibung der einzelnen Quellen und Quellgruppen sei auf die ausgezeichneten Darstellungen von WYSSLING und NABHOLZ in den Erläuterungen zum Blatt Panixerpass der Hydrogeologischen Karte der Schweiz 1:100 000 (JÄCKLI et al. 1985) verwiesen.

Mineralquellen

Das bei der Einmündung des Val Uastg gelegene Peidener Bad (Fig. 19) besass bereits im 16. Jahrhundert einen guten Ruf als Heilbadquelle und brachte den Tourismus ins untere Lugnez. Die ursprünglich drei Quellen (Luzius-, Bade- und Frauenquelle) sind heute mit zwei Fassungen nahe des Glenners gefasst.

Die erste, die Luzius-Quelle, entspringt in einem kleinen Holzhaus auf der linken Seite des Glenners. Diese Quelle weist eine hohe Mineralisation von 3–4 g/l und einen hohen CO₂-Gehalt auf. Ihre Temperatur liegt bei 12,2°C, die Schüttung beträgt ca. 1 l/min.

Die zweite, im Hof des Gebäudes gelegene und neu als Markusquelle bezeichnete Fassung wurde um 1960 erstellt und fördert das Wasser der ehemaligen Bade- und Frauenquelle. Es handelt sich um einen 8 m tiefen, unten offenen Schacht mit einer natürlichen Ergiebigkeit von rund 100–200 l/min. Die Temperatur schwankt zwischen 8,5 und 13 °C, die elektrische Leitfähigkeit zwischen 1600 und 2250 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (HARTMANN 1998). Es handelt sich um ein Ca-(Na)-(Mg)- SO_4 - HCO_3 -Wasser mit Fluor, Eisen und Chlor sowie ziemlich viel Kohlensäure. Der hohe Sulfatgehalt dürfte mit den Triaseinschuppungen der Peidener Schuppenzone in Zusammenhang stehen.

Tabelle 4: *Ausgewählte chemisch-physikalische Parameter des Mineralwassers der Quelle Lumbrein (Analyse Institut Bachema vom 18.9.1995; schriftl. Mitt. P. Hartmann).*

Ergiebigkeit [l/min]		5–8
Wassertemperatur [°C]		8,2
Elektr. Leitfähigkeit bei 25 °C [$\mu\text{S}/\text{cm}$]		2580
pH-Wert vor Ort		7,7
Kationen:		
Natrium	Na^+	[mg/l] 4,8
Kalium	K^+	4,2
Magnesium	Mg^{2+}	105
Calcium	Ca^{2+}	535
Strontium	Sr^{2+}	12,0
Barium	Ba^{2+}	<0,01
Anionen:		
Fluorid	F^-	0,28
Chlorid	Cl^-	1,8
Nitrat	NO_3^{2-}	<1,0
Hydrogenkarbonat	HCO_3^-	96
Sulfat	SO_4^{2-}	1645

Die Quelle Lumbrein liegt ca. 1 km SSW des Dorfes Lumbrein, am linken Ufer des Glenners (Koord. 729.360/170.660). Die physikalischen und chemischen Eigenschaften dieser Mineralquelle sind der Tabelle 4 zu entnehmen.

Die Quelle tritt ca. 5 m über dem Niveau des Baches aus. In der näheren Umgebung sind Tonschiefer der «Coroi-Serie» der Scopi-Zone anstehend. Die Austrittsstelle ist durch Eisenverockerungen gekennzeichnet. Das Wasser weist einen sehr hohen Sulfat- und einen auffällig hohen Magnesiumgehalt auf. HARTMANN (1998) interpretiert die Quelle von Lumbrein deshalb als Triasquelle und vermutet,

dass das sporadisch in den Gipslagen vorkommende Bittersalz (MgSO_4) für den hohen Mg-Gehalt verantwortlich sei. Die Analyse zeigt, dass das Mineralwasser von Lumbrein dem südlich von Ilanz gefassten sehr ähnlich ist. Das Mineralwasser von Andeer besitzt einen vergleichbaren Chemismus, ist aber subthermal (schriftl. Mitt. P. Hartmann).

Tabelle 5: Ausgewählte chemisch-physikalische Parameter des Mineralwassers der Fassung südlich von Ilanz.

Wassertemperatur [°C]		10,3
Elektr. Leitfähigkeit bei 20 °C [$\mu\text{S}/\text{cm}$]		2285
Gleichgewichts-pH-Wert		6,9
Dichte (20/20 °C)		1,00241
Kationen:		[mg/l]
Natrium	Na^+	3,2
Kalium	K^+	1,5
Magnesium	Mg^{2+}	93
Calcium	Ca^{2+}	549
Strontium	Sr^{2+}	11,2
Barium	Ba^{2+}	0,019
Anionen:		
Fluorid	F^-	0,85
Chlorid	Cl^-	1,8
Jodid	I^-	0,03
Nitrat	NO_3^{2-}	2,6
Hydrogenkarbonat	HCO_3^-	226
Sulfat	SO_4^{2-}	1520

Bei der südlich von Ilanz gelegenen Grundwasserfassung trat nach Durchgraben einer lehmigen Deckschicht aus den Schottern artesisches Mineralwasser aus. Die Ergiebigkeit dieses in 2,6 m Tiefe mit einem horizontalen Filterrohr gefassten Grundwasservorkommens beträgt ca. 1000 l/min. Die Wassertemperatur liegt während des ganzen Jahres bei 10–11 °C (schriftliche Mitt. Dr. T. Lardelli). Die physikalischen und chemischen Eigenschaften dieses Wasser sind aus der in Tabelle 5 dargestellten Analyse der Versuchsstation Schweizerischer Brauereien vom 14.5.1990 ersichtlich. Es handelt sich um ein stark sulfat- und magnesiumhaltiges Mineralwasser. Der hohe Sulfat- und Magnesiumgehalt ist durch die Auflösung von Gips, Dolomit und evtl. Bittersalz (MgSO_4) bedingt. Es wird vermutet, dass dieses Wasser aus der «Trias von Obersaxen» stammt. Die Fassung befindet sich seit 1999 im Besitz der Gemeinde Ilanz.

EXKURSIONEN

Die Strecke Ilanz – Vals, die einen guten Einblick in den Aufbau der Peidener Schuppenzone, in die Schieferserien der nördlichen Grava-Decke (ehemalige «Lugnezer Schiefer») und in die Zone Piz Terri-Lunschania gewährt, ist von NABHOLZ (1967) im Geologischen Führer der Schweiz (Heft 8, Exkursion Nr. 38) detailliert beschrieben worden.

