

DIE PUFLER ÜBERSCHIEBUNG UND IHRE ÖSTLICHE ÜBERPRÄGUNG DURCH DIE PIC-BERG-ÜBERSCHIEBUNG (GRÖDENTAL, DOLOMITEN, ITALIEN)

Maria Schmidt

Mit 12 Abbildungen

Zusammenfassung:

Die Pufler Überschiebung streicht in ihrem westlichen Bereich (Marinzen) E–W. Richtung E biegt das Streichen auf ENE–WSW um. Dies ist auf eine leichte Rotation beim Überschieben zurückzuführen. In ihrer Form ist die Pufler Überschiebung einem Rampen-Flachbahn-System zuzuordnen, dessen liegende Flachbahn sich in der Fiammazza-Fazies der *Bellerophon*-Formation und die hangende Flachbahn vermutlich in der Wengen-Formation befindet. Die dazwischen liegenden stratigraphischen Einheiten werden durch Rampenbildung überwunden. Im Bereich des Jender Baches läßt sich die Pufler Überschiebung durch eine dextrale Lateralbewegung in einen westlichen und einen östlichen Abschnitt trennen. Östlich der dextralen Lateralbewegung zeigt die Pufler Überschiebung vermutlich einen geringeren Einengungsbetrag.

In der nördlichen Umgebung von St. Christina wird die Pufler Überschiebung durch die St.-Christina-Rücküberschiebung unter Bildung einer Triangelzone überprägt. Im N dieser St.-Christina-Rücküberschiebung stellt die Hangenscholle der älteren Pufler Überschiebung eine Deckscholle dar.

Der östlichste Bereich des Arbeitsgebietes wird durch die ungefähr N–S-streichende Pic-Berg-Überschiebung geprägt. Sie entspricht in ihrer Form einer Rampen-Flachbahn-Überschiebung mit der liegenden Gleitbahn in der Fiammazza-Fazies der *Bellerophon*-Formation und der hangenden Gleitbahn in der Buchenstein-Formation. Die Rampe überwindet einen bereits durch die Pufler Überschiebung und die Rücküberschiebung von St. Christina prädeformierten Bereich. In Zusammenhang mit der Pic-Berg-Überschiebung wird das gesamte Arbeitsgebiet mit einer nach E zunehmenden Intensität deformiert. Dies ist an Verfaltungen und kleinräumigen Überschiebungen, die NNW–SSE streichen, erkennbar.

Die Pufler Überschiebung wird in das Neogen gestellt (DOGLIONI, 1987), sowie möglicherweise auch das Rücküberschiebungssystem nördlich von St. Christina. Bei diesen Rücküberschiebungen kann es sich jedoch auch um eine fächerförmige Struktur im Vorfeld der Pic-Berg-Überschiebung handeln, die durch eine jüngere sinistrale Transpression entstanden sein könnte.

Abstract:

The Pufels/Bulla overthrust is characterized as a ramp-flat system, whose floor thrust lies in the evaporite Fiamazza facies of the *Bellerophon* Fm., whereas the eroded roof thrust is probably in the Wengen Fm. The stratigraphic units between these two formations are cut by a ramp. In its western part the Pufels/Bulla overthrust strikes in E–W direction, whereas in the E striking changes to ENE–WSW. This is due to a slight rotation during overthrusting.

In the eastern area (Jender Bach) a part of the shortening of the the Pufels/Bulla overthrust is transferred to a NNW striking dextral strike-slip fault.

In the northern part of St. Christina the Pufels/Bulla overthrust is superimposed by the St. Christina backthrust by development of a triangle zone. In the northern part of St. Christina backthrust the hanging wall of the older Pufels/Bulla overthrust is represented by a klippe.

The eastern part of the working area is characterized by the Pic-Berg overthrust which strikes approximately N–S. In its form it corresponds to a ramp-flat overthrust with its sole thrust in the evaporite Fiammazza facies of the *Bellerophon* Fm. and the roof thrust in the Buchenstein Fm. The footwall of this overthrust is already predeformed by the Pufels/Bulla overthrust and the St. Christina backthrust. In connection with the Pic-Berg overthrust the entire working area becomes deformed with increasing intensity to the east. This can be recognized by strong folding and small overthrusts which strike NNW–SSE.

The Pufels/Bulla overthrust is of Neogene age (DOGLIONI, 1987), just as probably the backthrust system north of St. Christina. These backthrusts may also be interpreted as a fan-shaped structure in the foreland of the Pic-Berg overthrust, possibly caused by a sinistrale transpression.

Riassunto:

La linea di Bulla è un sovrascorrimento N-vergente che nel suo segmento orientale (Marinzen) ha una direzione E-W. Verso oriente la direzione cambia da E-W a ENE-WSW, perchè nel suo insieme il sovrascorrimento di Bulla si muoveva con una lieve rotazione. Esso ha una traiettoria a gradini corrispondente al modello ramp-flat. La Formazione a *Bellerophon* (facies di Fiammazza) è sede dello scollamento. Il flat al tetto si trova probabilmente negli strati di La Valle (Formazione di Wengen). Le unità stratigrafiche intermedie corrispondono alla rampa.

Nei pressi del Rio Saltaria la Linea di Bulla è, per la presenza di una faglia trascorrente destra, divisibile in una sezione occidentale ed in una orientale. Ad E di questa trascorrenza il raccorciamento causato dalla Linea di Bulla è probabilmente minore. Nei dintorni di Santa Cristina la Linea di Bulla viene deformata da un retroscorrimento causando una zona a triangolo (triangle zone). A N di questo retroscorrimento di Santa Cristina il sovrascorrimento di Bulla, isolato dall'erosione, costituisce una klippe.

L'area orientale del territorio in questione viene caratterizzata dal sovrascorrimento del Monte Pic (sistema ramp-flat) il cui orizzonte di scollamento si trova nella Formazione a *Bellerophon*. Il letto della rampa è costituito da unità stratigrafiche già predeformate dal sovrascorrimento di Bulla e dal retroscorrimento di Santa Cristina. Il flat al tetto corrisponde alla Formazione di Livinallongo. In connessione con il sovrascorrimento del Monte Pic l'intera zona presa in esame è stata deformata da piegamenti e da sovrascorrimenti di piccola dimensione. Queste strutture sono prevalentemente WSW-vergenti con direzione NNW-SSE e la loro presenza aumenta verso oriente.

Il sovrascorrimento di Bulla è di età Neogenica (DOGLIONI, 1987) e probabilmente anche i retroscorrimenti nell'area settentrionale di Santa Cristina. A detti retroscorrimenti si può dare un'altra interpretazione e precisamente di una struttura a ventaglio antistante il sovrascorrimento del Monte Pic. Il tutto si è probabilmente sviluppato in un sistema di transpressione sinistrale post-Neogenica.

1. Einleitung

Diese Publikation beruht auf einer im Juli 1991 abgeschlossenen Diplomarbeit am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck (Betreuer Univ. Prof. Dr. Rainer Brandner). Im Vordergrund stand dabei die Durchleuchtung der räumlichen und zeitlichen Zusammenhänge zwischen der Pufler Überschiebung und der Pic-Berg-Überschiebung im Grödental (Italien, Dolomiten, Abb. 1). Genauer untersucht und Inhalt dieser Publi-

kation sind die sich überlagernden Strukturen und Deformationsereignisse, die Beziehung zwischen Überschiebung und Blattverschiebung und die Stellung der Tektonik des Grödental im Rahmen der erst vor kurzem von DOGLIONI (1987) vorgestellten geodynamischen Entwicklung der Dolomiten.

Die Tektonik des Grödental wird durch die N-vergente Pufler Überschiebung und die W-vergente Pic-Berg-Überschiebung geprägt. Diese Strukturen wurden

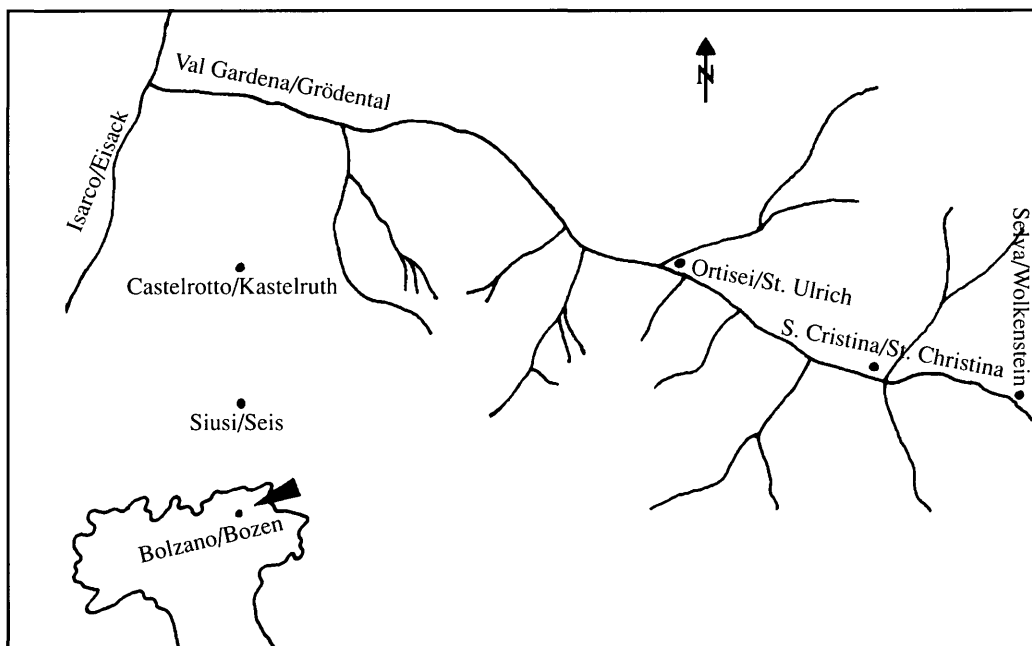


Abb. 1: Geografischer Überblick des Grödental.

