

Geologie der westlichen Mieminger Kette



Masterarbeit

zur Erlangung des akademischen Grades

Master of Science

verfasst von

Lukas Bitterlich

Eingereicht an der Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften

Leopold-Franzens-Universität Innsbruck

Betreuer: A.o. Univ.-Prof. Mag. Dr. Hugo Ortner

Zusammenfassung

Die Mieminger Kette wird der Inntaldecke zugeordnet, welche nordwärts auf die Lechtaldecke geschoben wurde. Um die heutigen Strukturen zu erklären, definierten vorangegangene Arbeiten zwei Modelle. Beide gehen von einer von Süden kommenden Schubmasse aus. Bei dem ersten Modell zerbrachen die Gesteinsverbände in verschiedene Schollen und wurden nachträglich verstellte. Das zweite Modell erklärt ein Antiklinal-Synklinal-System, welches durch die Schubmasse von Süden gegen Norden gedrückt wurde. Überschiebungen können jedoch seitlich auslaufen. Im Bereich der Mieminger Kette wurden die Gesteine der Trias auf Gesteine albianischen Alters, wie im Bereich der Zugspitze, überschoben. Daher kann von einem kontinuierlichen Schub im Albian ausgegangen werden.

Deutlich zu erkennen ist ein Unterschied der Faltenachsenrichtung nördlich (W-E) und südlich (SW-NE) der Höllscherzone. Dieses Phänomen kann mit einem neuen Modell erklärt werden. Es kam, wie bereits oben erwähnt, zu einem Eindringen einer Schubmasse aus S, welche gegen N geschoben wurde. Dadurch wurde die Inntaldecke auf die Lechtaldecke überschoben. Während der Überschiebung wurde kam es durch den nordwärts gerichtete Druck zu einem Bruch an verschiedenen Schwächezonen. Im Mieminger Gebirge können diese Schwächezonen als Puitentalstörung und Höllscherzone mit ihren Raibler-Schichten identifiziert werden. Hierbei wurde der zwischen den beiden Zonen befindliche Gesteinskörper gegen E gedrückt (dextrale Störung). Während dieses Prozesses bildete sich nördlich der Höllscherzone, ein E-W verlaufendes Antiklinal-Synklinal-System, welches intern durch mehrere Seitenverschiebungen versetzt wird, und eine SW-NE verlaufende Faltenachsebene südlich davon.

Inhaltsverzeichnis

| | | |
|-------|--|----|
| 1. | Einführung | 6 |
| 1.1 | Ziel der Arbeit | 6 |
| 1.2 | Geographischer Überblick | 6 |
| 1.3 | Methodik | 8 |
| 1.4 | Geodynamischer Überblick | 8 |
| 1.5 | Geologischer Überblick | 11 |
| 1.5.1 | Die Nördlichen Kalkalpen | 11 |
| 1.5.2 | Das Grundgebirge | 12 |
| 1.5.3 | Deckenbau | 12 |
| 1.5.4 | Tektonische Phasen der Nördlichen Kalkalpen | 16 |
| 2 | Stratigraphie der Nördlichen Kalkalpen | 18 |
| 2.1 | Gesteine der Trias | 18 |
| 2.1.1 | Reichenhall-Formation | 19 |
| 2.1.2 | Virgloria-Formation | 21 |
| 2.1.3 | Steinalm-Formation | 23 |
| 2.1.4 | Reifling-Formation | 25 |
| 2.1.5 | Partnach-Schichten | 30 |
| 2.1.6 | Wettersteinkalk | 33 |
| 2.1.7 | Raibler Schichten | 39 |
| 2.1.8 | Hauptdolomit | 42 |
| 2.2 | Gesteine der Kreide | 44 |
| 2.2.1 | Schrambach-Formation | 44 |
| 3 | Quartärgeologischer Überblick | 46 |
| 3.1 | Glaziale Geländeformen und Ablagerungen im Kartiergebiet | 47 |
| 3.1.1 | Moränen | 48 |
| 3.1.2 | Hang- und Murschutt | 51 |

1 Einführung

| | | |
|-------|---|-----|
| 3.2 | Hydrogeologie | 53 |
| 4 | Geologische Gebietsbeschreibung | 56 |
| 4.1 | Einleitung | 56 |
| 4.2 | Allgemeine Gebietsbeschreibung | 58 |
| 4.3 | Deckengrenze | 60 |
| 4.4 | Hoher Gang, Vordere Tajakopf und Rauer Kopf | 63 |
| 4.5 | Sonnenspitze und Hinterer Tajakopf | 65 |
| 4.6 | Rücküberschiebung | 68 |
| 4.6.1 | Biberwierer Scharte | 68 |
| 4.6.2 | Südliche Bereich des Vorderen Tajakopfes | 71 |
| 4.7 | Innerer Bereich | 72 |
| 4.7.1 | Östlich vom Drachenkopf | 72 |
| 4.7.2 | Westlich der Marienspitzstörung | 75 |
| 4.8 | Mieminger Hauptkamm | 79 |
| 4.9 | Höllscherzone | 84 |
| 4.10 | Hauptdolomit-Synklinale | 87 |
| 5 | Geologische Profile | 90 |
| 5.1 | Profil 1 | 91 |
| 5.2 | Profil 2 | 94 |
| 5.3 | Profil 3 | 98 |
| 6 | Entwicklung der Geschichte der Nördlichen Kalkalpen | 100 |
| 6.1 | Beobachtung in der Tektonik der Nördlichen Kalkalpen | 102 |
| 6.1.1 | Kinematische Geschichte der NKA im Untersuchungsgebiet | 102 |
| 6.2 | Kinematische Geschichte der Nördlichen Kalkalpen im Untersuchungsgebiet | 104 |
| 7 | Zusammenfassung | 111 |
| 7.1 | Entstehungsmodel Eisbacher und Brandner (1996) | 111 |
| 7.2 | Entstehungsmodel Allen et al. (2000) | 113 |

1 Einführung

| | | |
|----|-----------------------|-----|
| 8 | Schlussfolgerung | 115 |
| 9 | Danksagung | 116 |
| 10 | Anhang | 117 |
| 11 | Abbildungsverzeichnis | 118 |
| 12 | Literaturverzeichnis | 124 |

1. Einführung

1.1 Ziel der Arbeit

Im Rahmen der vorliegenden Masterarbeit wurde die westliche Mieminger Kette strukturgeologisch untersucht. Dabei war vorrangig eine geologische Kartierung des Gebietes, da diese die Grundlage jeder geologischen Arbeit bildet. Ein Schlüssel dieser Kartierung und folgernd des Verständnisses des Gebietes war die Stratigraphie der Sedimentgesteine, da sie die Basis zur Erkennung und Dokumentierung von Strukturen bildet. Die Orientierung der Strukturen im Raum ist ein wichtiger Schlüssel um den Zeitraum der Bildung einzuordnen und eine strukturelle Entwicklungsgeschichte abzuleiten, dabei wurden Hypothesen erstellt und im Feld überprüft. Erst daraufhin wurden drei Querprofile konstruiert, um die Geometrie des Gebietes zu erklären und zu verstehen.

Als Ergebnis der im Feld gewonnenen strukturgeologischen Daten wurde eine geologische Karte im Maßstab 1:10.000, sowie drei Querprofile mit einer Nord-Süd-Ausrichtung, ebenfalls mit dem Maßstab 1:10.000, erstellt (siehe Anhang).

1.2 Geographischer Überblick

Das Arbeitsgebiet befindet sich im Westen von Tirol, etwa 40 km nordwestlich von Innsbruck und ca. 5 km südlich der Zugspitze bzw. der Grenze zu Bayern. Die nördliche Grenze erstreckt sich vom südlich der Ehrwalder Alm gelegenen Seebenseeewänden bis zum Igelskopf. Die südliche Grenze bildet der Ort Obsteig, im Osten wird es von den Tajaköpfen und den Griesspitzen begrenzt sowie im Westen von der Sonnenspitze und dem Marienbergspitzen (siehe Abbildung 1). Es befinden sich zwei Almhütten in dem Kartiergebiet, die oberhalb des Drachensees auf 1917 m gelegene Coburger Hütte und die nördlich davon gelegene Seebenalm, wobei erstgenannte das Zentrum des Kartiergebietes markiert.

Das Arbeitsgebiet liegt größtenteils im Gemeindegebiet Mieming, nur der nördlichste Teil liegt im Gemeindegebiet Ehrwald. Das untersuchte Gebirge wird vollständig von dem Mieminger Gebirge gebildet und liegt im westlichen Teil des 20 km ost-west verlaufenden Mieminger Hauptkammes. Es erstreckt sich zu dem flach nach Osten einfallenden, südlich des

1 Einführung

Hauptkammes liegenden und sich fast 300 m über das Gurgeltal erhebenden Mieminger Plateau. Dieses sich über fast 20 km ausdehnende Plateau wird von Terrassensedimenten aufgebaut.