Die Bündnerschiefer der Grava-Decke sind längs dem Strässchen, das von Duvin dem Val Uastg entlang bis ins Gebiet der Alp Radun führt, gut aufgeschlossen. Anhand der Faltenvergenzen kann hier die bis in die Gegend von Chur verfolgbare Synform nachgewiesen werden, die der Piz Terri-Lunschania-Antiklinale vorgelagert ist. Letztere sticht im hinteren Val Uastg unter die überlagernden Bündnerschiefer ein.

Die verschiedenen Lithologien des Verrucanos können am bequemsten längs des von der Station Rueun nach Flond führenden Fussweges beobachtet werden. Unterwegs können nicht nur die Tuffit-Konglomerate, sondern auch der Spatkalk von Rueun besucht werden. Der Kontakt zwischen Verrucano und der «Trias von Obersaxen» ist im Bachtobel bei Clavaniev (unterhalb von Surcuolm) und bei Valata (Abstieg ins Bachbett von der alten Brücke bei Pkt. 1192 aus) gut aufgeschlossen. Das Valater Tobel bietet zudem einen ausgezeichneten Einblick in die hier grossflächig anstehende Trias.

Lohnend ist auch die Besichtigung der grossen Ufermoräne bei Affeier (Churer Stadium) sowie der ?Egesen-Moräne am Piz Muraun. Letztere erreicht man am besten mit dem Auto via Bündner Rigi, wo parkiert werden kann. Von hier führt ein Fussweg auf den Piz Mundaun, der einen eindrucklichen Ausblick auf die Lugnezer Sackungsmasse, die tief zerschnittenen Terrassen der östlichen Talflanke des Lugnez und auf die dahinter liegende Bergkulisse gewährt.

LITERATURVERZEICHNIS

- ABELE, G. (1970): Bergstürze und Flutablagerungen im Rheintal westlich Chur. – *Der Aufschluss* 21/11, 345–359.
- (1974): Bergstürze in den Alpen. – *Wiss. Alpenvereinshefte* 25, 1–230.
- AGARD, P., JOLIVET, L. & GOFFÉ, B. (2001): Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustrés complex: implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the Western Alps. – *Bull. Soc. géol. France* 172, 617–636.
- ALLAZ, J. (2008): Metamorphic evolution in the northern Central Alps: Linking ^{39}Ar – ^{40}Ar dating with thermobarometry. – PhD thesis, Univ. Bern.
- Amt für Umwelt Graubünden (2007): Gewässerschutzkarte des Kt. Graubünden 1:25 000, Bl. 1214 Ilanz (Stand 2007). – Amt für Landwirtschaft und Geoinformationen, Chur.
- ARNOLD, A., FEHR, A., JUNG, W., KOPP, J., KUPFERSCHMID, C., LEU, W., LISZKAY, M., NABHOLZ, W., VAN DER PLAS, L., PROBST, P. & WYSS, R. (2009): Blatt 1234 Vals. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000. Karte 121.
- BAUMER, A. (1964): Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion im oberen Bleniotal; Geologie der Blenio-Kraftwerke. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser., Liefg.* 39.
- BAUMER, A., FREY, J.D., JUNG, W. & UHR, A. (1961): Die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs zwischen oberem Bleniotal und Lugnez. – *Eclogae geol. Helv.* 54/2, 478–491.
- BERGER, A. & BOUSQUET, R. (2008): Subduction related metamorphism in the Alps: Review of isotopic ages based on petrology and their geodynamic consequences. In: SIEGESMUND, S., FÜGENSCHUH, B. & FROITZHEIM, N. (Ed.): *Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian system*. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 298, 117–144.
- BERGER, A., MERCOLLI, I. & ENGI, M. (2007): Tectonic and Petrographic Map of the Central Lepontine Alps 1: 100 000. *Carta geol. spec.* 127, Explanatory note. – Federal Office of Topography swisstopo. See also: *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 85/2–3 (2005), 109–146.
- BEYSSAC, O., BOLLINGER, L., AVOUAC, J.P. & GOFFÉ, B. (2004): Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 225, 233–241.
- BEYSSAC, O., GOFFÉ, B., CHOPIN, C. & ROUZAUD, J.N. (2002): Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. – *J. metamorph. Geol.* 20, 859–871.
- BINI, A., BUONCRISTIANI, J.-F., COUTERRAND, S., ELLWANGER, D., FELBER, M., FLORINETH, D., GRAF, H.R., KELLER, O., KELLY, M., SCHLÜCHTER, C. & SCHOENEICH, P. (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM). Karte 1: 500 000 (mit Erl.). – Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Wabern.
- BOLLI, H.M. & NABHOLZ, W.K. (1959): Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien. – *Eclogae geol. Helv.* 52/1, 237–270.
- BOLLINGER, N. (1998): Hanginstabilität im Safiental. – *Diplomarb. ETH Zürich* (unpubl.).
- BOUSQUET, R., GOFFÉ, B., VIDAL, O., OBERHÄNSLI, R. & PATRIAT, M. (2002): The tectono-metamorphic history of the Valaisan domain from the Western to the Central Alps: New constraints on the evolution of the Alps. – *Bull. geol. Soc. Am.* 114, 207–225.
- BOUSQUET, R., OBERHÄNSLI, R., GOFFÉ, B., JOLIVET, L. & VIDAL, O. (1998): High-pressure-low-temperature metamorphism and deformation in the Bündnerschiefer of the Engadine window: implications for the regional evolution of the eastern Central Alps. – *J. metamorph. Geol.* 16, 657–674.