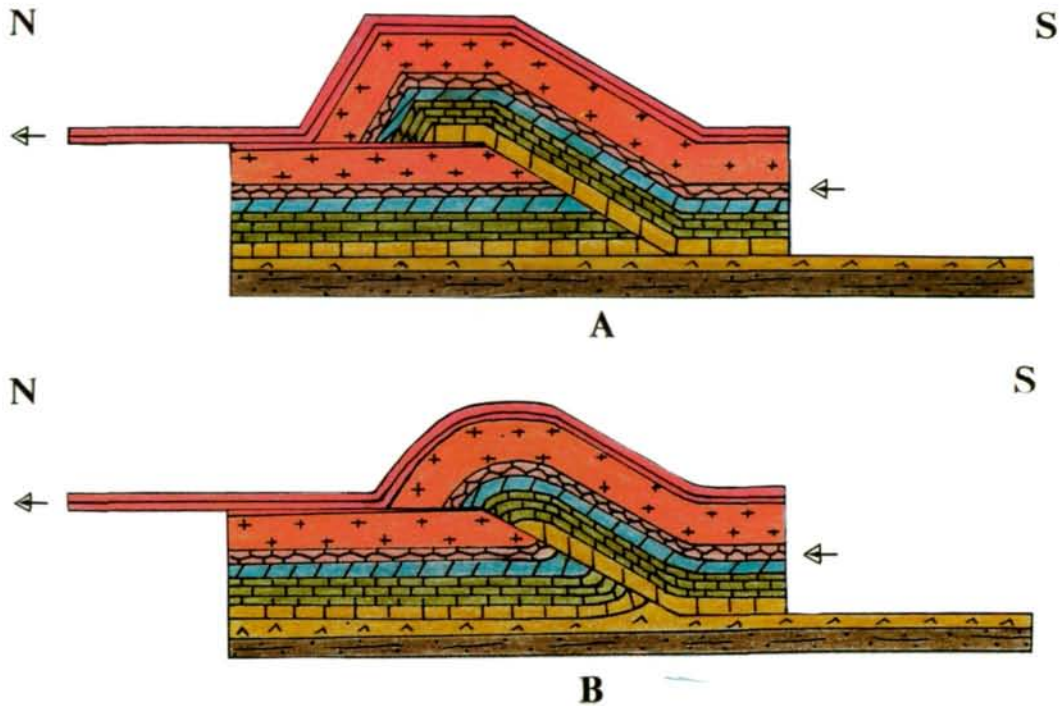


Abb. 2: A: eine Rampen–Flachbahn Überschiebung hat in Abhängigkeit von der Lithologie einen treppenförmigen Verlauf. Inkompetente Gesteine, wie Salz, Gips, Schiefer und Tone, werden als flachliegende Gleitbahn genutzt; kompetente Gesteine werden durch Rampenbildung überwunden. B: entspricht einer weiteren Annäherung der Modellvorstellung einer Rampen–Flachbahn–Überschiebung an die Geländegegebenheiten. Die Badiota-Fazies (*Bellerophon*-Formation), die Werfen-Formation, das Richthofen-Konglomerat, die Contrin-Formation und die Buchenstein-Formation sind, bedingt durch ihren vorwiegend schichtigen Aufbau mit z.T. mergeligen bis tonigen Zwischenlagen, nicht als vollständig kompetente Gesteine anzusprechen. Dies führt im störungsnahen Bereich bei der Überschiebung zu einer Verfallung bzw. Schleppung der Liegendscholle.

bereits früh von namhaften Dolomitenforschern (MOJISOVICS, 1879; OGILVIE GORDON, 1927; REITHOFER & KLEBELSBERG, 1928; VARDABASSO, 1930; LEONARDI, 1936; HEISSEL & LADURNER, 1936; BOSELLINI & LEONARDI, 1964; LEONARDI, 1967) erkannt und bearbeitet, aber in ihrer grundsätzlichen Bedeutung und in ihren Zusammenhängen noch nicht verstanden. Aufbauend auf den bereits vorhandenen geologischen Karten des Servizio Geologico d'Italia (Blatt M. Marmolada 1:100 000, Blatt La Marmolada 1:50 000 und Blatt Bolzano 1:50 000) wurde eine tektonisch orientierte Neukartierung im Maßstab 1:10 000 (topografische Unterlagen der Autonomen Provinz Bozen, Maßstab 1:10 000) des gesamten Areals vorgenommen. Basis der Neukartierung war die heute gängige detaillierte lithostratigraphische Gliederung (z.T. Members und Horizonte) der Unter- und Mitteltrias, die die Auflösung von Detailstrukturen, als auch eine erste quantitative Abschätzung der Deformation erlaubte.

2. Tektonik

2.1 Rampen–Flachbahn-Modell

Die detaillierte Kartierung ergab, daß die Pufler Überschiebung und die Pic-Berg-Überschiebung in ihrer Form einem Rampen-Flachbahn-System (SUPPE, 1983, 1985; RAMSAY & HUBER, 1987) zuzuordnen sind (Abb. 2).

Die Pufler und die Pic-Berg-Überschiebung nehmen ihren Ausgang (liegende Flachbahn) in der evaporitischen Fiammazza Fazies (Rio Barbide Member, FARABEGOLI et al., 1986) der *Bellerophon*-Formation, die vorwiegend aus einer zyklischen Abfolge von inkompetenten Gipsen, Tonen und Dolomitbänken aufgebaut ist. Bei der Pufler Überschiebung stellen die hangenden stratigraphischen Einheiten – Werfen-Formation, Richthofen-Konglomerat, Contrin-Formation, Buchenstein-Formation und Vulkanite – die Rampe dar. Die obere Flachbahn dürfte in der wiederum aus inkompetenten Gesteinen aufgebauten Wengen-Formation (Wechselagerung aus

Sandsteinbänken, Tonen und Silten) liegen. Da der Stirnbereich der Pufler Überschiebung erosiv fehlt (Raschötz), läßt sich die Position der hangenden Flachbahn (Wengen-Formation ?) nicht mit Geländedaten belegen.

Die Rampe der Pic-Berg-Überschiebung reicht von der Badiota-Fazies (Casera-Razzo-Member, FARABEGOLI et al., 1986) der *Bellerophon*-Formation bis an den Top der Contrin-Formation. Die hangende Flachbahn liegt hier in der Buchenstein-Formation.

Nicht außer acht lassen sollte man die aus einer abgesehenen Faltenstruktur hervorgehende Rampen-Flachbahn Überschiebung (piega-faglia), die LEONARDI (1936) postulierte.

Die tektonische Beanspruchung der jeweiligen Liegendscholle ist, wie überall, auch hier wesentlich stärker als jene der Hangendscholle. Die Deformation in den hangenden tektonischen Einheiten ist geprägt durch leichte Verbiegungen und sekundäre, formationsinterne Rampen-Flachbahn-Überschiebungen. Die nicht unbedeutende Anzahl dieser kleinräumigen Überschiebungen und Verfaltungen in beiden tektonischen Einheiten (Hangend- und Liegendschollen), wirkt sich auf den ermittelten Einengungsbetrag aus. Bei den gegebenen, z.T. relativ schlechten Aufschlußverhältnissen war es nicht möglich, diese Strukturen in ihrer Gesamtheit zu erfassen, sodaß der kalkulierte Einengungsbetrag der Pufler Überschiebung lediglich dem Minimalbetrag entspricht (siehe 2.2.1).

2.2 Die Pufler Überschiebung

Die Pufler Überschiebung läßt sich im Streichen über eine Erstreckung von 5 km eindeutig vom Pufplatsch bis zu den Pilathöfen (Pedroc) im E verfolgen. Sie verursacht eine Schichtverdoppelung der oberpermischen bis mitteltriassischen stratigraphischen Einheiten. Die höchste kartierbare Einheit der Liegendscholle sind die ladinischen Vulkanite. Die Basis der Hangendscholle stellt die evaporitische Fiammazza-Fazies der *Bellerophon*-Formation, entsprechend dem eingangs beschriebenen Rampen-Flachbahn-Modell, dar.

Die Fiammazza-Fazies ist im störungsnahen Bereich (Pufler Schlucht orographisch rechts, Höhe 1400 m) extrem verfältelt, geschiefert und zerschert. Eine statistische Auswertung der kleintektonischen Gefüge ist allerdings bisher noch nicht erfolgt. In dieser extremen Verfaltung und Schieferung kann man einen Hinweis dafür sehen, daß sich die Hauptbewegungsbahn bzw. der Hauptabscherungshorizont in der Fiammazza-Fazies befindet.

Weitere Argumente, die dafür sprechen, sind: die nahezu söhlig Lagerung bzw. das sehr flache Einfallen der Gröden Formation nach S im Bereich Marinzen. Es konnte auch festgestellt werden, daß an keiner Stelle des Arbeitsgebietes die Gröden Formation im Hangenden der Pufler-Überschiebungsfläche liegt. Das bedeutet, daß die Gröden-Formation nicht mehr in das Deformationsgeschehen miteinbezogen wurde. Auch die Zusammensetzung der Fiammazza Fazies (Gips, Ton und Dolomit) spricht dafür, daß sich der Hauptabscherungshorizont hier befindet.

Alle darüber liegenden stratigraphischen Einheiten, inklusive obere *Bellerophon*-Formation, wurden bereits relativ ungestört Richtung N transportiert. Jedoch vollzogen sich auch kleine formationsinterne Überschiebungen, die sicherlich nicht ohne Einfluß auf den Gesamteinengungsbetrag sind.