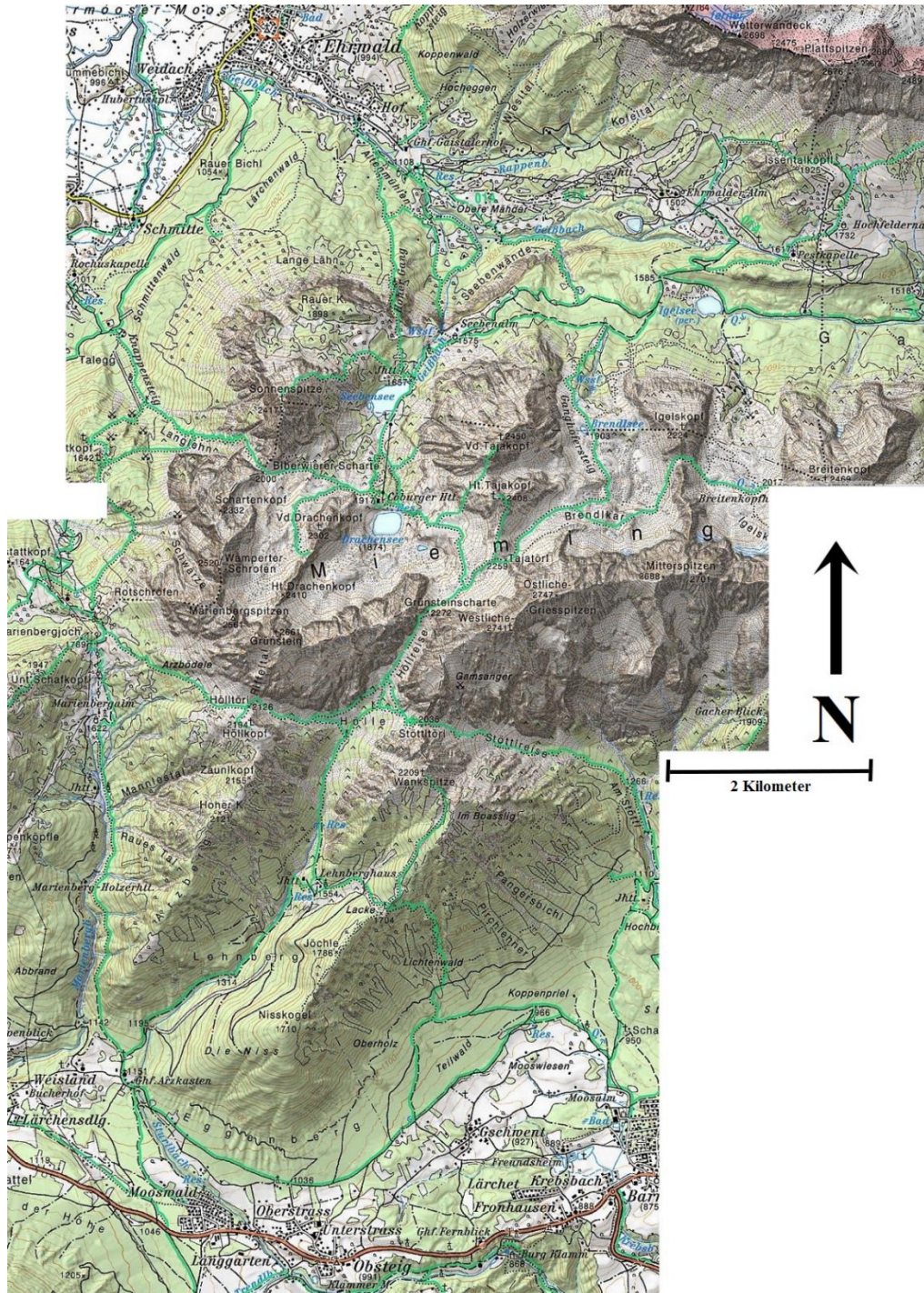


Abbildung 1: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes (ÖK 25 V, Bundesamt für Eich und Vermessungswesen)

1.3 Methodik

Die Grundlage dieser Arbeit bildet eine geologisch-strukturelle Kartierung, mit Erfassung und Auswertung der unterschiedlichen geologischen Einheiten, deren Orientierung und Mächtigkeit. Zusätzlich zu der Feldkartierung wurden Orthofotos und Laserscan-Daten analysiert. Hierfür wurde das Programm ArcGIS® 10.1 verwendet. Die Karte wurde digitalisiert sowie eine Schummerung (Hillshades) aus den Laserscan-Daten berechnet. Die Datenaufnahme im Feld erfolgte mit dem Geologenkompass Brunton® GEO, die Auswertung erfolgt mittels Tectonics FP®. Nach dem Auswerten der Daten und dem Erstellen der geologischen und tektonischen Karten wurden drei nord-süd verlaufende Profilschnitte gelegt. Mithilfe der Programme Inkscape® 0.91 und PhotoScape® wurden zusätzlich Bilder und Fotos bearbeitet.

Die gewonnenen Daten der Arbeit wurden mit verschiedenen vorangegangenen Arbeiten von Ampferer (1905), Miller (1962a, 1962b), Becke (1983), Wolkersdorfer (1989) und Ferreiro-Mählmann & Morlok (1992), sowie mit Arbeit der von Kreidl (2015), dessen Kartiergebiet an das im Zuge der vorliegenden Arbeit untersuchte Gebiet im Norden angrenzt, verglichen und in weiterer Folge die Ergebnisse diskutiert.

1.4 Geodynamischer Überblick

Im nachfolgenden Kapitel wird ein kurzer Einblick in die geodynamische Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen gegeben.

Schmid et al. (2004), Lein (1987) und Mandl (2000) nehmen an, dass in der Trias die Nördlichen Kalkalpen am europäischen Kontinentalrand, im NW des Meliata-Ozeans, einem Meeresarm der Tethys, lagen (Abbildung 2a). Der Schelfrand ist nach Mandl (2000), sowie Frisch & Gawlick (2003) in verschiedene Faziesgürtel gegliedert. Das komplexe Verteilungsmuster dieser Fazies wurde durch die Kippschollentektonik am passiven Kontinentalrand aufgrund des allmählich einsetzenden Riftings gebildet (Mandl, 2000). Dieses Rifting im Unterjura (Lias-Dogger) führte zur Abtrennung der apulischen (oder adriatischen) Mikroplatte von Europa, und zur Bildung der „Alpinen Tethys“ (Piemont-Liguria-Ozean und Valais Ozeans; dal Piaz et al., 2003 und Schmid et al., 2004, siehe (Abbildung 2b). Die heute

1 Einführung

austroalpinen Einheiten liegen am nördlichen Kontinentalrand Apuliens dem südlichen europäischen Kontinentalhang gegenüber (dal Piaz et al., 2003, Schmid et al., 2004).

In der Unterkreide kam es zu einer Kontinent-Kontinent-Kollision, die bedingt wird durch die Schließung des Meliata-Ozeans, auch als „eoalpine Phase“ bezeichnet (Abbildung 2c). Des Weiteren kam es in der Unterkreide zur Abscherung und Stapelung der austroalpinen Decken in SE-NW-Richtung (Schmid et al., 2004). Nach einer Zeit von Erosion und Akkumulation kam es im Eozän zu einer Kollision bei der Schließung des penninischen Ozeans. Diese „neoalpine Phase“ ist N- bis NE- gerichtet.

Nach Ratschbacher et al. (1991) kam es im Miozän zu einem Eindringen des südalpinen Indenters von Süden her. Dadurch wurden im Miozän die Nördlichen Kalkalpen in Nord-Süd-Richtung stark eingeengt.