- BOUSQUET, R., OBERHÄNSLI, R., GOFFÉ, B., WIEDERKEHR, M., KOLLER, F., SCHMID, S. M., SCHUSTER, R., ENGI, M., BERGER, A. & MARTINOTTI, G. (2008): Metamorphism of meta-sediments in the scale of an orogen: A key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps. In: SIEGESMUND, S., FÜGENSCHUH, B. & FROITZHEIM, N. (Ed.): *Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian system*. – Geol. Soc. London, Spec. Publ. 298, 393–411.
- BÜCHI, U. P. & MÜLLER, E. R. (1981): Die Stellung des Holzfundes am Rhein bei Rueun (Ruis) im Rahmen des prähistorischen Flimserbergsturzes und der Ilanzer-Seen. – *Bündnerwald* 6, 452–457.
- BUSEK, P. R. & BO-JUN, H. (1985): Conversion of carbonaceous material to graphite during metamorphism. – *Geochim. cosmochim. Acta* 49, 2003–2016.
- BUXTORF, A. & WILHELM, O. (1922): Über Sackungserscheinungen im Safiental (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 16, 520–527.
- DEPLAZES, G., ANSELMETTI, F. & HAJDAS, I. (2007): Lake sediments deposited on the Flims rock-slide mass: the key to date the largest mass movement of the Alps. – *Terra Nova* 19/4, 252–258.
- DERUNGS, G. (2008): Structural and metamorphic evolution of metasediments at the contact between Valaisan Oceanic domain and adjacent distal European margin. – MSc thesis Univ. Basel.
- ENGEL, N. (1976): *Géologie des environs de Panix (GR)*. – Diplôme ETH Zürich (inédit).
- ENGI, M., BOUSQUET, R. & BERGER, A. (2004): Metamorphic structure of the Central Alps. In: OBERHÄNSLI, R. (Ed): *Explanatory notes to the map „Metamorphic structure of the Alps“*. – *Mitt. österr. Geol. Ges.* 149, 157–173.
- ETTER, U. (1987): Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen im gotthardmassivischen Mesozoikum zwischen dem Lukmanierpass und der Gegend von Ilanz. – Diss. Univ. Bern.
- FEHR, A. (1956): Petrographie und Geologie des Gebietes zwischen Val Zavràgia–Piz Cavel und Obersaxen–Lumbrein (Gotthardmassiv–Ostende). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 36/2, 349–453.
- FERREIRO MÄHLMANN, R., PETROVA, T. V., PIRONON, J., STERN, W. B., GHANBAJA, J., DUBESSY, J. & FREY, M. (2002): Transmission electron microscopy study of carbonaceous material in a metamorphic profile from diagenesis to amphibolite facies (Bündnerschiefer, Eastern Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 82/2, 253–272.
- FERREIRO MÄHLMANN, R. & PETSCHICK, R. (1996): Karte der Vitrit-Reflexionswerte im Gebiet des Nordwestrandes der Ostalpen (Beilage zur Sedimentologie-Vorlesung über feinklastische Sedimente an der Univ. Frankfurt). – <http://www.geologie.uni-frankfurt.de/Ton/Ton09.pdf>.
- FLORINETH, D. & SCHLÜCHTER, C. (1998): Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 91/3, 393–407.
- FOURNIER, M., JOLIVET, L., GOFFÉ, B. & DUBOIS, R. (1991): Alpine Corsica metamorphic core complex. – *Tectonics* 10, 1173–1186.
- FRENCH, B. M. (1964): Graphitization of organic material in a progressively metamorphosed Precambrian iron formation. – *Science* 146, 917–918.
- FREY, J. D. (1967): Geologie des Greinagebietes (Val Camadra–Valle Cavasasca–Val di Larcio–Passo della Greina). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 131.
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999): Metamorphic map of the Alps 1:500 000. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 1–4.

- FREY, M. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the Central Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 79/1, 135–154.
- FROITZHEIM, N., PLEUGER, J., ROLLER, S. & NAGEL, T. (2003): Exhumation of high- and ultra-high-pressure metamorphic rocks by slab extraction. – *Geology* 31, 925–928.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. – *Eclogae geol. Helv.* 89/1, 81–110.
- GANSSE, A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke. Geologische und petrographische Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpass. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 17/2, 291–523.
- GOFFÉ, B. & CHOPIN, C. (1986): High-pressure metamorphism in the Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 66/1+2, 41–52.
- GOFFÉ, B. & OBERHÄNSLI, R. (1992): Ferro- and magnesiocarpholite in the „Bündnerschiefer“ of the eastern Central Alps (Grisons and Engadine window). – *Europ. J. Mineral.* 4, 835–838.
- GRAESER, S. (1994): Kalk- (resp. Dolomit-) Brennerei im Binnental. – *Minaria Helv.* 14a, 46–52.
- GREW, E. S. (1974): Carbonaceous material in some metamorphic rocks of New England and other areas. – *J. Geol.* 82, 50–73.
- GUNTLI, P. (2006): Vortrieb Gotthard-Basistunnel, Teilabschnitt Sedrun: geologisch-geotechnisch-hydrologische Verhältnisse im Tavetscher Zwischenmassiv und in der Urseren-Garvera-Zone. In: Löw, S. (Hrsg.): *Geologie und Geotechnik der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg* (S. 119–137). – vdf Hochschulverl. ETH Zürich.
- HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter 2. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – Ott Verlag, Thun.
- HARTMANN, P. (1998): Mineralwasservorkommen im nördlichen Bündnerschiefergebiet mit Schwerpunkt Valsertal. – Diss. ETH Zürich.
- HEIM, A. (1883): Der alte Bergsturz von Flims. – *Jb. schweiz. Alpenklub* Jg. 18, 295–309.
- HEINRICH, C. A. (1983): Die regionale Hochdruckmetamorphose der Aduladecke, Zentralalpen (Schweiz). – Diss. ETH Zürich.
- HITZ, L. & PFIFFNER, O. A. (1997): Geologic interpretation of the seismic profiles of the Eastern Traverse (lines E1–E3, E7–E9): eastern Swiss Alps. In: PFIFFNER O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A. (Ed.): *Deep Structure of the Swiss Alps. Results of NFP 20* (p. 73–100). – Birkhäuser, Basel.
- HUBER, H. M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 23/1, 72–260.
- ITAYA, T. (1981): Carbonaceous material in pelitic schists of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. – *Lithos* 14, 215–224.
- IVY-OCHS, S., POSCHINGER, A. VON, MAISCH, M. & SYNAL, H. A. (2005): Constraining the temporal distribution of giant landslides in the Alps through cosmogenic nuclides: The Flimser Bergsturz. – *Geophys. Res. Abstr.* 7.
- JÄCKLI, H. (1957): Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser.* 36.
- JÄCKLI, H., BÖGLI, A., LOCHER, T., NABHOLZ, W., SCHINDLER, C., WEBER, E. & WYSSLING, L. (1985): Blatt 38 Panixerpass. – *Hydrogeol. Karte Schweiz* 1:100 000, Erläut. 3.
- JANOTS, E., ENGI, M., BERGER, A., RUBATTO, D. & GREGORY, C. (2007): Texture, chemistry and age of monazite and allanite in the northern Central Alps. – *Geophys. Res. Abstr.* 9, EGU2007-A-08582.