Die in den Abbildungen 3 und 4 dargestellten N-S-Profilschnitte zeigen die entsprechenden lokalen Gegebenheiten. Ein Vergleich beider Profilschnitte zeigt auch, daß es sich bei der Pufler Überschiebung nicht um eine über das gesamte Areal gleichförmig ausgebildete Struktur handelt (Abb. 3 und 4).

Vom Pitz-Berg bis zu den Pilathöfen (Pedroc) hat die Pufler Überschiebung (Abb. 12) einen konstanten Verlauf und das generelle Schichteinfallen der einzelnen tektonischen Einheiten (Liegend- und Hangendscholle) entspricht dem der Pufler Schlucht und Umgebung.

Die Liegendscholle der Pufler Überschiebung ist bis in die Umgebung der Pilathöfe aufgeschlossen. Die dort kartierbare Schlepplage bzw. Verfaltung streicht ENE-WSW, taucht sehr flach nach WSW ab (Abb. 12.4) und ist stark zerschert. Dies dürfte auf eine stärkere Beanspruchung zurückzuführen sein. In der Pufler Schlucht streicht diese Verfaltung ebenso ENE-WSW, taucht jedoch flach nach ENE ab. Diese Synklinale der Liegendscholle zeigt also von der Pufler Schlucht bis zu den Pilathöfen das gleiche Streichen (ENE-WSW). Das Achsenabtauchen ist jedoch nicht konstant, da der Ausbiß dieser Struktur in der Pufler Schlucht auf Höhe 1390 m ist, bei den Pilathöfen aber auf Höhe 1440 m liegt. Das bedeutet, daß die Achse selbst leicht verbogen sein muß.

In der Hangendscholle der Pufler Überschiebung (vorwiegend in der *Bellerophon*-Formation), untergeordnet auch in der Liegendscholle, sind nun in Richtung E vermehrt Verfaltungen kartierbar, deren Achsen SSE-NNW streichen und flach nach SSE abtauchen (Abb. 12.3). Entsprechend dem Streichen der Faltenachsen handelt es sich um Strukturen, die auf eine ENE-WSW-Einengung zurückgehen.

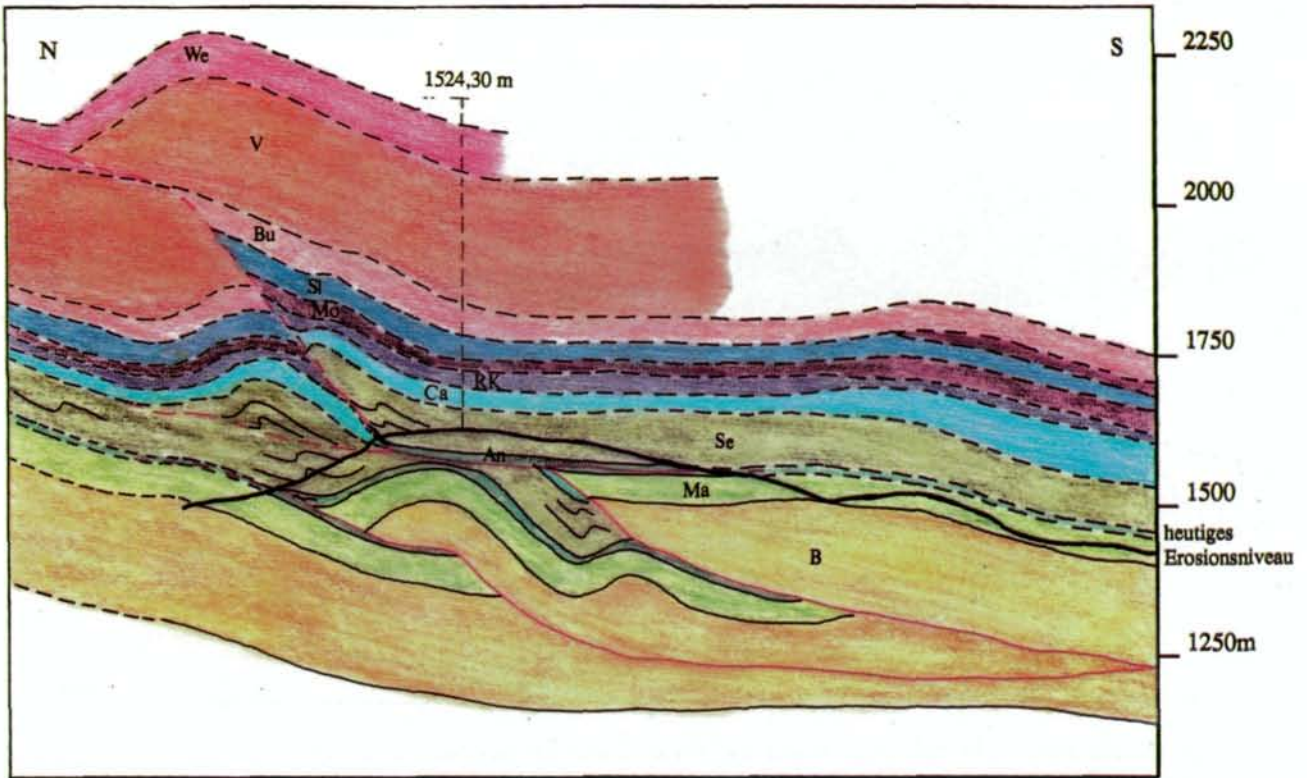


Abb. 3: Profil Marincen. Im westlichsten Abschnitt der Pufler Überschiebung kann man zwei nach S einfallende Überschiebungsflächen ausscheiden. Eine erste Phase der Einengung führte zur Verfaltung und Überschiebung im Bereich der Liegendenscholle. Mit fortschreitender N-S-Einengung kristallisierte sich die Hauptüberschiebungsbahn heraus. Der Liegendabriß befindet sich in der Fiammazza-Fazies. Als erste Rampe, die mit 40° nach S einfällt, wurde der S-Schenkel der Stirnfalte der liegenden Überschiebung genutzt. Innerhalb des Andraz-Horizontes (südlich der Hauptstörung) und an der Grenze Seis-Campil (nördlich der Hauptstörung) sind zwei Zwischenflachbahnen (Teilbewegungsflächen) kartierbar. Sie ermöglichen den N-Transport des hier offensichtlich fehlenden Sattelbereiches der liegenden Stirnfalte. Die zweite Rampe, die mit 50° nach S einfällt, reicht bis an das Top der Vulkanite. In der hangenden Wengen-Formation dürfte die Pufler Überschiebung in einer Flachbahn auslaufen.

Wengen Fm (We), Vulkanite (V), Buchenstein Fm (Bu), Contrin Fm (Sl), Morbiac Sch (Mo), Richthofen Konglomerat (RK), Campil Member (Ca), Seis Member (Se), Andraz Horizont (An), Mazzin Member (Ma), *Bellerophon* Fm (B)

2.2.1 Quantitative Abschätzung des N-S-Einengungsbetrages im Bereich Marincen und Pufler Schlucht

Der Verkürzungsbetrag wurde mit der Methode des Linienausgleichs nach Dahlstrom (1969) ermittelt. Er beläuft sich im Bereich Marincen (siehe Abb. 3) auf 850 m. Im Gegensatz zu den weiter östlich gelegenen Gebieten, wurde im Bereich Marincen an der Hauptüberschiebung weniger eingeeengt. Ein nicht unwesentlicher Teil der Verkürzung erfolgte, durch eine Verlagerung der Haupteinengung, in der Liegendenscholle.

Im Bereich der Pufler Schlucht (Abb. 4) beträgt die Verkürzung ebenfalls ungefähr 850 m. Im Gegensatz zu Marincen wird hier mehr an der Hauptstörung überschoben. Dies zeigt sich auch darin, daß im Bereich der Pufler Schlucht der Ausbiß der Perm/Trias-Grenze der Hangenscholle auf Höhe 1650 m liegt und im Bereich Marincen

auf Höhe 1400 m. Dies legt die Schlußfolgerung nahe, daß die Hangenscholle bei der Überschiebung mit einem geringen Winkelbetrag rotierte, das bedeutet, daß im E an der Hauptstörung offensichtlich mehr überschoben wurde als im W bei Marincen. Somit bleibt der Einengungsbetrag insgesamt gleich, vergrößert sich aber an der Hauptstörung selbst in Richtung E (Abb. 5). Für diese Hypothese sprechen sowohl Einfallsrichtung und Winkel der Schichtflächen als auch die gemessenen Faltenachsen. Im Bereich Marincen ist das Schichteinfallen flach nach S und die Faltenachsen streichen vorwiegend E-W, während im Bereich der Pufler Schlucht und Umgebung die stratigraphischen Einheiten der Hangenscholle mit durchschnittlich 20° nach SSE einfallen und die Faltenachsen ENE-WSW streichen.