1 Einführung

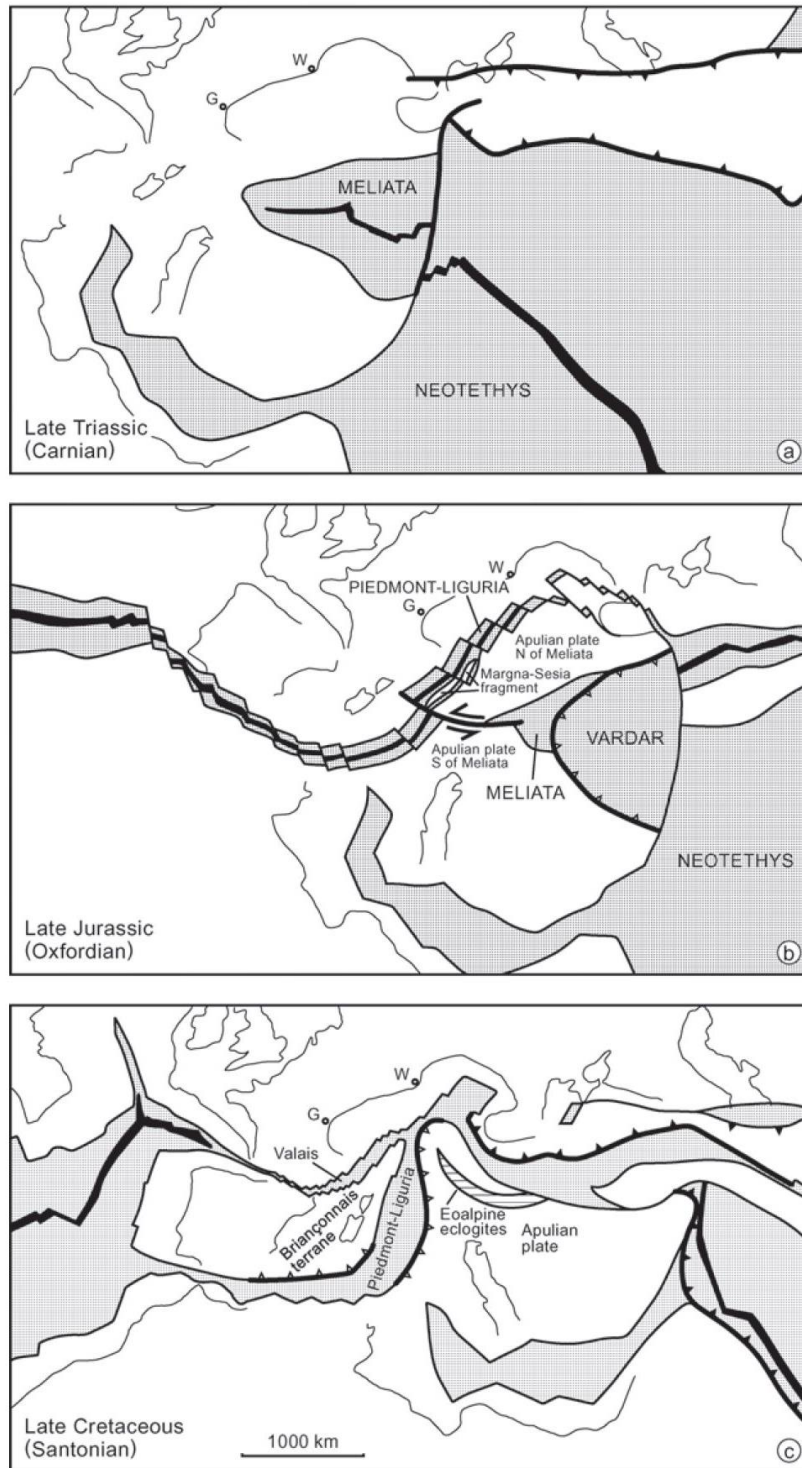


Abbildung 2: Paleogeographische Rekonstruktion der (a) Obertrias (b) Oberjura und (c) Oberkreide aus Schmid et al. (2004)

1.5 Geologischer Überblick

1.5.1 Die Nördlichen Kalkalpen

Die ostalpinen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen erstrecken sich über 500 km vom Rheintal bis Wien und liegen geographisch gesehen im nördlichen Teil der Ostalpen (Abbildung 3). In Tirol, bzw. im Bereich des Untersuchungsgebietes sind die bis zu 50 km breiten Kalkalpen vorwiegend nördlich des Inntales anzutreffen, wo sie die Gebirgszüge der Mieminger Kette des Rofans, des Karwendels und des Wettersteingebirges aufbauen.

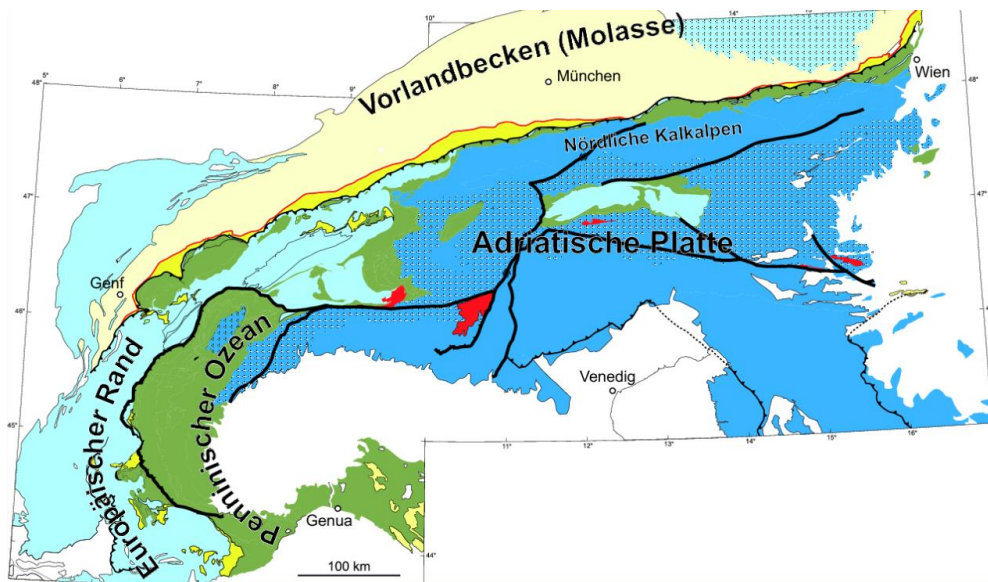


Abbildung 3: Paläogeographie der Alpen (vereinfacht nach Schmid et al. 2004)

Im Mesozoikum wurden die Sedimente der nördlichen Kalkalpen über variszisch geprägtem kristallinem Untergrund an einem passiven Kontinentalrand abgelagert. Gebildet wurde dieser passive Kontinentalrand durch das Rifting des Tethys-Ozeanes (Meliata-Ozean).

Ihr Ablagerungszeitraum betrug ca. 104 Ma, von der Trias bis in den Jura (vor 248-144 Ma). Es sind jedoch nicht mehr alle Sedimentationsabschnitte vorhanden, da durch Erosion große Mengen an Gestein abgetragen wurden.

Im Osten weisen die Nördlichen Kalkalpen einen sedimentären Kontakt zur Grauwackenzone und im Westen zur Pyllitgneiszone auf.

1.5.2 Das Grundgebirge

Das Basement der Nördlichen Kalkalpen wird von der Grauwackenzone gebildet. Der ursprünglich sedimentäre Kontakt zwischen Grundgebirge und Nördlichen Kalkalpen ist vielfach abgeschert, sodass die basalen Klastika der Nördlichen Kalkalpen leicht metamorph überprägt vorliegen.

Die Grauwackenzone ist nach Tollmann (1985) keine eigene Decke, sondern eine Zone, welche transgressiv mit den Nördlichen Kalkalpen verbunden und mit diesen nordwärts gewandert ist. Die Grauwackenzone wird von einem unbekannten kristallinen Untergrund abgeschert und liegt paläogeographisch nördlich des Meliata Ozeans. Somit haben die Grauwackenzone und das Tirolikum dieselbe proximale Position am passiven Kontinentalrand nördlich des Meliata Ozeans eingenommen (Schmid et al., 2004). Obwohl in den Grundgebirgseinheiten absolute Altersdaten bis in das Ordovizium (Paläozoikum) reichen, sind diese von der variszischen Metamorphose und Deformation geprägt (Schlaegel-Blaut, 1990).

1.5.3 Deckenbau

Die Nördlichen Kalkalpen teilen sich, von liegend zu hangend und von Nord nach Süd in vier große Deckeneinheiten (siehe Abbildung 5), die drei Deckensystemen zugeordnet werden (Tollmann, 1976b). Das bajuvarische Deckensystem mit der Allgäudecke und der Lechtaldecke, das tirolische Deckensystem mit der Inntaldecke, Krabachjochdecke und der Stauf-Höllengebirgsdecke, welche in sedimentären Kontakt mit der Grauwackenzone steht, sowie das juvavische Deckensystem (siehe Abbildung 4). In Abbildung 6 ist die Deckengrenze zwischen der Lechtaldecke und der Inntaldecke im Bereich des Untersuchungsgebietes dargestellt (Ortner, pers. comm., 2016).