- JANOTS, E., ENGI, M., RUBATTO, D., BERGER, A., GREGORY, C. & RAHN, M.K. (2009): Metamorphic rates in collisional orogeny from in situ allanite and monazite dating. – *Geology* 37, 11–14.
- JUNG, W. (1963): Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthard-Massivs (zwischen Plaun la Greina und Versam). – *Eclogae geol. Helv.* 56/2, 653–754.
- KÄCH, P.P. (1972): Geologie der Brigelser Hörner (Bündnerisches Vorderrheintal). – Diss. Univ. Zürich.
- KEMPF, O. & PFIFFNER, A. O. (2004): Early Tertiary evolution of the North Alpine Foreland Basin of the Swiss Alps and adjoining areas. – *Basin Res.* 16, 549–567.
- KOPP, J. (1924): Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientales und des Domleschg. – *Eclogae geol. Helv.* 19/1, 151–159.
- KUPFERSCHMID, C. (1977): Geologie auf der Lugnezer Seite der Piz Aul-Gruppe. – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 1–58.
- LANDIS, C. A. (1971): Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 30, 34–45.
- LISZKAY, M. (1965): Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthard-Massivs im Oberwallis. – *Eclogae geol. Helv.* 58/2, 901–965.
- LÖW, S. (1987): Die tektono-metamorphe Entwicklung der nördlichen Adula-Decke (Zentralalpen, Schweiz). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 161.
- LUGINBÜHL, H. (1998): Topas vom Lugnez GR. – *Mineralienfreund* 1 (1998).
- MILNES, A. G. (1974): Structure of the Pennine zone (Central Alps): a new working hypothesis. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 85, 1727–1732.
- (1976): Strukturelle Probleme im Bereich der Schweizer Geotransverse – das Lukmanier-Massiv. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56/3, 615–618.
- MÜLLER, H.-J. (1972): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Vorderrhein- und Lukmaniergebiet. – *Flora* 161, 333–382.
- MÜLLI, H. (1960): Bericht über die Messungen der Radioaktivität bei Obersaxen und in einigen Lagerstätten Mittelbündens. – *Ber. z.Hd. der Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe* (unpubl.).
- NABHOLZ, W.K. (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. – *Eclogae geol. Helv.* 38/1, 1–119.
- (1948): Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderrheintal. – *Eclogae geol. Helv.* 41/2, 247–268.
- (1951): Diluviale (pleistozäne) Schotter im Lugnez und Safiental (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 44/2, 323–323.
- (1967): Exkursion Nr.38: Chur-Reichenau-Ilanz-Vals-Zervreila. – In: TRÜMPY, R. & NABHOLZ, W.K. (Ed.): *Geologischer Führer der Schweiz*, H.8: Toggenburg-Liechtenstein-Prättigau-Westbünden (S.743–784). – Wepf, Basel.
- (1975): Geologischer Überblick über die Schiefersackung des mittleren Lugnez und über das Bergsturzgebiet Ilanz-Flims-Reichenau-Domleschg. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u.-Ing.* 42/101, 37–54.
- NABHOLZ, W.K. & VOLL, G. (1963): Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 56/2, 755–808.
- NAGEL, T., DE CAPITANI, C., FREY, M., FROITZHEIM, N., STÜNITZ, H. & SCHMID, S.M. (2002): Structural and metamorphic evolution during rapid exhumation in the Lepontine dome (southern Simano and Adula nappes, Central Alps, Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 95/3, 301–321.

- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 24/1+2, 58–301.
- (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. – Int. Geol. Congr., Rep. 21st Sess., Norden (Copenhagen).
- NIGGLI, E. & NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). – Eclogae geol. Helv. 58/1, 335–368.
- NIGGLI, E., NIGGLI, M. & LÜTZENKIRCHEN, V. (2008): Blatt 1232 Oberalpsee. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. 126.
- NOVERRAZ, F., BONNARD, C., DUPRAZ, H. & HUGUENIN, L. (1998): Grands glissements de versants et climat. – vdf-Hochschulverl. ETH Zürich.
- OBERHÄNSLI, R. (1977): Natriumamphibol-führende metamorphe basische Gesteine aus den Bündnerschiefern Graubündens. – PhD thesis ETH Zürich.
- (1978): Chemische Untersuchungen an Glaukophan-führenden basischen Gesteinen aus den Bündnerschiefern Graubündens. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 58/1+2, 139–156.
- (1994): Subducted and obducted ophiolites of the Central Alps: Paleotectonic implications deduced by their distribution and metamorphic overprint. – Lithos 33, 109–118.
- OBERHÄNSLI, R., BOUSQUET, R., ENGI, M., GOFFÉ, B., GOSSO, G., HANDY, M., HÖCK, V., KOLLER, F., LARDEAUX, J.-M., POLINO, R., ROSSI, P., SCHUSTER, R., SCHWARTZ, S. & SPALLA, M. I. (2004): Metamorphic structure of the Alps. In: OBERHÄNSLI, R. (Ed.): Explanatory note to the map „Metamorphic structure of the Alps 1:1 000 000“. – Mitt. Österr. Geol. Ges. 149.
- OBERHÄNSLI, R., BOUSQUET, R. & GOFFÉ, B. (2003): Comment to „Chloritoid composition and formation in the eastern Central Alps: a comparison between Penninic and Helvetic occurrences“ by M. Rahn, M. Steinmann & M. Frey. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 83/3, 341–344.
- OBERHÄNSLI, R., GOFFÉ, B. & BOUSQUET, R. (1995): Record of a HP-LT metamorphic evolution in the Valais zone: Geodynamic implications. – In: LOMBARDO, B. (Ed.): Studies on metamorphic rocks and minerals of the western Alps. A Volume in Memory of Ugo Pognante. – Boll. Mus. reg. Sci. nat. Torino 13, Suppl. 2, 221–239.
- OBERHOLZER, J. (1942): Geologische Karte des Kantons Glarus 1: 50 000. Geol. Spez. Karte 117. – Schweiz. geol. Komm.
- PANTIC, N. & GANSSER, A. (1977): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern. – Eclogae geol. Helv. 70/1, 59–81.
- PANTIC, N. & ISLER, A. (1981): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (III). – Eclogae geol. Helv. 74/3, 1063–1072.
- PETROVA, T. V., FERREIRO MÄHLMANN, R., STERN, W. B. & FREY, M. (2002): Application of combustion and DTA-TGA analysis to the study of metamorphic organic matter. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 82/1, 33–53.
- PIFFNER, O. A. (1977): Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Diss. ETH Zürich (Nr. 5911).
- (1985): Displacements along thrust faults. – Eclogae geol. Helv. 78/2, 313–333.
- (2009): Geologie der Alpen. – Haupt Verlag, Bern.
- PLAS, L. VAN DER (1959): Petrology of the Northern Adula Region, Switzerland (with particular reference to the glaucophane-bearing rocks. – Leidse geol. Meded. 24, 415–602.
- PLEUGER, J., HUNDENBORN, R., KREMER, K., BABINKA, S., KURZ, W., JANSEN, E. & FROITZHEIM, N. (2003): Structural evolution of Adula nappe, Misox zone, and Tambo nappe in the San Bernardino area: Constraints for the exhumation of the Adula eclogites. – Mitt. österr. Geol. Ges. 94 (2001), 99–122.