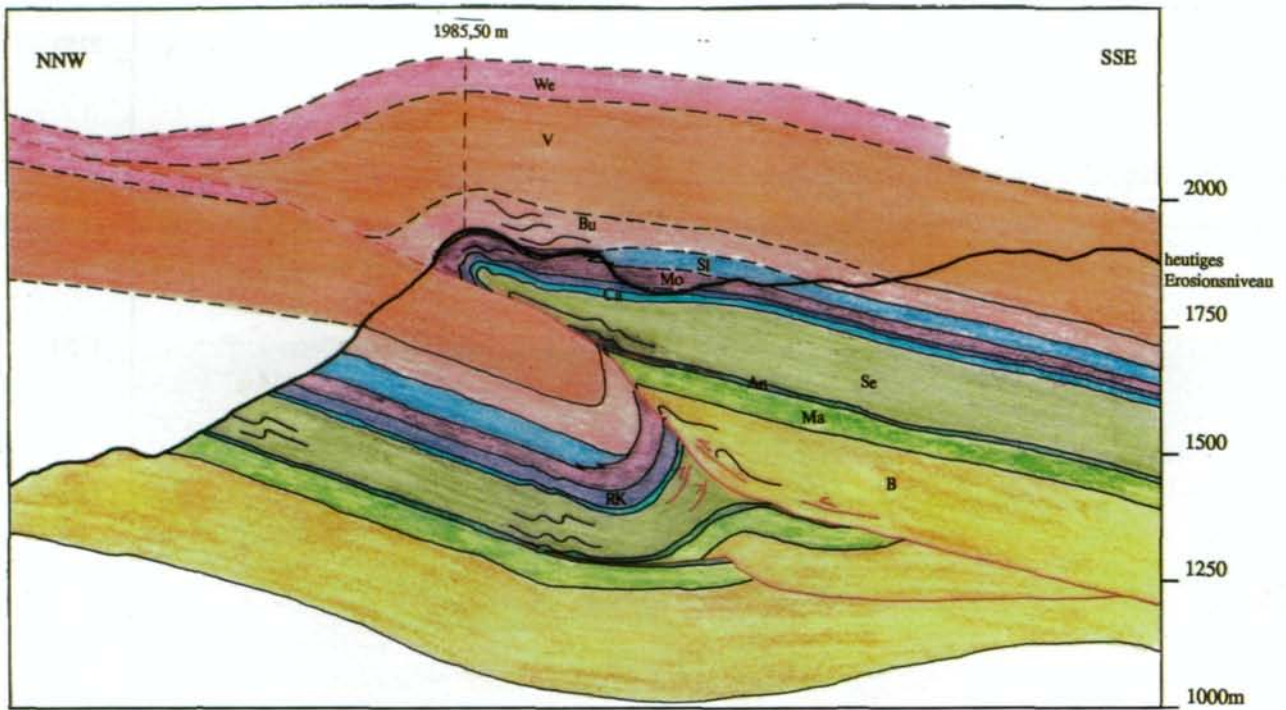


Abb. 4: Profil Pufler Schlucht. Die liegende Flachbahn der hier nach SSE einfallenden Hauptüberschiebung befindet sich in der Fiammazza-Fazies. Die Rampe, die mit 50° nach SSE einfällt, läßt sich bis auf Höhe 1700 m verfolgen. Auch hier stellt der Andraz-Horizont eine Teilbewegungsfläche dar. Diese Teilbewegungsfläche ermöglicht den N-Transport entlang der wesentlich flacheren Rampe, die mit 25° die ladinischen Vulkanite überwindet. Anschließend folgt die hangende Flachbahn, die vermutlich in der Wengen-Formation verläuft.

Eine ausgeprägte Stirnfalte (Abb. 12.1) ist in den Morbiac-Schichten und in der Buchenstein Formation orographisch links der Pufler Schlucht (Höhe 1900 m) kartierbar. Sie steht im Zusammenhang mit einer primär auskeilenden Contrin-Formation. Das dabei entstandene, ungefähr E-W streichende Becken wird durch mächtigen Morbiac und Buchensteiner Schichten eingenommen. Diese Stirnfalte fehlt in den hangenden Vulkaniten erosiv. Es ist fraglich, ob ein derart massiger Gesteinskörper in der Lage ist eine einfache Antiklinale im Bereich der hangenden Gleitbahn zu bilden. Ein Fächer interner Aufschiebungen könnte für den Stirnbereich der ladinischen Vulkanite in Betracht kommen.

Die Schleppung bzw. Verfaltung der Liegendscholle im störungsnahen Bereich streicht ENE-WSW und taucht flach nach ENE ab. Begleitet wird diese Verfaltung von schichtparallelen bis schräg zur Schichtung verlaufenden Bewegungsflächen (Abb. 12.2). Orographisch links der Pufler Schlucht keilt die Contrin-Formation in der Liegendscholle vermutlich bereits etwas nördlicher aus (sanfte Morphologie und Aufschlußlosigkeit des entsprechenden Bereiches) und wurde somit nicht mehr in die Schleppung miteinbezogen.

Im Liegenden der Pufler Überschiebung befindet sich eine kleine Überschiebung, entsprechend dem Profil Marinzen, jedoch mit vermindertem Überschiebungsbetrag. Bedingt durch das zu hohe Erosionsniveau, läßt sich diese kleine Überschiebung im Bereich der Pufler Schlucht nicht durch Geländedaten belegen.

Wengen Fm (We), Vulkanite (V), Buchenstein Fm (Bu), Contrin Fm (Si), Morbiac Sch (Mo), Richthofen Konglomerat (RK), Campil Member (Ca), Seis Member (Se), Andraz Horizont (An), Mazzin Member (Ma), *Bellerophon* Fm (B)

2.3 Die Blattverschiebung im Jender (Rio Saltria) Bach

Die Hangendscholle der Pufler Überschiebung (Abb. 12), die im Jender Bach vom Seis Member der Werfen Formation bis in die Wengen Formation aufgeschlossen ist, zeigt einige bemerkenswerte sedimentologische und tektonische Besonderheiten:

a. Die Contrin Formation weist von Marinzen im Westen, bis an die westliche Geländekante des Jender Tales eine

durchschnittliche Mächtigkeit von 50 m auf. Orographisch links des Jender Baches steigt sie auf 80–90 m an; orographisch rechts erreicht die Contrin Formation schließlich eine Mächtigkeit von 120 m.

b. Orographisch links des Jender Baches liegt die Grenze Contrin Formation/Buchenstein Formation auf Höhe 1640 m; orographisch rechts auf Höhe 1520 m, obwohl dort die Contrin-Formation 120 m mächtig ist.

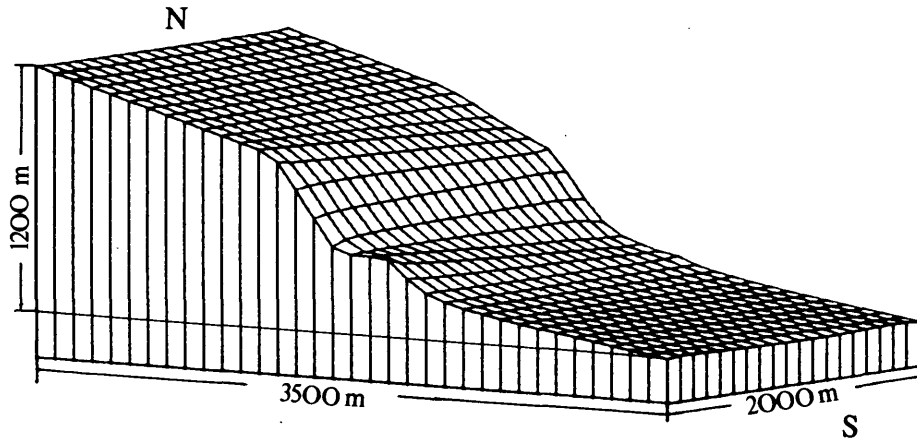


Abb. 5: Die Pufler Überschiebungsfläche zwischen Marinzen im W und der Pufler Schlucht im E. Durch den unterschiedlichen Einengungsbetrag im Bereich der Liegendsholle und den unterschiedlichen Verkürzungsbetrag entlang der Hauptstörung der beiden oben besprochenen Gebietsabschnitte (Marinzen im W und Pufler Schlucht im E) wurde auch das unterschiedliche Relief der Pufler-Überschiebungsfläche verursacht. Eine Verbindung zwischen diesen beiden Extremen stellt diese Abbildung dar.

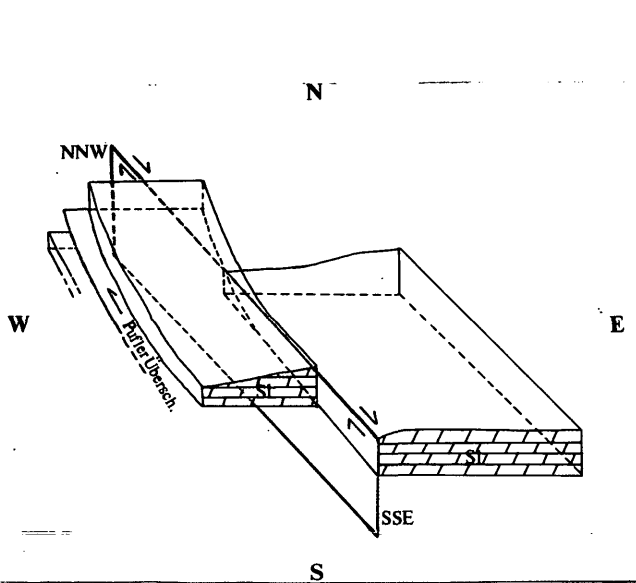


Abb. 6: Modell des Überschiebungs- und Lateralbewegungsmechanismus im Bereich des Jender Baches, gezeigt an der Contrin-Formation (SI).

- c. Die stratigraphischen Einheiten der Hangendscholle, die im gesamten westlich des Jender Baches gelegenen Bereich (Marinzen bis Jender Bach orographisch links) konstant nach S-SSE einfallen, zeigen orographisch rechts des Jender Baches ein klares SE Einfallen.
- d. Die Contrin Formation ist orographisch links des Jender Baches stark tektonisch beansprucht. Häufig zeigten sich ein bis in den cm-Bereich zerlegtes Gefüge (Kataklasit) und eine ausgeprägte SE-NW bis SSE-NNW streichende Klüftung.