1 Einführung

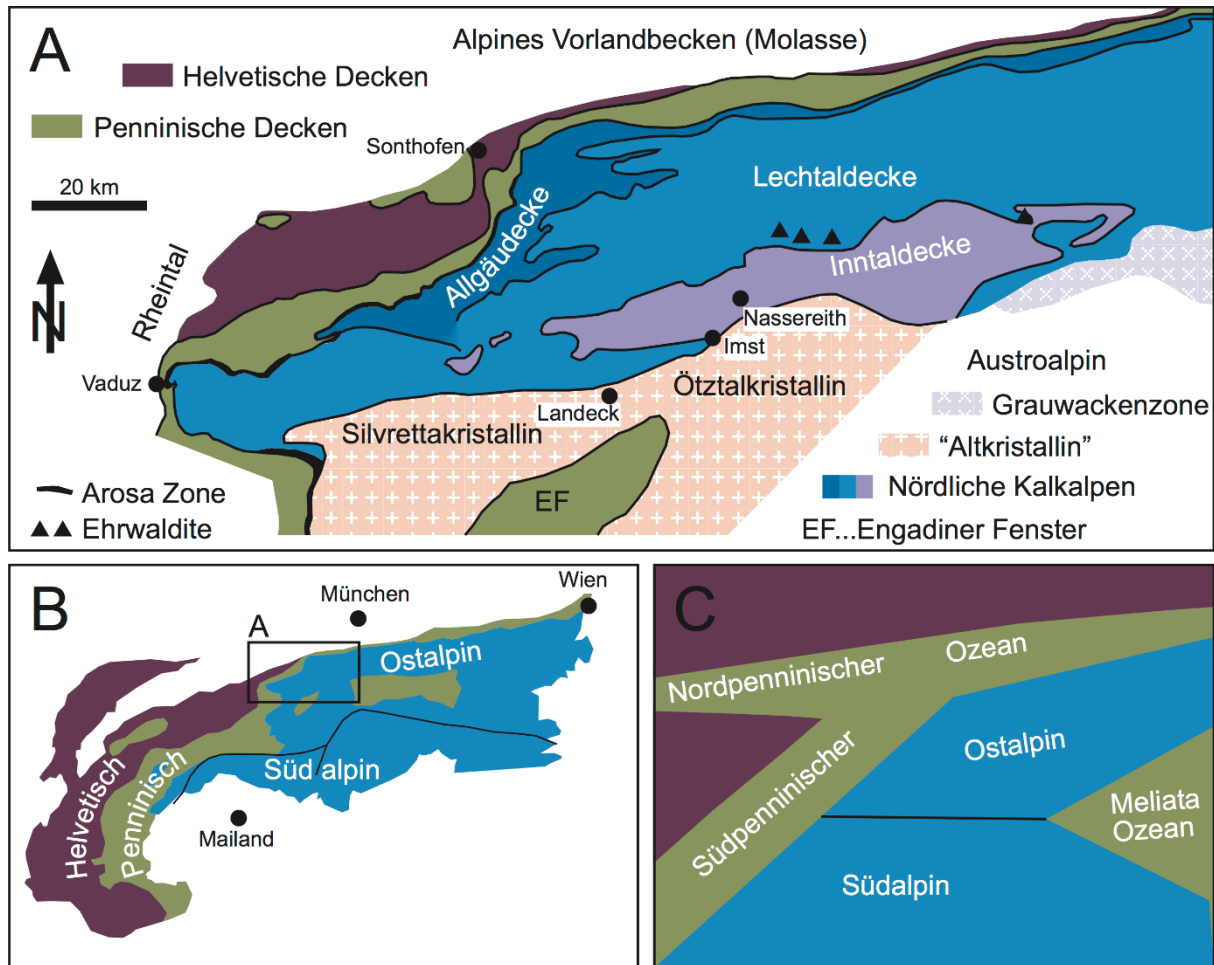


Abbildung 4: Geologische Skizze der westlichen Nördlichen Kalkalpen mit der Deckeneinteilung leicht modifiziert nach Tollmann (1976b). B) Position von (A) im Alpenbogen. C) Vereinfachte paläogeographische Skizze des Ablagerungsraumes der Nördlichen Kalkalpen an der Wende vom Jura zur Kreide. (Verändert nach Ortner & Gaupp, 2007)

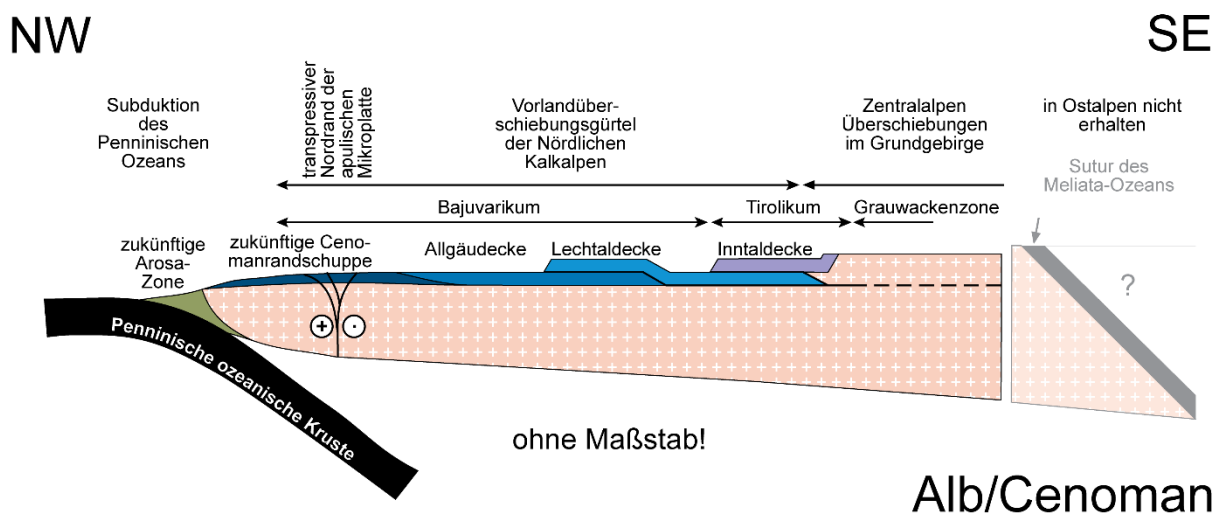


Abbildung 5: Schematische Darstellung der Stapelung der kalkalpinen Decken an der Wende von der Unter- zur Oberkreide (modifiziert von Ortner, 2016). Der Überschiebungsgürtel der Nördlichen Kalkalpen entwickelte sich im Vorland der Schließung des Meliata-Ozeans, die Schließung des Penninischen Ozeans hatte bereits bekommen.

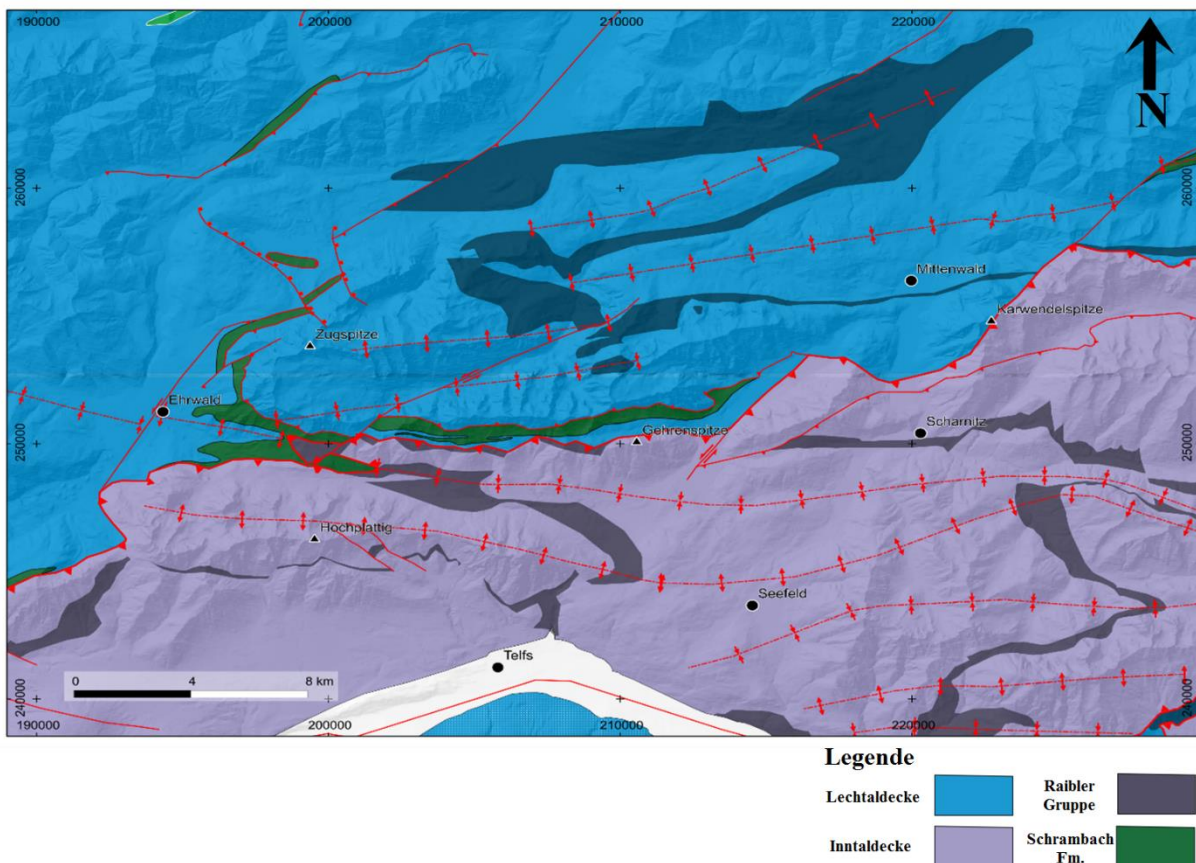


Abbildung 6: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen im Bereich des Untersuchungsgebietes und im Raum Zugspitze, Hochplattig bis zur Karwendelspitze (pers. Mitt. Ortner, 2016), als rote Linie gekennzeichnet befindet sich die Deckengrenze (nach Tollmann, 1976b)

Das Bajuvarikum liegt direkt den penninischen Einheiten auf und stellt jene Einheit dar, welche paläogeographisch am nächsten dem Kontinent war. Sie setzt sich aus der Allgäudecke und der Lechtaldecke, sowie der Cenoman Randschuppe zusammen. Die Lechtaldecke ist der tektonisch höhere Teil des Bajuvarikums und die sedimentäre Bedeckung der Silvretta-Phyllitgneis-Decke.