- POSCHINGER, A. VON (2006): Weitere Erkenntnisse und weitere Fragen zum Flimser Bergsturz. – *Bull. angew. Geol.* 11/2, 35–43.
- POSCHINGER, A. VON, WASSMER, P. & MAISCH, M. (2006): The Flims Rock slide: History of Interpretation and New Insights. In: EVANS, S. G., SCARASCIA-MUGNOZZA, G., STROM, A. & HERMANN, R. L. (Ed.): *Landslides from Massive Rock Slope Failure* (p. 347–375). – Springer, Berlin/Heidelberg.
- PROBST, P. (1976): *Geologie des Val Serenastga* (Kanton Graubünden). – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1980): Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 153.
- QUINN, A. W. & GLASS, H. D. (1958): Rank of coal and metamorphic grade of rocks of Narragansett basin of Rhode Island. – *Econ. Geol.* 53, 563–576.
- RAHL, J. M., ANDERSON, K. M., BRANDON, M. T. & FASSOULAS, C. (2005): Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 240, 339–354.
- RAHN, M. K., STEINMANN, M. & FREY, M. (2002): Chloritoid composition and formation in the eastern Central Alps: a comparison between Penninic and Helvetic occurrences. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 82/2, 409–426.
- RIMMELÉ, G., OBERHÄNSLI, R., GOFFÉ, B., JOLIVET, L., CANDAN, O. & CETINKAPLAN, M. (2003): First evidence of high-pressure metamorphism in the “Cover Series” of the southern Menderes Massif. Tectonic and metamorphic implications for the evolution of SW Turkey. – *Lithos* 71, 19–46.
- ROTHPLETZ, A. (1895): Über das Alter der Bündnerschiefer. – *Z. deutsch. geol. Ges.* 47/1, 1–56.
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae geol. Helv.* 97/1, 93–117.
- SCHMID, S. M., PFIFFNER, O. A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G. & KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. – *Tectonics* 15, 1036–1064.
- SCHMID, S. M., PFIFFNER, O. A. & SCHREURS, G. (1997): Rifting and collision in the Penninic zone of eastern Switzerland. In: PFIFFNER O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A. (Ed.): *Deep Structure of the Swiss Alps. Results of NFP 20* (p. 160–185). – Birkhäuser, Basel.
- SCHWAB, M., SCHLUNEGGER, F., SCHNEIDER, H., STÖCKLI, G. & RIEKE-ZAPP, D. (2009): Contrasting sediment flux in Val Lumnezia (Graubünden, Eastern Swiss Alps), and implications for landscape development. – *Swiss J. Geosci.* 102/2, 211–222.
- SOOM, M., STALDER, H. A. & ARMBRUSTER, T. (1987): OH-reicher Topas aus alpinen Mineralklüften im Trias-Dolomit des Val Lugnez GR (Mesozoische Hülle des Gotthardmassivs). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67/3, 396–397.
- STALDER, A. H., WAGNER, A., GRAESER, S. & STRUKER, P. (1998): *Mineralienlexikon der Schweiz*. – Wepf, Basel.
- STAMPFLI, G. M., MOSAR, J., MARQUER, D., MARCHANT, R., BAUDIN, T. & BOREL, G. (1998): Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. In: VAUCHEZ, A. & MEISSNER, R. (Ed.): *Continents and their mantle root*. – *Tectonophysics* 296, 159–204.
- STAUB, T. (1980): Mineralogisch-petrographische Untersuchungen an den Erzvorkommen von Affeier und ihrer Umgebung im Verrucano von Ilanz – Obersaxen. – *Diss. Univ. Bern*.
- (1983): Die Fahlerz- und Uranvorkommen bei Affeier (Vorderrheintal, Graubünden). – *Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser.* 62.