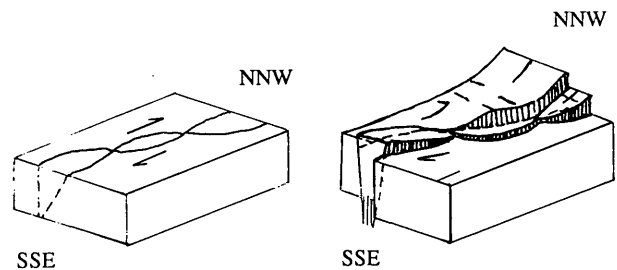


Abb. 7: Die Lateralbewegung und der Vertikalversatz am Ausgang des Jender Tales vollzogen sich nicht an einer wohldefinierten, mehr oder weniger saiger stehenden Fläche, sondern an zwei bis mehreren Teilbewegungsflächen. Insgesamt beläuft sich der Vertikalversatz am Ausgang des Jendertals auf ungefähr 50 m. Richtung S vermindert sich dieser Vertikalversatz sukzessive, bis er im Bereich des Jender-Tal-Schlusses den Betrag Null erreicht. Dies führt zu einer erschwerten Kartierung der südlichen Fortsetzung der Lateralbewegung (verändert nach READING, 1980).

Der Interpretation, die die oben aufgelisteten Faktoren vereinigt, könnte m. E. eine dextrale Lateralbewegung mit vertikalem Versatz zugrunde liegen. Beiderseits dieser Lateralbewegung wurde an der Pufler Störung überschoben, jedoch, bedingt durch die mächtigere und somit rigidere Contrin-Formation östlich der Lateralbewegung, in einer etwas anderen Form (Abb. 6).

- a. **Westlich der Lateralbewegung** vollzog sich die Schichtverdoppelung an der Pufler Überschiebungsfläche so, wie bereits im Bereich der Pufler Schlucht beschrieben.
- b. **Der Bereich der dextralen Lateralbewegung** bietet im Gelände folgendes Erscheinungsbild: die westliche (geringermächtige) und die östliche (mächtigere) Contrin Formation bilden Steilwände, zwischen denen sich

ein kleines Tal befindet, in dem einzelne Scherlinge bzw. Bewegungslinsen Erhebungen bilden. Die Bewegungslinsen sind charakterisiert durch ein extrem zerlegtes Gefüge (Abb. 7). Die einzelnen Contrindolomit-Steilwände durchzieht ein, wie bereits oben erwähnt, SE–NW bis SSE–NNW streichendes Kluftsystem (Abb. 12.5). Durch die Einwirkung einer rezenten Bergzerreißung wird das Gefüge zusätzlich aufgelockert, was zu häufigem Blocksturz im Bereich des Weilers Sabedin führt. Häufig findet man auch Harnischflächen mit einer, bedingt durch die Verwitterungsanfälligkeit der Contrin-Formation, nicht sehr ausgeprägten Horizontalstriemung.

- c. **Östlich der Lateralbewegung** läßt sich ein vom W unterschiedlicher Verlauf der Überschiebungsfläche vermuten. Es fällt auf, daß westlich der Jender-Tal-Lateralbewegung ein etwas steileres Schichteinfallen vorherrscht als östlich der Lateralbewegung. Dies könnte mit einer lokal unterschiedlich starken Einengung in beiden Zonen erklärt werden: stärkere Einengung und Überschiebung mit Rampenbildung (steileres Schichteinfallen) im W als im E. Hierin liegt auch die Erklärung des dextralen Bewegungssinnes dieser Blattverschiebung. Die Jender-Tal-Lateralverschiebungszone könnte damit als Transferstörung interpretiert werden.

Die Art der Deformation scheint begründet zu sein in dem ausgeprägten Mächtigkeitsunterschied der Contrin-Formation an beiden Seiten des Jender Baches. Diese Mächtigkeitsdifferenz könnte eine Versteifung der östlichen Zone und somit die Entstehung der Lateralbewegung verursacht haben.

Der nördlich des Grödental (Soplas und Umgebung) noch aufgeschlossene Teil der Hangendscholle, zeigt eine großräumige Verfaltung mit ENE–WSW streichenden, nach ENE abtauchenden Faltenachsen, die noch im Zusammenhang mit der Pufler Überschiebung stehen (Abb. 12.6).

Um die lokalen tektonischen Gegebenheiten des Jender Baches und Umgebung zu lösen, ließe sich auch an Stelle der oben ausführlich beschriebenen Lateralbewegungstheorie eine flache Aufwölbung mit N–S Achse annehmen. Diese flache Aufwölbung und eine damit in Zusammenhang stehende Verbiegung der Pufler Überschiebungsfläche müßte auf eine ungefähre E–W- (bzw. ENE–WSW-) Einengung im Zuge der Pic-Berg-Überschiebung, zurückgehen. Diese Theorie bietet jedoch keine Lösungsmöglichkeit für den im E vermuteten geringeren Einengungsbetrag an der Pufler Überschiebung.

Im Bereich des Jender Tals zeigen sich neben den ENE–WSW streichenden, kleinräumigen Faltenstruktu-

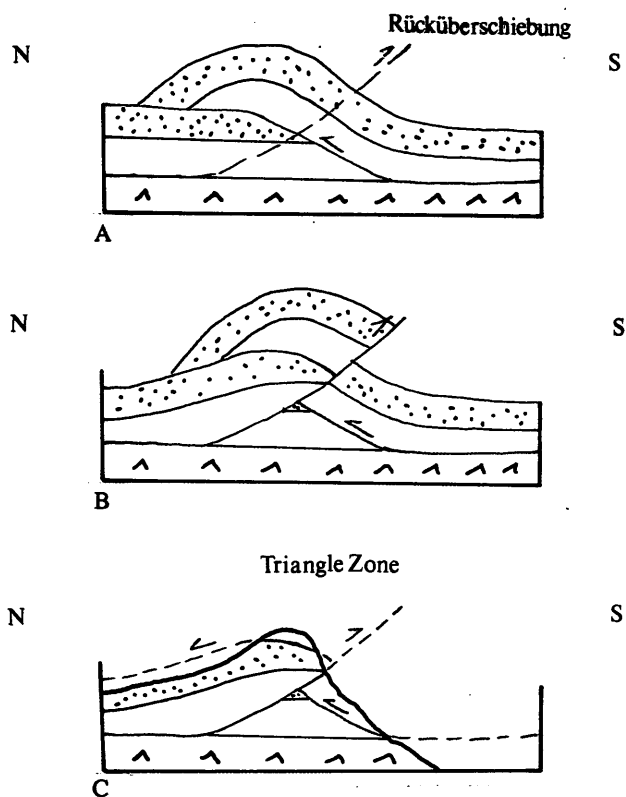


Abb. 8: Die Triangelzone nördlich von St. Christina. In der nördlichen Umgebung von St. Christina wird die Pufler Überschiebung (Abb. 8a) durch eine SSW-vergente Rücküberschiebung versetzt. Es entsteht eine Triangelzone (Abb. 8b), das heißt ein nahezu dreiecksförmiger Gesteinskörper der beidseits von entgegengesetzt einfallenden Störungen begrenzt ist. Die so verursachte Anhebung des nördlichen Bereiches der Pufler Überschiebung (Hangend- und Liegendscholle) entlang der Rücküberschiebung führt zu den sehr hoch gelegenen (1700 m bis 1850 m), zum größten Teil aus *Bellerophon*-Formation (untergeordnet auch Mazzin-Member und Tesero-Oolith) bestehenden Aufschlüssen. Sie entsprechen dem erosiven Rest (Klippe, Deckscholle) der Pufler Überschiebung (Abb. 8c).

ren der Pufler Überschiebung auch Verfaltungen mit SSE–NNW streichenden Achsen. Sie sind auf eine Quereinengung (ENE–WSW) zurückzuführen, die vermutlich mit der Pic-Berg-Einengungsphase korrelierbar ist.

2.4 Die Rücküberschiebung in der nördlichen Umgebung von St. Christina

Die nördliche Umgebung von St. Christina und der S-Hang des Pic-Berg zwischen St. Jakob und Plesdinaz zeigen sehr komplexe tektonische Verhältnisse. Eine Reihe von bis jetzt unentdeckt gebliebenen Aufschlüssen der *Bellerophon*-Formation in Höhen zwischen 1700 m bis