Das Tirolikum ist in primär-sedimentärem Kontakt mit der Grauwackenzone. Im Westen Österreichs wird das Tirolikum durch die Staufen-Höllengebirgsdecke und die vom Hauptteil des Tirolikums getrennte Inntaldecke repräsentiert. Die Inntaldecke bildet, älteren Veröffentlichungen folgend (Ampferer, 1902, und Tollmann, 1976a), eine große, allseits isolierte Klippe auf der Lechtaldecke.

Die Nordgrenze der Inntaldecke verläuft vom Marienbergjoch entlang dem Nordabfall des Mieminger Gebirges über die Coburger Rast zum Tealekopf (Ampferer, 1912). Hierbei wurden

1 Einführung

die Gesteine des westlichen Gaistales von der Triasserie des Mieminger Gebirges überfahren (Ampferer, 1912, und Kreidl, 2015).

Nach Haber (1934) verläuft die nördliche Grenze der Inntaldecke innerhalb oder nördlich des Wettersteingebirges. Dem jedoch widersprechen Arbeiten von Kreidl (2015), Mylius (1914) und Reis & Pfaff (1911). Ihre Arbeiten gehen von einer Süd gerichteten Schubmasse des Wettersteingebirges, sowie von einer falsch interpretierten Struktur aus, die für eine Richtung Westen gehende Bewegung steht. Ferreiro-Mählmann & Morlok (1992) gehen von einer nicht freischwimmenden, sondern von einem relativ geringen Versatz zwischen der Inntaldecke und der Lechtaldecke aus (siehe ebenfalls Rüffer & Bechstädt, 1995).

Nach Kreidl (2015) sehen Miller (1962) und Tollmann (1976b) „den Vorbergzug als Stirn der Inntaldecke, der keilförmig in jüngere Gesteine der Lechtaldecke eingedrungen ist und diese vor sich herschiebt. Diesem Modell steht die Deutung von Enders (1967), Bögel (1958) und Zitzelsperger (1960) gegenüber, die den Vorbergzug als Liegendes der Puitentalzone sehen und das Fehlen des Hauptdolomits durch einen Sedimentationsausfall im Nor erklären.“ (Kreidl, 2015, siehe Abbildung 7).

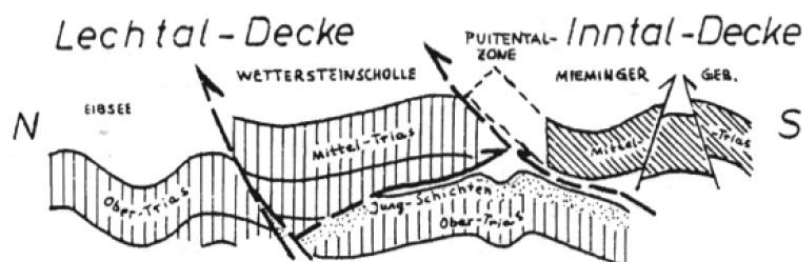


Abbildung 7: Schematische Darstellung der Deckenstapelung, (nach Tollmann, 1976b) der Puitentalzone, wobei die Jungschichten von Süden her überfahren werden.

Kreidl (2015) führt weiter an, dass der im Süden flach einfallende Wettersteinkalk des Mieminger Gebirges als Teil der Inntaldecke auf den verfalteten Mergeln der Schrambach Formation aufliegt. Die Überschiebungsbahn der Inntaldecke fällt flach nach Süden hin ein (siehe Kapitel Profile), dies deutet sich durch das Auftreten der Schuppenzone im Hohen Gang an.

Am Nordrand der Inntaldecke ist in einigen wenigen Aufschlüssen, die schon Ampferer (1912) vermerkte, ein nordvergenter bis überkippter Faltenbau zu erkennen.

Das Juvavikum ist die höchste Einheit des Deckenstapels der Nördlichen Kalkalpen. Die Decken sind entlang von permischen Evaporiten abgeschert (Haselgebirge). Ebenso lassen sich die Decken zwei Faziesräumen zuordnen, die aufgrund ihrer tektonischen Position als Hoch- und Tiefjuvavikum (bzw. Dachstein- und Hallstatt-Fazies) bezeichnet werden. Sie wurden bereits im Jura abgeschert und in der Kreide „out-of-sequence“ gestapelt. Das Grundgebirge des Juvavikums ist bis dato unbekannt. Da das Juvavikum am nächsten an der Meliata-Sutur liegt, könnte das Grundgebirge heute im Koralpe-Wölz-Deckensystem liegen. Da aber der Großteil dieser Einheiten subduziert wurde, ist anzunehmen, dass auch das Grundgebirge subduziert wurde.

1.5.4 Tektonische Phasen der Nördlichen Kalkalpen

Die Nördlichen Kalkalpen sind geprägt von vier tektonischen Phasen:

Erstens, dem Eingleiten der tiefjuvavischen Decken im Malm (Oberjura), und darauffolgend zweitens, einer Nord-West gerichteten Deckenstapelung, schräg zur Subduktionszone in einem dextralen transpressiven System in der höheren Unterkreide (Eisbacher & Brandner, 1996). Die beiden Phasen werden zu den *vorgosauischen Phasen* gezählt.

In weiterer Folge wurden die vorgosauischen Decken durch die Gosau-Sedimente plombiert. Der gesamte vorgosauische Faltenbau und seine Deckenstrukturen werden, in einer dritten Phase durch eine WNW streichende, dextrale Blattverschiebung versetzt (Ampferer, 1912). Dadurch werden die Nördlichen Kalkalpen in große rhombische Blöcke zerlegt (siehe Abbildung 8). Solche dextralen Blattverschiebungen sind beispielsweise die Telfs-Störung (Erstreckung ca. 7,5 km), die Lammertal-Störung (Erstreckung ca. 30 km) und die Wolfgangseestörung (Erstreckung ca. 10-15 km).

1 Einführung

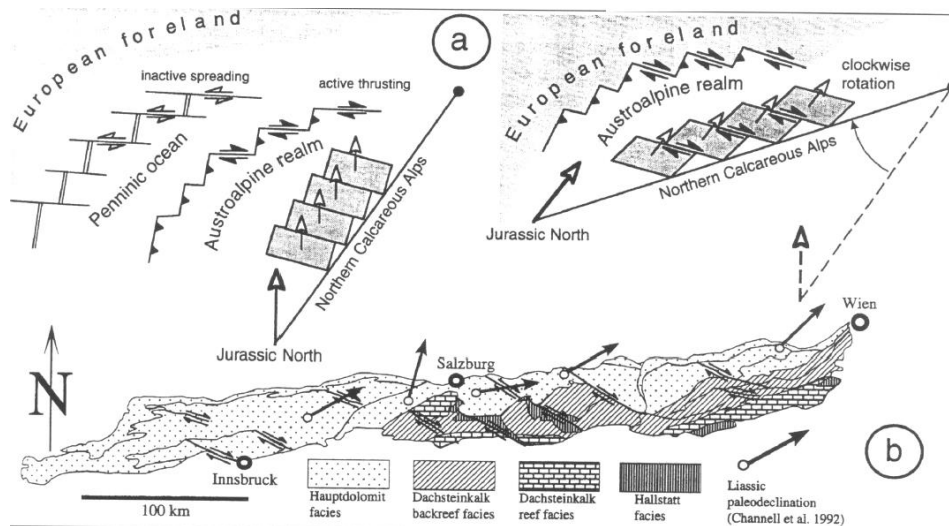


Abbildung 8: a) Geometrisches Modell zur Bildung wichtiger Strukturelemente in den Kalkalpen. In Abbildung a- rechts sind deutlich die WNW streichenden Störungen zu erkennen. b) Die Zerlegung der Kalkalpen in Blöcke bedingt durch die schräge Konvergenz wird teilweise durch die Versetzung der Großfaziesbereiche nachgezeichnet. (Linzer, H.-G., et al, 1995)

Lein (1987), Haas J. (1991) und Haas C. (1991) zeigen auf, dass die Nördlichen Kalkalpen durch ihre Fazies-Verteilung einen Ozean im Süden anzeigen.