- (1985): Der Bergbau im Bündner Oberland: Die Erzgruben von Obersaxen–Affeier–Viver. – Bergknappe 32/2.
- STEINMANN, M. (1994): Die nordpenninischen Bündnerschiefer der Zentralalpen Graubündens: Tektonik, Stratigraphie und Beckenentwicklung. – Diss. ETH Zürich (Nr. 10668).
- TARNUZZER, C. (1918): Die prähistorischen Bergstürze im obersten Safiental. – Mit einem Anhang: Notiz über das Gipslager von Giera-Valendas. – Jber. natf. Ges. Graubünden 58, 1–18.
- THUM, I. & NABHOLZ, W. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau-Lenzerheide-Oberhalbstein. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 144, 1–55.
- TRÜMPY, R. (1944): Geologisch-photogrammetrische Untersuchungen in der südlichen Hausstockgruppe. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1949): Der Lias der Glarner Alpen. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 79/1.
- (1980): Geology of Switzerland. A guide book. Part A: An outline of the Geology of Switzerland. – Wepf, Basel/New York.
- (1999): Die tektonischen Grosseinheiten im Bereich AlpTransit. In: Löw, S. & Wyss, R. (Hrsg.): Vorauserkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (S.21–29). – Tag.bd. Symp. Geologie Alptransit, Zürich (15.–17. Februar 1999). Balke-ma, Rotterdam.
- UHR, A. (unpubl.): Geologische Untersuchungen im Gebiet des Piz Terri (Kt. Tessin und Graubünden). – Unvollendetes Diss.manusk. im Depot der Landesgeologie, Wabern.
- VOLL, G. (1976): Structural studies of the Valser Rhine valley and Lukmanier region and their importance for the nappe structure of the central Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/3, 619–626.
- WEBER, F. (1924): Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes: Ostende des Aarmassivs und der helvetischen Decke. Spez. Karte 100A, 1: 50 000. – Schweiz. Geol. Komm.
- WEH, M. (1998): Tektonische Entwicklung der penninischen Sediment-Decken in Graubünden (Prättigau bis Oberalpstein). – Diss. Univ. Basel.
- WEH, M. & FROITZHEIM, N. (2001): Penninic cover nappes in the Prättigau half-window (Eastern Switzerland): Structure and tectonic evolution. – Eclogae geol. Helv. 94/2, 237–252.
- WIEDERKEHR, M. (2009): From subduction to collision: a combined metamorphic, structural and geochronological study of polymetamorphic metasediments at the NE edge of the Lepontine dome (Swiss Central Alps). – PhD thesis Univ. Basel.
- WIEDERKEHR, M., BOUSQUET, R., SCHMID, S. M. & BERGER, A. (2008): From subduction to collision: Thermal overprint of HP/LT meta-sediments in the north-eastern Lepontine Dome (Swiss Alps) and consequences regarding the tectono-metamorphic evolution of the Alpine orogenic wedge. In: FROITZHEIM, N. & SCHMID, S. M. (Ed.): Orogenic processes in the Alpine collision zone. – Swiss J. Geosci. 101, Suppl. 1, 127–155.
- WIEDERKEHR, M., SCHMID, S. M., BOUSQUET, R. & BERGER, A. (2006): Evidence for a subduction-stage in Valaisan and Ultra-Helvetic sedimentary units of the northern Lepontine dome being followed by a separate Barrow-type heating event. – Geophys. Res. Abstr. 8, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-04909.
- WIEDERKEHR, M., SUDO, M., BOUSQUET, R., BERGER, A. & SCHMID, S. M. (2009): Alpine orogenic evolution from subduction to collisional thermal overprint: The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints from the Valaisan Ocean (Central Alps). – Tectonics 28; doi:10.1029/2009TC002496.
- WOPENKA, B. & PASTERIS, J. D. (1993): Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite - Applicability of Raman microprobe spectroscopy. – Am. Mineral. 78, 533–557.

- WYSS, R. (1985): Die Urseren-Zone zwischen Ulrichen und Oberalppass und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. – Diss. Univ. Bern.
- WYSS, R. & ISLER, A. (2007): Blatt 1234 Vals. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 121.
- WYSSLING, L. E. (1950): Zur Geologie der Vorabgruppe. – Diss. ETH Zürich.
- ZIEGLER, H.-J. (1979): Geologische und felsmechanische Untersuchungen im mittleren Lugnez. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1982): Die Hangbewegungen im Lugnez, am Heinzenberg und bei Schuders (Graubünden), Geologie und Geomechanik. – Diss. Univ. Bern.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

(mit topografischer Grundlage)

Geokarten 500

Geologische Karte der Schweiz 1: 500 000 (2005).

Tektonische Karte der Schweiz 1: 500 000 (2005).

Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1: 500 000 (2010).

Geologische Generalkarte der Schweiz 1: 200 000

Blatt 3 Zürich – Glarus, von A. BUXTORF, P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1950.

Blatt 4 St. Gallen – Chur, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1959.

Blatt 7 Ticino, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1955.

Blatt 8 Engadin, von P. CHRIST, A. GÜNTHER & A. SPICHER, 1964.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt XIV Altdorf – Chur, von A. HEIM, A. ESCHER VON DER LINTH, G. THEOBALD, A. BALTZER & K. VON FRITSCH, 1885.

Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25 000

Nr. 56 Andeer (LK 1235), von V. STREIFF, H. JÄCKLI & J. NEHER, 1971.

Nr. 121 Vals (LK 1234), von A. ARNOLD, A. FEHR, W. JUNG, J. KOPP, CH. KUPFERSCHMID, W. LEU, M. LISZKAY, W. NABHOLZ, L. VAN DER PLAS, PH. PROBST & R. WYSS, 2007.

Geologische Spezialkarten

Nr. 17 Geologische Karte des Diorit-Gebietes von Disentis bis Brigels, 1: 50 000, von L. WEHRLI, 1896.

Nr. 18 Geologische Karte des Calanda, 1: 50 000, von C. PIPEROFF, 1897.

Nr. 63 Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1: 50 000, von J. OBERHOLZER, 1920.

Nr. 78 Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen, 1: 250 000, von R. STAUB, 1916.

Nr. 117 Geologische Karte des Kantons Glarus, 1: 50 000, von J. OBERHOLZER, 1942.

Nr. 100 Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes, 1: 50 000, von F. WEBER, 1924.

Nr. 101 Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv, 1: 100 000, von F. WEBER, 1922.

Nr. 104 Geologische Karte der Adula, 1: 50 000, von G. FRISCHKNECHT, H. JENNY & J. KOPP, 1923.

Nr. 114A Geologische Karte der Landschaft Schams, 1: 50 000, von O. WILHELM, 1929.

Nr. 120 Photogeologische Karte der Tödikette vom Bifertenstock bis Calanda, 1: 25 000 (ohne Kartierung des Quartärs). Bl. 2: Kistenpass und Bl. 3 Segnespass, von R. HELBLING, 1948.

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1: 100 000

Nr. 3 Panixerpass (LK 38), von H. JÄCKLI, A. BÖGLI, TH. LOCHER, W. NABHOLZ, C. SCHINDLER, E. WEBER & L. WYSSLING, 1985.

Karte der Mineralogischen Rohstoffe der Schweiz 1 :200 000

Nr. 1 Tessin – Uri, von C. WENGER, R. STEIGER & F. BIANCONI, 1990.

Geologische Karten mit offizieller topografischer Grundlage (ab 1900)

- W₁ Welter, O. A. (1909): Geologische Karte des Gebietes zwischen Hinterrhein und Safiental, 1: 50 000. – In: WELTER, O. A.: Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. – Eclogae geol. Helv. 10/6.
- J₁ JÄCKLI, H. (1957): Rutschungen und Bergstürze im Gebiet zwischen Lugnez und Stätzerhorn – Curvèr-Kette (Graubünden), 1:100 000. – In: JÄCKLI, H.: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 36 (Tafel III).
- J₂ JÄCKLI, H. (1957): Aktuogeologische Kartenskizze Heinzenberg – Nollatobel – Piz Berverin und Umgebung, 1: 50 000. – In: JÄCKLI, H.: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 36 (Tafel IV).