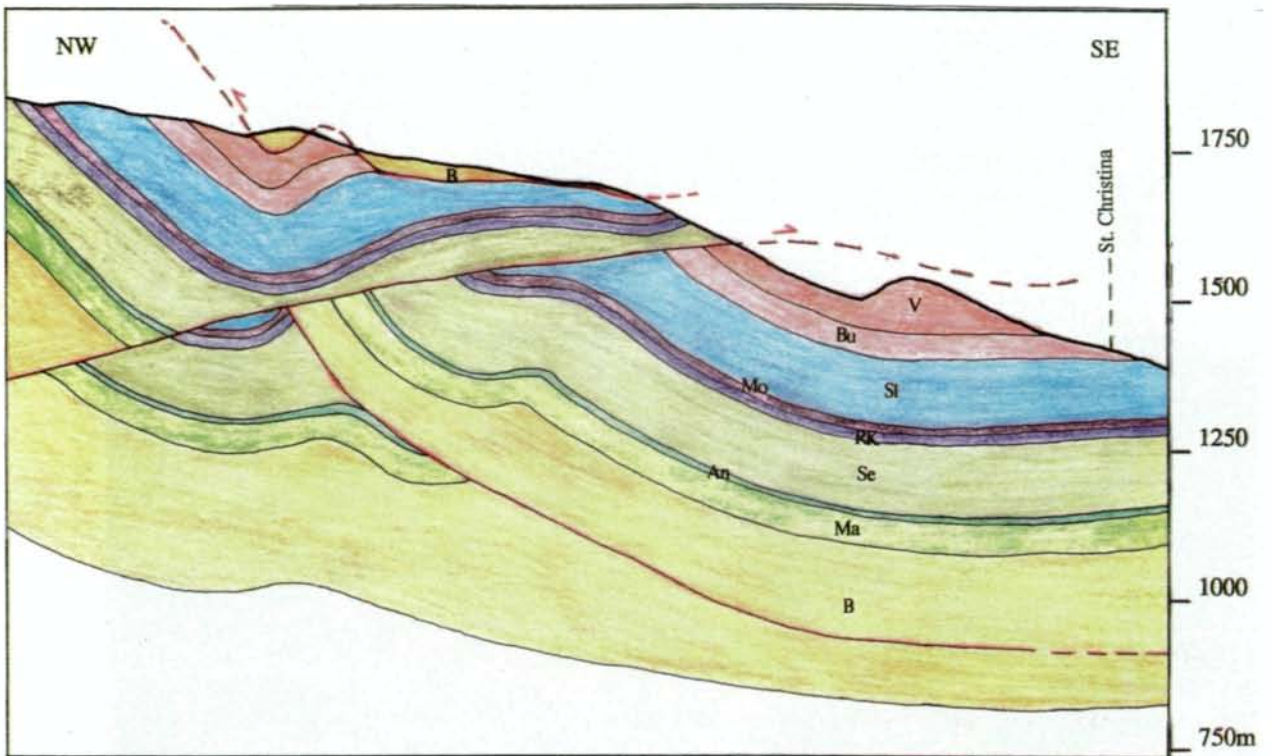


Abb. 9: Profil St. Christina. Der NW-SE-Profilschnitt wurde deshalb so gewählt, da es sich in diesem Bereich um ein nahezu senkrecht aufeinandertreffen verschiedener Einengungsrichtungen handelt (d.h. somit nicht rückführbar). Dieser Profilschnitt erlaubt es alle hier beteiligten Einengungsstrukturen darzustellen:

- die Pufler-Überschiebung mit ENE-WSW-Streichen
- die St.-Christina-Rücküberschiebung mit WNW-ESE-Streichen
- die, im folgenden beschriebenen, NNW-SSE-streichenden Strukturen.

Bei Plesdinaz verursacht diese Rücküberschiebung eine Schichtverdoppelung der oberpermischen bis mitteltriassischen stratigraphischen Einheiten. Die *Bellerophon*-Formation wird hier über ladinische Vulkanite geschoben. Diese hier anstehende *Bellerophon* Formation ist mit der des Annatales bei St. Ulrich in Verbindung zu bringen. Richtung W ist eindeutig eine Verminderung des Überschiebungsbetrages zu erkennen. Westlich des Weilers Uleta ist im Hangenden der Rücküberschiebung das Seis Member kartierbar, welches über die *Contrin*-Formation im Liegenden geschoben wurde. Die Mächtigkeit des überschobenen Seis Members verringert sich Richtung W. Die Rücküberschiebung von St. Christina wird im E durch eine NNE-SSW streichende sinistrale Lateralbewegung begrenzt (Abb. 12), westlich dürfte die Rücküberschiebung in eine Verfallung auslaufen. Dies ist jedoch nicht durch Geländedaten belegbar, da dieser Bereich unter Schuttbedeckung liegt. In den etwas höher gelegenen *Bellerophon*-Aufschlüssen findet man jedoch Hinweise auf eine Verfallung mit ungefähre E-W Achse.

Wengen Fm (We), Vulkanite (V), Buchenstein Fm (Bu), *Contrin* Fm (Sl), *Morbiac* Sch (Mo), *Richthofen* Konglomerat (RK), *Campil* Member (Ca), *Seis* Member (Se), *Andraz* Horizont (An), *Mazzin* Member (Ma), *Bellerophon* Fm (B)

1850 m gaben Anlaß die bisher entwickelten tektonischen Modelle (LEONARDI, 1936; BOSELLINI & LEONARDI, 1964; LEONARDI, 1967) zu überdenken.

Das neue hier beschriebene Modell basiert auf Bildung einer Triangelzone durch Rücküberschiebung und damit in Zusammenhang stehender Deckschollenbildung (Abb. 8).

Die *Bellerophon*-Formation tritt in diesem Bereich vorwiegend im Zusammenhang mit *Buchensteiner* Lesesteinen auf. Dies könnte bedeuten, daß östlich der dextralen Lateralbewegung des *Jender Baches*, die obere Gleitbahn der *Pufler* Überschiebung sich nicht mehr in der

Wengen-Formation befindet, sondern im stratigraphisch tiefer gelegenen Niveau der *Buchenstein*-Formation. Geprägt ist dieser Gebietsabschnitt weiters durch stark beanspruchte ladinische Vulkanite und *Buchensteiner* Aufschlüsse. Auch hierin liegt ein Hinweis, daß es sich um einen tektonischen Kontakt der mitteltriassischen Formationen im Liegenden und der *Bellerophon*-Formation im Hangenden handelt. Ein NW-SE-Profilschnitt durch den Rücküberschiebungsbereich stellt Abb. 9 dar.

NE von *Runcaudie* läßt sich eine weitere SW vergente Rücküberschiebung ausscheiden. Diese SE-NW streichende Störung verursacht eine Überschiebung von



Abb. 10: Pic-Berg-Überschiebung, Übersichtsfoto. Buchenstein Fm (Bu), Contrin Fm (Sl), Morbiasch Sch (Mo), Richthofen Konglomerat (RK), Werfen Fm (W), Bellerophon Fm (B), Überschiebungsbahn (strichliert)

Bellerophon-Formation im Hangenden auf das Seis-Member im Liegenden. Auch hier erscheint das Auslaufen der Überschiebung Richtung NW, durch Verfaltung plausibel. Die östliche Begrenzung stellt auch bei dieser kleinräumigen Rücküberschiebung die sinistrale Lateralbewegung dar (Abb. 12).

Auf Höhe 2000 m endet die sinistrale Lateralbewegung an der Pic-Berg-Überschiebung. Dies läßt eine relative zeitliche Einordnung zu.

Östlich dieser NNE–SSW streichenden sinistralen Lateralbewegung ist noch eine reliktsche, zum Puf-ler-Überschiebungssystem gehörende Struktur erkennbar. Es handelt sich um eine enge Verfaltung bzw. um eine Verfaltung mit interner Abscherung in der anstehenden Contrin-Formation, Buchenstein-Formation und Werfen-Formation mit ENE–WSW-Streichen. Die Schichtein-fallsrichtung dieses Bereiches liegt durchwegs zwischen 50°–60° nach SSW–S–SSE. Die Contrin-Formation ist stark beansprucht, was den Schluß nahelegt, daß es sich nicht um eine einfache Antiklinal-Synklinalstruktur handelt, sondern um eine Verfaltung mit Abscherung des Zwischen-schenkels und zusätzlicher Beanspruchung durch die Pic-Berg-Überschiebung.

Zusätzlich wird die Umgebung von St. Christina, mit zunehmender Intensität in Richtung E, durch eine ENE–WSW-Einengung überprägt. Dies verursacht eine Verbiegung der Puf-ler-Überschiebungsfläche (ENE–WSW-Streichen) und der St.-Christina-Rücküberschiebung (WNW–ESE streichend) mit entsprechender Einfallsrichtung der aufgeschlossenen stratigraphischen Einheiten.

Jedoch auch diese zuletzt erwähnte Überprägung durch eine ENE–WSW-Einengung, die im Zusammen-hang mit der Pic-Berg-Überschiebung steht, kann, wie noch später erläutert wird, zu einem Bündel fächerförmig angeordneter Rücküberschiebungsstrukturen gerechnet werden.

2.5 Die Pic-Berg-Überschiebung

Die Pic-Berg-Überschiebung und die damit verbun-denen Deformationen wurden von Wolkenstein bis in die Umgebung des Pic-Berg untersucht (Abb. 12). Der Nord-ausstrich der Pic-Berg-Überschiebung wurde nicht bear-beitet.

Wie eingangs beschrieben, ist auch die Pic-Berg-Überschiebung einem Rampen-Flachbahn-System, mit der liegenden Gleitbahn in der Fiammazza-Fazies und der hangenden Gleitbahn in der Buchenstein-Formation, zuzuordnen. Die dazwischen liegende Rampe, die mit 40° bis 50° nach E einfällt, überwindet einen m. E. bereits durch die Pufler Überschiebung prädeformierten Bereich.

Im S, parallel dem Grödental in der Umgebung von Wolkenstein, wird die Pic-Berg-Überschiebung durch eine sinistrale Lateralbewegung seitlich begrenzt (Abb. 12). Die Auswirkungen dieser zur Pic-Berg-Überschiebung führenden Einengungstektonik sind hauptsächlich im Bereich nördlich des Grödentals zu erkennen. Südlich des Grödentals lassen sich lediglich östlich des Weilers La Selva eine NW–SE streichende Großfaltenstruktur und kleinräumige, zum größten Teil formationsinterne Überschiebungen im Rio Ampezzano erkennen. Diese einseitige, in Zusammenhang mit einer (konvergenten) Lateralbewegung stehenden Einengungsstrukturen werden als Transpression bezeichnet (RAMSAY & HUBER, 1987). Die dabei entstehenden Überschiebungen und Faltenstrukturen liegen in einem Winkel von 40° – 45° zur Lateralbewegung (BIDDLE & CHRISTIE-BLICK, 1985).

Im N des Grödentals ist die durch die Pic-Berg-Überschiebung verursachte Schichtverdoppelung im Bereich des Pic-Berg eindeutig erkennbar (Abb. 10). Die über dem Weiler La Poza bis auf Höhe 1800 m aufgeschlossenen stratigraphischen Einheiten zeigen durchwegs ein flaches ESE–SE-Fallen, entsprechend der darunter liegenden Gleitbahn in der Fiammazza Fazies der *Bellerophon*-Formation. Die Liegendscholle ist hier nicht aufgeschlossen. Die westlich des Weilers La Poza, entlang der ehemaligen Eisenbahnstrecke aufgeschlossene Vulkanite und Caotico eterogeneo, gehören aus tektonischer Sicht zum Bereich südlich der sinistralen Lateralbewegung.