Die vierte Phase steht im Zusammenhang mit der Fluchtschollentektonik im Miozän, die Ost gerichtete Bewegung von krustalen Blöcken den zentralen Ostalpen verursachte (Ratschbacher et al, 1991). In den Nördlichen Kalkalpen entstanden sinistrale, NE bis ENE streichende Blattverschiebungen und NE vergente Überschiebungen (Decker et al, 1994). Anhand der Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störung, kurz SEMP, wurden diese Bewegungen auf das Miozän (25-13 Ma) datiert. Durch die Fluchtschollentektonik wurden die Nördlichen Kalkalpen auf 54-65% verkürzt (Frisch et al, 2000 und Linzer et al, 2002).

2 Stratigraphie der Nördlichen Kalkalpen

Die Behandlung der Stratigraphie erfolgt nach der Nomenklatur der Österreichischen Stratigraphischen Tabelle (Piller et al., 2004). Da der Schwerpunkt dieser Arbeit auf der Strukturgeologie liegt, sind die Beschreibungen der Lithologien allgemein kurz gehalten.

Für einen Überblick über die verwendeten Flur- und Ortsnamen siehe Kapitel „1.2 Geographischer Überblick“.

2.1 Gesteine der Trias

Die in den folgenden Kapiteln genannten Lithologien wurden im kartierten Gebiet aufgeschlossen angetroffen. Abbildung 9 zeigt ein stratigraphisches Säulenprofil der triassischen Einheiten westlichen Nördlichen Kalkalpen nach Brandner (1984).

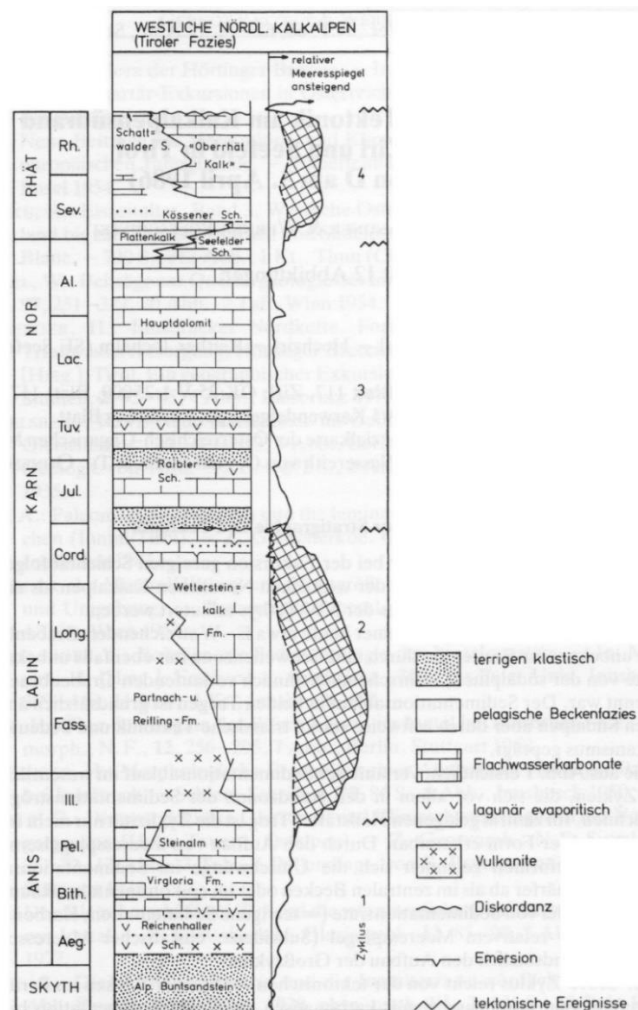


Abbildung 9: Stratigraphische Abfolge der westlichen Nördlichen Kalkalpen (Brandner, 1984)

2.1.1 Reichenhall-Formation

Stratigraphische Reichweite

Die Reichenhall-Formation wurde nach Tollmann (1976a) im Unteren Anis abgelagert. Schlager & Schöllnberger (1973/74) stellen die Formation in das Anis (vgl. Abbildung 9), jedoch konnte durch das Fehlen von Leitfossilien keine genauere Grenze festgelegt werden.

Untergrenze

In den Nördlichen Kalkalpen wird die Reichenhall-Formation östlich von St. Johann von den Werfener Schichten unterlagert, westlich des Inns und in den Lienzer Dolomiten vom Alpinen Buntsandstein (Stingl, 1987). Überlagert wird sie von der Virgloria-Formation (Bechstädt & Mostler, 1974). Die Grenzen der Reichenhall-Formation verlaufen diachron, das heißt die Formation hat sich nicht überall gleichzeitig gebildet. Die Untergrenze selbst wurde aufgeschlossen nicht vorgefunden. Wobei in dem Mieminger Gebirge die Basis von in Form einer Wechsellagerung von bunten Mergel und hellen Sandsteinen mit rauhackigem Dolomit bzw. limonitisierten Brekzien gebildet wird. Der darunterliegende Alpine Buntsandstein jedoch wurde nie im Gelände aufgeschlossen vorgefunden.

Obergrenze

Die letzte Rauhacke kennzeichnet die Grenze zur überlagernden Virgloria-Formation.

Verbreitung im Untersuchungsgebiet

Die Reichenhall-Formation wird am Übergang zwischen dem Hinteren und dem Vorderen Tjakopf, sowie an der Biberwierer Scharte vorgefunden. Ebenfalls werden westlich oberhalb der Grünsteinscharte die Gesteine der Reichenhall-Formation angetroffen.

Mächtigkeit

Die Mächtigkeit der Formation beträgt nach Tollmann (1976a) in den Nördlichen Kalkalpen (speziell in der Mieminger Kette) max. 220 m.

Nach Tollmann (1976a) ist die Formation in den Tiroler Kalkalpen entwickelt. Im Karwendel Gebirge kann sie eine Mächtigkeit von bis zu 480 m aufweisen, wobei dies laut Tollmann (1976a) aber auch tektonisch bedingt sein kann.

Fossilführung

Die Schnecke *Natiria stanensis* ist das Leitfossil der Reichenhall-Formation, diese konnte jedoch im Gelände nicht vorgefunden werden.

Gesteinsbeschreibung

Die Reichenhall-Formation (untere und mittlere Trias) befindet sich an der Basis der karbonatischen Serie. Sie ist eine randmarine Wechselfolge sehr dünnsschichtiger, schwarzer Kalke und Dolomite. Letztgenannte sind reich an Kleingastropoden. Die Dolomite wechsellagern mit sandigen Mergelkalken und sehr mächtigen Rauhwacken, die Gips und Anhydrit führen können (Spötl, 1988).

Beobachtungen im Gelände

Die Untergrenze der Reichenhall-Formation konnte im Gebiet nicht aufgeschlossen vorgefunden werden. Hauptsächlich konnte die Reichenhall-Formation anhand ihrer Brekzien und Rauhwacken identifiziert werden (siehe Abbildung 10). Zwischen den Rauhwacken können braune, ockerfarbene angewitterte Dolomite, Kalke und Rauhwacken vorgefunden werden, wobei die Karbonate allgemein fein geschichtete stromatolithische Mudstones aufweisen.

Die Reichenhall-Formation besitzt eine regelmäßige dm - m Bankung. Die Brekzie der Reichenhall-Formation weist eine Bankung im Dezimeterbereich auf, oberflächlich können einzelne Umwandlungen von Pyrit, als Komponenten, in Limonit beobachtet werden.



Abbildung 10: Gipsführende Brekzie der Reichenhall-Formation südlich des Vorderen Tajakopfes

2.1.2 Virgloria-Formation

Stratigraphische Reichweite

Abgelagert wurden diese Schichten im Mittleren Anis (siehe Abbildung 9).

Untergrenze

Steht im sedimentären Kontakt mit der unterlagernden Reichenhall-Formation, wobei die Untergrenze mit der letzten Rauhwanke der Reichenhall-Formation definiert.

Obergrenze

Steht im sedimentären Kontakt mit der überlagernden Steinalm-Formation. Der obere Teil wird von dunklen, grauen dm- gebankten Kalken und Dolomiten gebildet. Der Übergang ist durch den Wechsel zu helleren und dicker- gebankten Kalken der Steinalm-Formation. erkennbar.