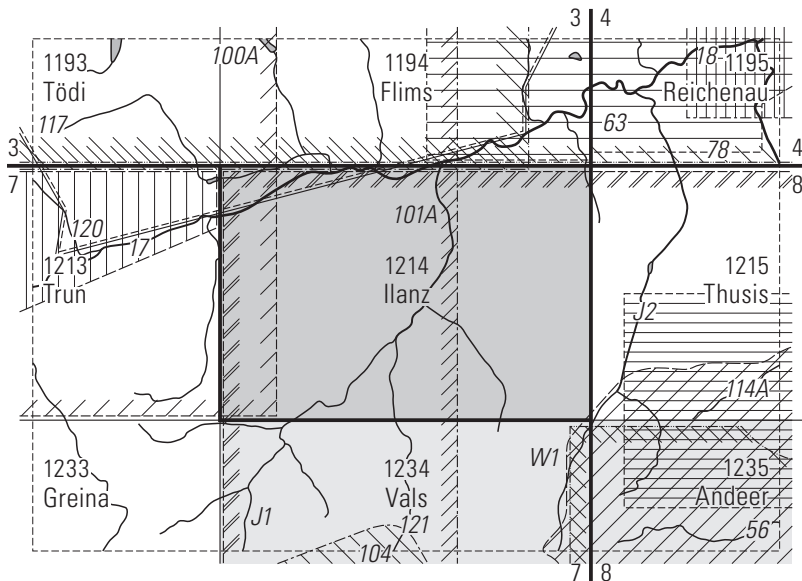


Fig. 20: Publierte geologische Karten mit offizieller topografischer Grundlage.

Geologisch-tektonische Karten mit vereinfachter Topografie (Auswahl)

- E ETTER, U. (1987): Übersichtskarte des östlichen gotthardmassivischen Mesozoikums, 1:50 000. – In: ETTER, U.: Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen im gotthardmassivischen Mesozoikum zwischen dem Lukmanierpass und der Gegend von Ilanz. – Diss. Univ. Bern.
- F FEHR, A. (1956): Petrographisch-geologische Kartenskizze des Gotthardmassivs östlich Val Zavràgia–Piz Cavel, 1:25 000. – In: FEHR, A.: Petrographie und Geologie des Gebiets zwischen Val Zavràgia–Piz Cavel und Obersaxen–Lumbrein (Gotthardmassiv-Ostende). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 36/2 (Taf. III).
- K KOPP, J. (1925): Tektonische Karte des Bündnerschiefergebietes zwischen Lugnez und Domleschg. – In: KOPP, J.: Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientales und des Domleschg. – *Eclogae geol. Helv.* 19/1.
- P PFIFFNER, O. A. (1977): Tektonische Karte des Kistenpassgebietes, 1:25 000. – In: PFIFFNER, O. A.: Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Diss. ETH Zürich.
- R ROTHAAAN, H. P. (1918): Tektonische Karte der nördlichen Adula, 1:75 000. – In: ROTHAAAN, H. P.: Tektonische Untersuchungen in der nordöstlichen Adula mit Bemerkungen zur Tektonik und Orogenese der penninischen Decken überhaupt. – *Vjschr. Natf. Ges. Zürich*, Jg. 63.
- S STEINMANN, M. (1994): Geologisch-tektonische Übersichtskarte der Region zwischen Vorder- und Hinterrhein. – In: STEINMANN, M.: Die nordpenninischen Bündnerschiefer der Zentralalpen Graubündens: Tektonik, Stratigraphie und Beckenentwicklung. – Diss. ETH Zürich.
- W WINTERHALTER, R. U. (1930): Geologische Kartenskizze des Gotthard-Massivs. – In: WINTERHALTER, R. U.: Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 10/1.

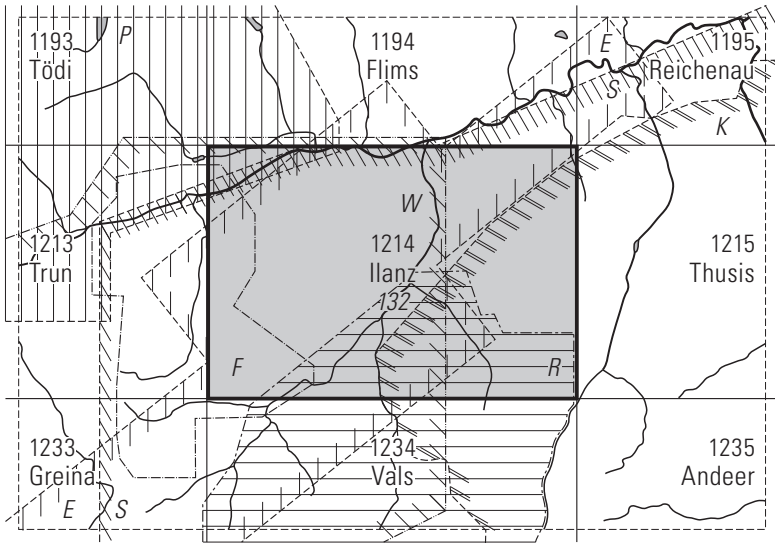


Fig. 21: Publierte geologische Karten mit vereinfachter Topografie.

BEILAGE

Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Ilanz 1:25 000

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Ilanz

von
Roland Wyss und Alfred Isler

Massstab 1:25 000
0 1 2 km

Quartär

- Alluvionen des Vorderrheintals
- Rutschmasse
- Sackungsmasse

Grava-Decke (GD/GD(L))

- Sandige Kalke und Kalkschiefer mit untergeordneten Tonschieferlagen
- Tonschiefer mit Kalkbänken sowie Sand- und Mergelkalke
- Trias («Grenz-Trias»)

Aul-Decke (AD), Obere Valser Schuppen (OVS)

- Prasinite und Mischgesteine
- Aul-Marmor

Zone Piz Terri-Lunschania (GAS/TZ)

- «Ältere» und «Jüngere» Ton- und Kalkschiefer
- Gneisquarzit
- «Fossilmarmor» i. Allg.
- Trias i. Allg.
- Terri-Schiefer

Peidener Schuppenzone (PS)

- «Inferno-Serie»
- «Stgir-Serie»
- Trias i. Allg.