Orographisch links des Cistles-Tales fallen die Schichten der aufgeschlossenen stratigraphischen Einheiten nach E mit durchschnittlich 40° ein und entsprechen so dem sich im Liegenden befindlichen Rampenbereich der Pic-Berg-Überschiebung. Die Rampe selbst ist orographisch rechts des Cistles-Tales in dem durch Muschelbruch entstandenen steilen Graben aufgeschlossen. Die Fiammazza-Fazies ist in Störungsnähe im dm-Bereich gefaltet und geschiefert; die hangende Badiota-Fazies der *Bellerophon*-Formation zeigt 0.5–1 m Verfallung, die wieder sekundär abgeschert wurde. Die Faltenachsen streichen NE–SW bis ENE–WSW. Dieses Streichen ist im gesamten aufgeschlossenen Bereich einheitlich (Abb. 12.7).

Auf Höhe 1750 m trifft eine ladinische synsedimentäre Verwerfung (SCHMIDT, 1991) mit der Rampe der

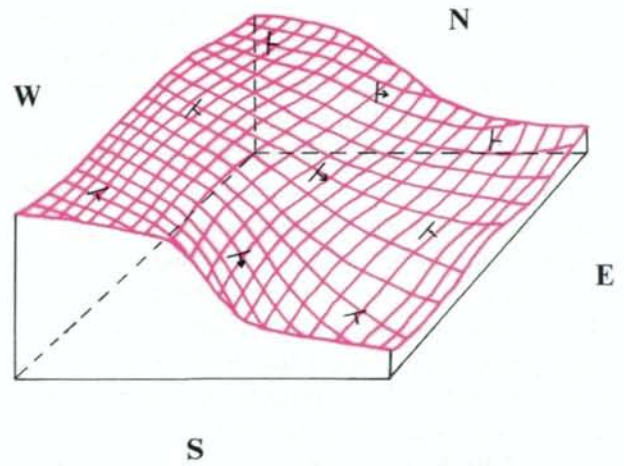


Abb. 11: Die Pic-Berg-Überschiebungsfläche. Die Hangendscholle und somit auch die der Pic-Berg-Überschiebungsfläche zeigen, wie die im Text bereits angeführten Einfallsrichtungen belegen, nicht konstant in eine Richtung. Wiederholend läßt sich feststellen, daß der S Teil der Pic-Berg-Überschiebungsfläche nach ESE bis SE einfällt, der Mittelteil nach E und der nördlichste Teil nach ENE. Dies ergibt eine gekrümmte Fläche, die in einer jüngeren neuerlichen N–S-Einengung ihre Ursache haben könnte. Die Krümmung könnte jedoch auch auf eine „scheibenwischerartige“ Rotation beim Überschieben der Hangendscholle auf die Liegendscholle zurückgehen. Somit wäre diese Biegung der Pic-Berg-Überschiebungsfläche primär, zum Zeitpunkt der aktiven Überschiebung entstanden. Dieser Überschiebungsmechanismus würde im S, begrenzt durch die sinistrale Lateralbewegung, den größten Verkürzungsbetrag verursachen und Richtung N unter sukzessive abnehmendem Einengungsbetrag in Verfallung auslaufen.

Pic-Berg-Überschiebung zusammen. Es kann angenommen werden, daß der untere Bereich der Rampe, von Höhe 1750 m abwärts, dieser synsedimentären Abschiebung entspricht und somit eine Reaktivierung derselben verursachte.

Im Liegenden der Rampe befinden sich die bereits beschriebenen Strukturen des Pufler Überschiebungssystems. Mazzin-Member, Andraz-Horizont und Seis-Member werden im Zusammenhang mit der Pic-Berg-Überschiebung stark geschleppt bis hin zu einer inversen Lagerung (steiles ENE-Fallen). In diese Schleppung wurde auch die NNE–SSW streichende sinistrale Lateralbewegung, die durch die Rücküberschiebung entstanden ist, einbezogen. Sie verursacht im Bereich zwischen Höhe 1900–2000 m ein NNW–SSE-Streichen.

Östlich der Seurasas-Alm von Höhe 2000 m bis zum Pic-Berg (Höhe 2365.10 m) sind die zur Hangendscholle der Pic-Berg-Überschiebung gehörenden stratigraphischen Einheiten von der *Bellerophon*-Formation bis zur Buchenstein-Formation ausgezeichnet aufgeschlossen. Die Schichten fallen durchwegs mit 20° nach ENE ein, das gleiche gilt auch für die im Bereich des Vor-

gipfels des Pic-Berg aufgeschlossenen stratigraphischen Einheiten. Dieser Einfallswert entspricht dem des Übergangsbereiches zwischen Rampe und hangender Flachbahn an der Basis der Hangendscholle (Abb. 11).

Der Einengungsbetrag der Pic-Berg-Überschiebung konnte nicht ermittelt werden. Dieser Gebietsabschnitt besitzt nicht die Voraussetzungen, die zur Erstellung eines ausgeglichenen Profils notwendig wären, da der Stirnbereich der Pic-Berg-Überschiebung vollständig fehlt und der tektonisch liegende Teil senkrecht zur Einengungsrichtung der Pic-Berg-Überschiebung bereits durch die Pufler Überschiebung und durch die Rücküberschiebung von St. Christina deformiert wurde.

Im S der sinistralen Lateralbewegung wirkt sich diese zur Pic-Berg-Überschiebung führende Einengungstektonik in Form einer großen Faltenstruktur aus (Abb. 12.8). Die Achse der nach SW überkippten Antiklinale streicht NW-SE und taucht flach nach NW ab. Im Sattelbereich sind die Contrin-Formation und die Werfen-Formation an steil nach SW bis NE einfallenden Flächen intensiv geklüftet und zerschert. Das liegende Seis Member und das Mazzin Member sind z.T. intern verfaultet. Nahe der dem Grödental parallelen sinistralen Lateralbewegung ist die Antiklinale sehr eng und eine Abscherung im Bereich der nach SW anschließenden Synklinale ist durchaus möglich. Richtung SE öffnet sich diese Faltenstruktur und das Schichteinfallen wird flacher. Die Vermutung liegt nahe, daß bei sukzessiv flacher werdender Lagerung der Schichten Richtung SE, die Faltenstruktur immer offener wird und somit ausläuft.

Am N-Hang, über der Ortschaft Wolkenstein, sind noch Anzeichen einer Verfaltung mit E-W Achsen zu erkennen. Im Bereich des Rio Ampezzano, bis auf Höhe 1900 m, ist eine schwache, wellblechartige Verbiegung mit E-W-Achse als Fortsetzung der von BOSELLINI & LEONARDI, 1964, beschriebenen Antiklinale von Plan zu erkennen. Überprägt ist dieser Bereich durch kleinräumige, hauptsächlich formationsinterne, W-vergente Überschiebungen.

2.5.1 Die Einengungsrichtung der Pic-Berg-Überschiebung

Die tektonischen Daten (Faltenachsen, Schichteinfallrichtung und -winkel, Schlepplage, Klufsysteme), die zur Feststellung der Einengungsrichtung dienen sollten, sind im Bereich der Pic-Berg-Überschiebung sehr widersprüchlich (das Einmessen der Striemung im Bereich der

Überschiebungsbahn steht noch aus). Es läßt sich jedoch feststellen, daß die Einengungsrichtung zwischen ENE-WSW bis ESE-WNW liegt.

Für eine ENE-WSW-Einengung sprechen die NW-SE streichende Verfaltung südlich des Grödentals und die steile bis überkippte, nach ENE einfallende Lagerung der Werfen-Formation im Liegenden der Rampe, orographisch rechts des Cisles-Tales. Für eine ESE-WNW-Einengung sprechen hingegen die NE-SW bis ENE-WSW streichenden Faltenachsen der *Bellerophon*-Formation im Hangenden der Rampe, orographisch rechts des Cisles Tales.

Die Ursache dieser unterschiedlichen Daten liegt möglicherweise in dem bereits in Abb. 11 beschriebenen Überschiebungsmechanismus in Form einer „scheibenwischerartigen“ Rotation.