Verbreitung im Untersuchungsgebiet

Am Übergang vom Vorderen zum Hinteren Tjakopf und im südlichen Bereich des Igelskopf konnte die Virgloria-Formation aufgeschlossen angetroffen werden.

Mächtigkeit

Sie kann eine Mächtigkeit von mehreren 100 m aufweisen. Nach Tollmann (1976b) beträgt die Mächtigkeit in der Miemingerkette max. 240 m.

Fossilführung

Das Leitfossil der Virgloria-Formation ist der *Dadocrinus gracilis*, diese wurden jedoch nur als Bruchstücken angetroffen. Ebenso konnten Crinoiden-Tempestite, sowie Ostrakoden und Gastropoden angetroffen werden.

Gesteinsbeschreibung

Der Virgloria-Kalk wird auch umgangssprachlich als „Wurstelkalk“ bezeichnet.

Allgemein ist die Virgloria- Formation. ein stark zerwühlter Kalk mit Laminiten. Der Wurstelkalk hat mehrere cm- bis dm- dicke Bänke, die Bankungsfläche weisen mm- dünne, meist ockerfarbene mergelige Beläge auf den Schichtflächen, sowie eine wellige Struktur auf.

2 Stratigraphie der Nördlichen Kalkalpen

Die wellige Oberflächenstruktur („Wurstel“) ist, wahrscheinlich in seichtem Wasser, durch Schlammwühler entstanden. Im frischen Bruch zeigen die Gesteine eine graue Farbe.

Zwischen den einzelnen dünnbankigen Kalken finden sich Mergellagen wieder. Diese Wechsellagerung der Kalke mit Mergel- und Tonlagen kann zu einer Verwechslung mit den Partnachschiechten führen.

Beobachtungen im Gelände

Die Virgloria-Formation konnte als hellbraun bis dunkelgrau anwitternde Bankkalke angesprochen werden. Ebenso konnten Virgloria-Kalke als ein schwärzlich-grauer bis brauner bituminöser Kalk, welcher meist eine dünne Schichtung aufweist, vorgefunden werden.

Hpts. wurden die oben erwähnten Wurstelkalke angetroffen. Die Gesteine wiesen nach der Dunham-Klassifikation (1962) unter der Lupe ein Mud- bis Wackestone-Gefüge auf, mit deutlich auffallenden Peloiden. Auf die Unterscheidung von den Partnachkalken, welche den Virgloria Kalken stark ähneln, wird im unten folgenden Unterkapitel *Partnachschiechten* näher eingegangen. Es befanden sich teilweise sekundär Calcitadern darin, wobei diese eine deutlich wulstartige Oberfläche aufwiesen. Sie traten häufig in einer Wechsellagerung mit wesentlich heller anwitternden, im Bruch dunkelgrauen Kalken mit ebenfalls einer knolligen Oberfläche auf.

2.1.3 Steinalm-Formation

Stratigraphische Reichweite

Umfasst das Mittlere und Teile des Oberen Anis.

Untergrenze

Laut Frisch (1975) und Nittel (2006) werden im Unteren Bereich der Steinalm-Formation häufig gut ausgebildete Algenrasen angetroffen.

Obergrenze

Die Obergrenze wird an der ersten, mehreren Meter mächtigen, undeutlich geschichteten bis massigen Kalkbank mit Biogendetritus gezogen (Ortner, 2006).

Verbreitung im Untersuchungsgebiet

Am südlichen Fuß des Marienbergspitze zum Übergang zum Arzbödele, sowie am westlichen Ufer des Seebensees. Aufgeschlossen zieht sich die Steinalm-Formation nördlich der Grünsteinscharte als ein breiter Streifen über das Tajatörl entlang bis zum südlichen Iglskopf.

Mächtigkeit

Die von Tollmann (1976a) festgestellte Mächtigkeit von 160 m wurde im Feld bestätigt.

Fossilführung

Häufig sind Dasycladaceen- und Crinoidenschutt zu finden. Ebenso können Skelettelemente einer Holoturie (*Theelia Ladinica*), Brachiopodenreste, Ostracoden und Foraminiferen (*Austrocolumbia sp.*, *Ophtalmidium sp.* und *Franticularia sp.*) enthalten sein (pers. Mitt. Donofrio und Resch, 2015).

Gesteinsbeschreibung

Hierbei handelt es sich um massige, von Stromatolithen dominierte Flachwasserkalke und nach Dunham (1962) im Bereich Packstone/Wackestone liegen. Die Steinalmplattform stellt die erste Karbonatplattform der Nördlichen Kalkalpen dar (Nittel, 2004).

Die Formation besteht hauptsächlich aus Dasycladaceen- und Crinoidenschutt, welcher laut Brandner (1984) und Sanders (1988) aus mehrere Dezimeter mächtigen, teilweise

2 Stratigraphie der Nördlichen Kalkalpen

schräggeschichteten Lagen besteht. Letztgenannter beschreibt, dass sich dazwischen „wesentlich mächtigere, hell anwitternde, im Bruch hell-dunkelgraue mikritische, wettersteinkalkähnliche Gesteine mit Peloiden, Filamenten, teilweise mikritisierten Biogenen und Aggregatkörnern“ (Sanders, 1988) befinden.

Nach Sanders (1988) tritt eine Reduktion der primären Mächtigkeit der Steinalm-Formation zum Marienbergjoch hinauf.

Beobachtungen im Gelände

Es wurden m- gebankte Kalke angetroffen, die nach der Klassifikation nach Dunham (1962) im Bereich der Packstones und Wackestones einzuordnen sind. Im Bruch waren die Gesteine bräunlich bis schwärzlich, darin konnte Crinoidenschutt vorgefunden werden. Dazwischen wurden hell anwitternde, im Bruch hell bis dunkelgrau mikritische Wettersteinkalk-ähnliche Gesteine mit Peloiden und Filamenten vorgefunden.

Im unteren Bereich der Formation konnte eine Dolomitisierung vorgefunden werden.

2.1.4 Reifling-Formation

Stratigraphische Reichweite

Der Ablagerungszeitraum der Reifling-Formation liegt im Oberanis-Ladin.

Untergrenze

„Die Reifling Formation setzt mit dem ersten Auftreten von filament- und radiolarienführenden Knollenkalken über den obersten Encriniten bzw. dem Crinoidenhorizont der Steinalm Formation ein“ (Nittel, 2006).

Durch einen Meeresspiegelanstieg ertrank die Steinalmplattform langsam und es kam zur Ablagerung der Reiflinger Bank- bzw. Knollenkalk (Sarnthein, 1965).

Obergrenze

Die Reifling-Formation wird von der Wettersteinkalk-Formation und der Partnach-Formation überlagert, bzw. verzahnt mit diesen

Die Verzahnung mit dem Wettersteinkalk erfolgt mit den Klinoformen, was in ihrem oberen Teil zur Einschaltung von Riffschüttungen führt (dickere Bänke, z.T. reich an Crinoiden, z.T. auch reich an größerem Riffschutt). Dieser Teil der Reifling-Formation wird als Seegrube-Member bezeichnet (Nittel, 2006).

Verbreitung im Untersuchungsgebiet

Am süd-westlichen Fuß des Vorderen Tajakopfes zieht sich die Reifling-Formation bis auf den Gipfel. Der gesamte östliche Teil des Vorderen Drachenkopfes, sowie der nördliche Teil der Biberwier-Scharte, bzw. südlich der Sonnenspitze, wird von der Reifling-Formation eingenommen. Auch wird der östliche Wamperter Schrofen wie auch der nördliche Teil der Marienbergspitze von der Formation eingenommen. Am Mieminger Hauptkamm zieht sie sich am nördlichen Fuß des Grünsteins bis zur Grünsteinscharte hin.

Mächtigkeit

Die Reifling-Formationen weisen laut Kubanek (1969) eine Mächtigkeit von bis zu 500 m auf, diese konnten jedoch im Gelände nicht vollständig angetroffen werden, und überlagert die Steinalm-Formation, sowie die mit ihr verzahnte Virgloria-Formation.

Fossilführung

Filamente, Bivalvenschalen, Astorhizacea, Foraminiferen (*Fronicularia* sp., *Erlandia gracilis*, *Ophtalmidium*, *Turritellina mesotriassica*) und Tubiphytes (Nittel, 2004 und pers. Mitt. Resch, 2015). Ebenso können Radiolarien in der Reifling-Formation vorgefunden werden.

Gesteinsbeschreibung

Allgemein kann die Reifling-Formation in zwei Member unterteilt werden, den Knollenkalk-Member und dem Bankkalk-Member, welche ineinander greifen, sich jedoch laut Mühlöcker (2000) auch vollständig ersetzen können.