Scopi-Zone (SZ)

- «Coroi-Serie»
- «Inferno-Serie»
- «Stgir-Serie»

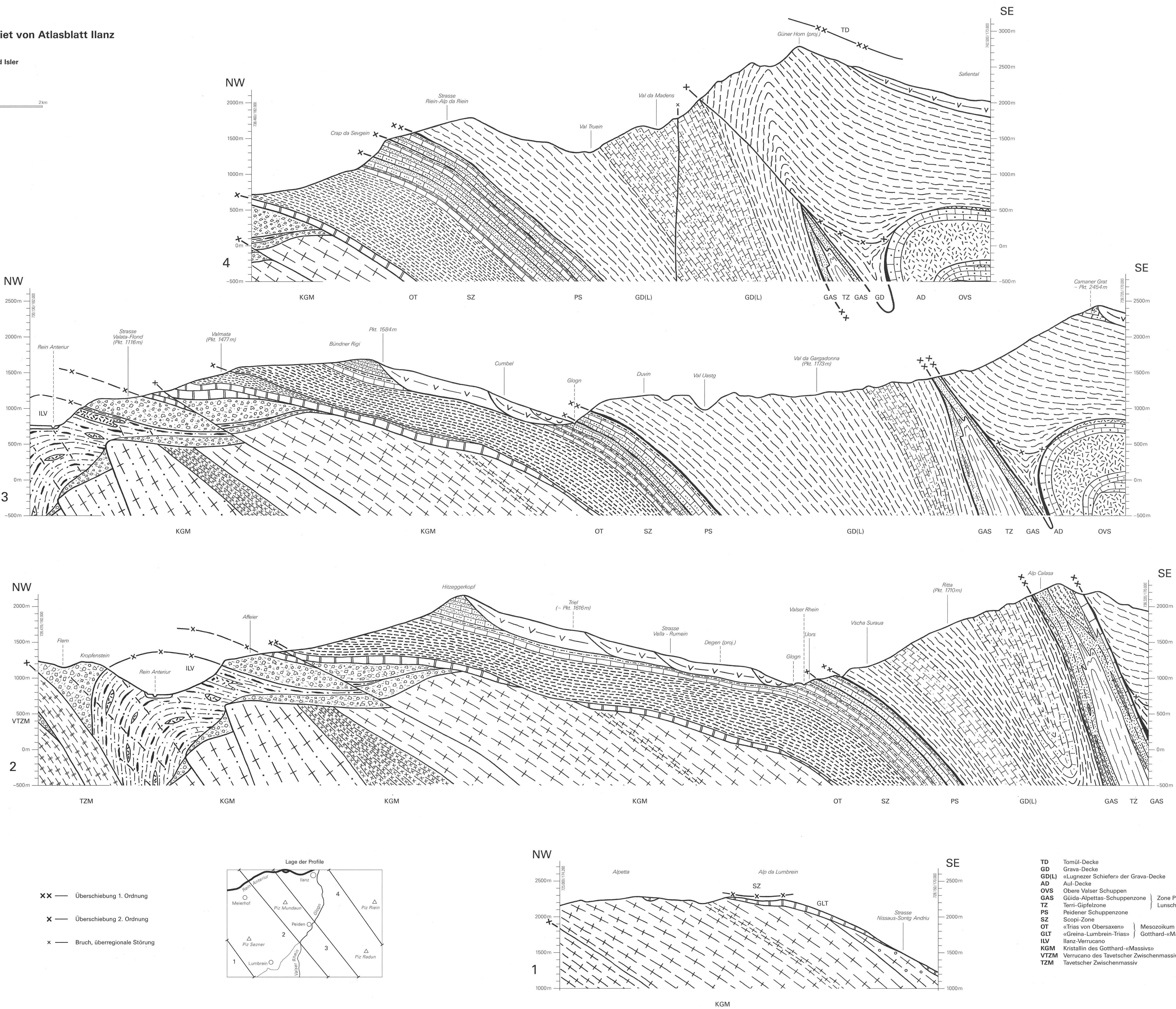
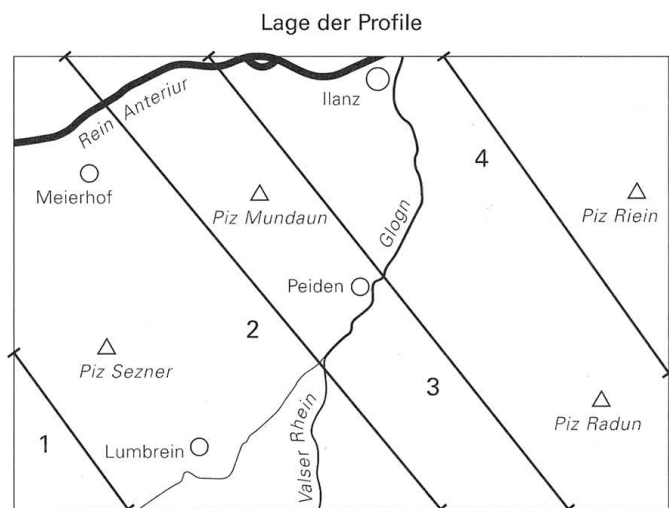
Gotthard-«Massiv» (OT/GLT/ILV/KGM)

- Quarten-Formation
- Trias i. Allg.
- Granitgneis («Streifengneis»)
- Migmatitischer Chlorit- bis Biotitgneis
- Muskovit-Alkalifeldspatgneis und z.T. quarzreicher Muskovitgneis
- Helle Glimmergneis und -schiefer, Metaquarzite
- Konglomeratischer Verrucano
- Vulkanoklastischer Verrucano

Tavetscher Zwischenmassiv (VTZM/TZM)

- Phyllitischer und schiefriger Verrucano, mit konglomeratischen und vulkanitischen Partien
- Muskovitgneis und -schiefer, mit wechselndem Anteil an Biotit und Chlorit

- Überschiebung 1. Ordnung
- Überschiebung 2. Ordnung
- Bruch, überregionale Störung



- TD Tomül-Decke
- GD Grava-Decke
- GD(L) «Lugnezer Schiefer» der Grava-Decke
- AD Aul-Decke
- OVS Obere Valser Schuppen
- GAS Güds-Alpettas-Schuppenzone
- TZ Terri-Gipfelzone
- PS Peidener Schuppenzone
- SZ Scopi-Zone
- OT «Trias von Obersaxen»
- GLT «Greina-Lumbrein-Trias»
- ILV Ilanz-Verrucano
- KGM Kristallin des Gotthard-«Massivs»
- VTZM Verrucano des Tavetscher Zwischenmassivs
- TZM Tavetscher Zwischenmassiv