3. Interpretation

Im Grödental sind, abgesehen von ladinischen synsedimentären Verwerfungen am Pic-Berg-Osthangang, drei großräumige tektonische Strukturen zu erkennen:

- 1) Die E-W streichende Pufler Überschiebung
- 2) Die WSW-ENE streichende Rücküberschiebung von St. Christina
- 3) Die quer liegende, ungefähr N-S streichende Pic-Berg-Überschiebung

Die relative zeitliche Abfolge dieser Deformationen könnte sein:

- a. Die älteste Struktur ist die Pufler Überschiebung. Ihr westliches Ende fehlt erosionsbedingt im Bereich von Kastelruth oder westlich davon. Ihr östliches Ende liegt in dem Bereich, der durch die Pic-Berg-Überschiebung stark überprägt wurde bzw. im unzugänglichen Liegenden der Pic-Berg-Überschiebung. Hinweise, die sie als älteste Struktur ausweisen sind:
 - die Überprägung durch die Rücküberschiebung von St. Christina
 - eine Richtung E häufiger werdende Verfaltung mit NNW-SSE-Achsen
 - die eindeutige Überprägung E-W streichender, flacher Faltenstrukturen durch W-vergente kleinräumige Überschiebungen im Bereich des Rio Ampezzano
 - die Tatsache, daß ungefähr E-W streichende Strukturen in Bereich von Plesdinaz durch die Pic-Berg-Überschiebung überfahren werden.
- b. Die St.-Christina-Rücküberschiebung und die damit in Zusammenhang stehende NW-SE streichende klein-

räumige Rücküberschiebung NE von Runcaudie, sind als nächst jüngere Strukturen zu betrachten. Ihr östliches Ende wird durch eine sinistrale Lateralbewegung ersichtlich, während das westliche Ende vermutlich eine Faltenstruktur darstellt. Die Beweise, daß sie in ihrer Entstehung relativ jünger als die Pufler Überschiebung und relativ älter als die Pic-Berg-Überschiebung sind, sind folgende:

- die Rücküberschiebung von Sankt Christina versetzt den nördlichen Teil der Pufler-Überschiebung und führt zur Bildung der Triangelzone und der Deckscholle
 - die sinistrale Lateralbewegung an der sich die Rücküberschiebungen SSW–SW-vergent vollzogen, wird auf Höhe 2000 m durch die Pic-Berg-Überschiebung begrenzt und leicht verbogen (geschleppt)
 - der gesamte Rücküberschiebungsbereich wird zusätzlich durch eine ENE–WSW- bis ESE–WNW-Einengung überprägt. Dadurch werden die präexistierenden Überschiebungsflächen und Faltenachsen verbogen.
- c. Die nächst jüngere tektonische Struktur ist die Pic-Berg-Überschiebung. Südlich wird sie durch eine sinistrale Lateralbewegung, ungefähr parallel dem Grödental, begrenzt. Ihre nördliche Fortsetzung ist nach wie vor unklar. Die unter den Punkten a und b aufgelisteten Argumente gelten auch hier als Beweis, daß die Pic-Berg-Überschiebung, die auf eine ENE–WSW- bis ESE–WNW-Einengung zurückgeht und die damit in Zusammenhang stehenden Verfaltungen mit NNE–SSE-Achsen als jüngste tektonische Elemente zu betrachten sind.
- d. Mögliche Anzeichen einer noch jüngeren N–S-Einengung liegen im Aufbiegen der ursprünglich sicherlich flach gelegenen (0° – 5° -Einfallen) Gleitbahn der Pufler Überschiebung und in einer der möglichen Ursachen für die heute leicht verbogene Pic-Berg-Überschiebungsfläche (siehe Abb. 11).

Für eine absolute zeitliche Zuordnung der drei tektonischen Hauptelemente des Arbeitsgebietes konnten keine Hinweise gefunden werden.

Die jüngste Publikation, die sich mit der Tektonik der Dolomiten und mit ihrer zeitlichen Abfolge ausführlich beschäftigt hat, ist die 1987 erschienene Veröffentlichung von Carlo DOGLIONI „La tettonica delle Dolomiti“.

DOGLIONI berücksichtigt in seiner Publikation auch die Pufler Überschiebung und die Pic-Berg-Über-

schiebung. Er setzt die Pic-Berg-Überschiebung in das Paläogen und die Pufler Überschiebung in das Neogen. Dieser zeitlichen Zuordnung kann ich, wie der Inhalt dieser Arbeit zeigt, nur bedingt zustimmen. Da jedoch das von DOGLIONI aufgestellte Modell im allgemeinen durchaus seine Richtigkeit haben wird und auch Anerkennung gefunden hat, beruht meine lokale tektonische Interpretation auf den von ihm zeitlich für den gesamten Raum der Dolomiten festgelegten generellen Stressfeldern.

Es bieten sich im wesentlichen zwei mögliche Interpretationen an:

I. Die Pufler Überschiebung steht im Zusammenhang mit der neogenen N–S-Einengung. In dasselbe Stressfeld könnte möglicherweise auch das Rücküberschiebungssystem nördlich von St. Christina mit einbezogen werden.

Andererseits wäre es aber auch möglich, daß diese Rücküberschiebungen fächerförmig im Vorfeld der Pic-Berg-Überschiebung liegen und mit einem jüngeren sinistralen Transpressionssystem im Zusammenhang stehen. Ähnliche Erscheinungen gibt es auch in den westlichen Nördlichen Kalkalpen im Bereich des Unterinntaler Tertiärs und dessen Randgebiete (mündl. Mitt. BRANDNER, 1991).

II. Die Pufler Überschiebung steht im Zusammenhang mit einer post-mitteltriassischen (da in die Pufler Überschiebung auch die ladinischen Vulkanite miteinbezogen wurden) bis präpaläogen N–S-Einengung. Im Jura gibt es in den Dolomiten keine Anzeichen einer Einengungstektonik oder Hinweise auf N-vergente Einengungsstrukturen, die mit der distensiven jurassischen Tektonik zusammenhängen könnten (DOGLIONI, 1987). Die coalpine Tektonik (Oberkreide), für die es in den Dolomiten keine offensichtlichen Anzeichen gibt, könnte laut DOGLIONI, 1987, den nördlichen Bereich der Dolomiten (jetzt zum größten Teil erodiert) durch S-vergente Überschiebungen innerhalb der Decksedimente in Mitleidenschaft gezogen haben. Auch hier fällt es schwer, die Pufler Überschiebung einzubauen, es sei denn, es handelt sich um eine Rücküberschiebung, die in Zusammenhang mit den S-vergenten coalpinen Überschiebungen steht. Die Pic-Berg-Überschiebung würde bei dieser zweiten Interpretationsmöglichkeit als Auswirkung der dinarischen, kompressiven Tektonik in das Paläogen gestellt werden (DOGLIONI, 1987).

Abschließend kann festgestellt werden, daß die unter I beschriebene zeitliche Zuordnung der Tektonik des Arbeitsgebietes, unter Berücksichtigung des heutigen

Wissenstandes über die Tektonik der Dolomiten, plausibler ist als die unter II dargelegte Möglichkeit (Abb. 12).

Dank

Ich danke Herrn Univ.-Prof. Dr. Rainer Brandner für seinen ständigen Ansporn und sein reges Interesse für die vorliegende Arbeit.

Literatur

- BACCELLE SCUDELER, L. et al. (1969): Note illustrative della carta geologica d'Italia, 1:100:000, Foglio 11 M. Marmolada, Napoli.
- BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N. (1985): Glossary Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. – The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Sp. Publ. 37.
- BOSELLINI, A. & LEONARDI, P. (1964): Note di tettonica Gardenese. – Lincei – Rend. Sc. fis. mat. e nat., XXXVI, 118–124.
- BRONDI, A. et al. (1977): Note esplicative del Foglio 028, La Marmolada, 1:50.000, Firenze.
- Carta geol. d'Italia (1970): Servizio geologico d'Italia, M. Marmolada, Foglio 11, 1:100.000, Bergamo.
- Carta geol. d'Italia (1972): Servizio geologico d'Italia, Bolzano, Foglio 027, 1: 50.000, Firenze.
- Carta geol. d'Italia (1977): Servizio geologico d'Italia, la Marmolada, Foglio 028, 1:50.000, Firenze.
- DAHLSTROM, C. D. A. (1969): Balanced cross section. – Canadian Jour. of Earth Sciences, 6, 743–757.
- DOGLIONI, C. (1987): La tettonica delle Dolomiti. – Gruppo italiano di geologia strutturale,
- FARABEGOLO, E., LEVANTI, D. & PERRI, M. C. (1986): The *Bellerophon* Formation in the southwestern Carnia. – In: 'Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the western Tethys'. Field Guide-book, 69–73, Brescia.
- HEISSEL, W. & LADURNER, J. (1936): Geologie des Gebietes von Villnöß-Gröden-Schlern-Rosengarten. – Jb Geol. B.-A., LXXXVI, 1–2, 1–61, Wien.
- HEISSEL, W. & LADURNER, J. (1936): Geologische Karte des Gebietes von Villnöß, Gröden, Schlern-Rosengarten. – Jb. Geol. B.-A., 86.
- LEONARDI, P. (1936): Note sulla tettonica della regione dolomitica. – Studi Trent. Sc. Nat., XVII, fasc. 2, Trento.
- LEONARDI, P. (1967): Le Dolomiti. – Geologia dei Monti tra Isarco e Piave. I, II. Ed. Manfrini, Rovereto.
- MOJSISOVICS, E. v. (1879): Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. – Beitrag zur Bildungsgeschichte der Alpen, Wien.
- OGILVIE GORDON, M. M. (1927): Das Grödner, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Abh. Geol. B.-A., XXIV, 1, 2, Wien
- OGILVIE GORDON, M. M. (1927): Geologische Aufnahmekarte des Fassa-Grödner Überschiebungsgebietes in den Südtiroler Dolomiten, 1:25.000, Wien.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1987): The Techniques of modern structural geology. 1, Strain Analysis. – 307 pp., Academic Press.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1987): The Techniques of modern structural geology. 2, Folds and Fractures. – 700 pp., Academic Press.
- READING, H. G. (1980): Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. – IAS, Spec. Publ., 4, 7–26.
- REITHOFER, O., KLEBELSBERG, R. (1928): Geologische Karte der Puezgruppe-Geislerspitze. – Jb. Geol. B.-A., 78, Wien.
- SCHMIDT, M. (1991): Die Pufler Überschiebung und ihre östliche Überprägung durch die Pic-Berg-Überschiebung und geotechnische Bearbeitung der Seccada-Aschkler Alm. – Unveröff. Dipl.-Arb., Universität Innsbruck.
- SUPPE, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend folding. – Am. Journal of Science. 283, 648–721.
- SUPPE, J. (1985): Principles of Structural Geology. – Prentice-Hall, New Jersey.
- VARDABASSO, S. (1930): Carta geologica delle Tre Venezie.

Anschrift der Verfasserin:

Mag. Maria Schmidt, Kapuzinerstr. 3, I-39011 Lana/Bozen, Italien

eingereicht: 3. Nov. 1991

angenommen: 25. Nov. 1991