Die Gesteine der Reifling-Formation sind dunkle, bei Anschlag stark bituminös riechende knollige Kalke, welche durch die Beimengung von Hornstein ein sehr charakteristisch knolliges Aussehen bekamen. Durch dieses Aussehen sind sie im Gelände sehr leicht anzusprechen. Ebenso sind sie durch ihre „Knolligkeit“, die Hornsteinführung (siehe Abbildung 12) und ihre Tonbestete charakterisiert.

Der Bankkalk besitzt eine leicht wellige bzw. planare Schichtoberfläche, welche auf die Sedimentation von Riffdetritus zurückzuführen ist. Wahrscheinlich handelt es sich bei den Bankkalke um Schüttungen, während der Knollenkalk ein aus der Wassersäule abgesetztes Sediment ist. Der Bankkalk-Member entspricht laut Nittel (2006) der Seegruben-Einheit. Nittel (2006) beschreibt diese Seegruben-Einheit als am unteren Bereich einen mit Filament-Radiolarien-Mikrit, dem Knollenkalk-Member sehr ähnlich. Nach oben hin setzen vermehrt Calciturbidite, welche mit dem Hintergrundsediment verzahnen, ein. Laut Mühlöcker (2000) und Meischner (1964) weiters zeigt die Seegruben-Einheit eine nur sehr leicht gewellte Schichtoberfläche bzw. eine vollständig planare Fläche. Diese konnten jedoch in der Mieminger Kette nicht angetroffen werden.

Die Bankmächtigkeit im Gelände beträgt zwischen 10 und 50 cm. Ihre Schichten zeigen eine deutliche Bioturbation der mikritischen Grundmasse.

2 Stratigraphie der Nördlichen Kalkalpen

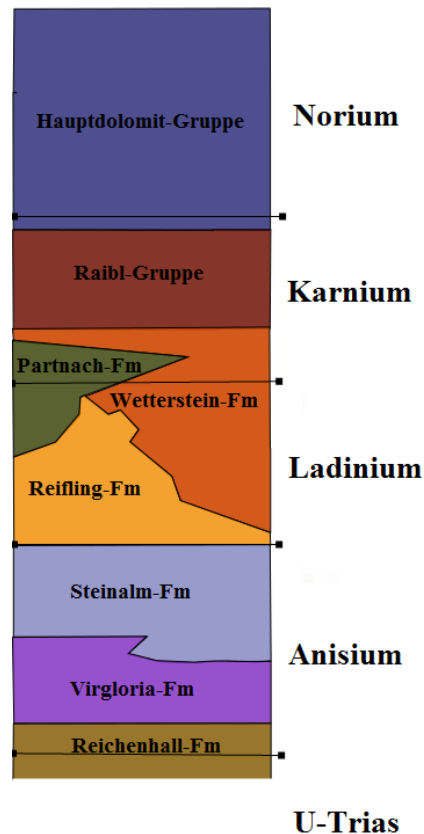


Abbildung 11: Detailausschnitt des Stratigraphischen Säulenprofils für den Bereich des Untersuchungsgebietes modifiziert nach Brandner (1984)

Die Reifling-Formation verzahnt mit der Wettersteinformation (siehe Abbildung 5 und Abbildung 11). Diese Verzahnung stellt den Übergang von Becken und Beckenrand zur Plattform, dem Riff und dem Riffabhang des Wettersteinkalkes dar.

Knollenkalk-Member

Die Schichtflächen sind meist von gelblichen (laut Literatur auch teilweise grünlich oder rötlichen) Tonbelägen überzogen (Sarnthein, 1965). Typisch für das Knollenkalk-Member ist ein wechselnder Gehalt an Hornstein, der sich in Form der Knauern (siehe Abbildung 12), welche auch Bänder bilden können, widerspiegelt (Hollmann, 1964). Die im kartierten Gebiet angetroffenen Gesteine des Knollenkalk-Member zeigten eine bräunlich-graue Eigenfarbe, wobei diese eine wellige bis knollige Schichtober- bzw. -unterfläche besitzen.

Knollenkalkbildung

Zur Bildung der Knollenkalken gibt es verschiedene Theorien, auf die hier nur kurz eingegangen werden soll. Sarnthein (1965) und Hollmann (1964) sehen die Knollenkalkbildung im

2 Stratigraphie der Nördlichen Kalkalpen

Zusammenhang mit der Subsolution und Omission durch die starke Zufuhr von CO_2 (*Pietra Verde* Vulkanismus).

Kubanek (1969) gibt dem Gestein den Namen „Flaserknollenkalke“ und weist darauf hin, dass diese nicht als Subsolutionsgefüge anzusprechen sind, ebenso zeigt er auch Beispiele auf, die eindeutig Drucklösungen und Flaserungen aufweisen.

Hornsteinentstehung

Mostler (1986) sieht eine Verbindung des radiolarienreichen Filamentmikrites mit den Hornsteinknauern, jedoch sind Miller (1962a), Kubanek (1969) und Sarnthein (1965) der Ansicht, dass der Vulkanismus für die Entstehung der Kieselsäure verantwortlich sein muss.



Abbildung 12: Hornsteinknauern in der Reifling-Formation am Drachensee

Schusterbergkalke

Zur Reifling-Formation gehören auch die so genannten Schusterbergkalke. Dies sind Rotkalke, welche im Hangschutt vereinzelt anzutreffen sind, jedoch im Gebiet selbst nicht aufgeschlossen angetroffen wurden. Diese Rotkalke überlagern laut Mühlöcker (2000) direkt die Steinalmkalke. Es handelt sich dabei um rötlich gefärbte Knollenkalke, welche von Mergelschlieren durchzogen werden (Nittel, 2006).

Die Rotfärbung ist laut Mühlöcker (2000) wahrscheinlich auf eine Reaktion des Fe^{3+} zurückzuführen. Meischner (1964) zeigt, dass die Rotfärbung durch eine verminderte Sedimentationsrate entstanden ist, da zur Bildung von marinen Rotsedimenten nur sehr wenig organisches Material im Sediment und keine sulfatreduzierenden Bakterien vorhanden sein dürfen. Dadurch wird das vorhandene Fe^{3+} nicht reduziert und als Pyrit gebunden. Dies ist das

2 Stratigraphie der Nördlichen Kalkalpen

wesentliche Unterscheidungsmerkmal zu dem Reiflinger Knollenkalkmember, ansonsten entspricht der Schusterbergkalk diesem.

Beobachtungen im Gelände

Vorgefunden wurden knollige, hornsteinführende Kalke mit Tonbestegen auf den Schichtflächen. Die Bankmächtigkeit beträgt durchschnittlich 25 bis 30 cm. In den Kalken konnten Filamente, Bivalvenschalen, Foraminiferen vorgefunden werden. Am deutlichsten konnten Hornsteinknollen aufgeschlossen vorgefunden werden (siehe Abbildung 12)

Nach der Klassifikation nach Dunham (1962) sind die Gesteine als Packstone-Wackestone zu bezeichnen.

Im Gelände um den Seebensee konnten ausschließlich Bankkalke vorgefunden werden.

2.1.5 Partnach-Schichten

Stratigraphische Reichweite

Die stratigraphische Reichweite reicht vom Oberen Anis über das gesamte Ladin bis in das Untere Karn (Brandner, 1984).

Untergrenze

Nach unten überlagern die Partnach-Schichten die Knollenkalke der Reifling- Formation. Die Basis wird gebildet von einer hellen Abfolge gebankter Kalke, die die Partnach-Mergel direkt unterlagert.

Obergrenze

Die Partnach-Schichten verzahnen, ähnlich wie die Reifling- Formation. nach oben hin mit dem Wettersteinkalk.

Verbreitung im Untersuchungsgebiet

Die Partnachschichten treten aufgeschlossen westlich der Marienbergspitze auf.

Mächtigkeit

Im Gelände liegt nur die Verzahnung vor, welche eine Mächtigkeit von ca. 280 m umfasst.

Fossilienführung

Foraminiferen, Ostracoden und Scolecodonten, Spiculae, Conodonten sowie Holothuriensklerite können nach Donofrio et al. (1980) vorgefunden werden.

Gesteinsbeschreibung

Gümbel (1856) gebrauchte den Namen „Partnachschichten“ erstmals für die Tonmergel nördlich und südlich der Partnachklamm (Typuslokalität). Hierbei beschränkt sich dieser Name auf die Tonmergel und die ihnen zwischengelagerten Kalkbänke. Die Partnachschichten zählen zu den Beckensedimenten.

Miller (1965) führt an, dass es im Mieminger Gebirge zwischen den Hornsteinkalken der Reifling-Formation und dem Wettersteinkalk Sedimente gibt die als mögliches Zwischenstadium zwischen der Becken- und der Rifffazies verstanden werden können:

„[...]diese den kalkigen Zwischenlagen der Partnachmergel sehr ähnlichen Kalke „wurden „als „P a r t n a c h k a l k“ bezeichnet und als „bräunlichgraue, teilweise fleckige Kalke mit überaus charakteristischem Schichtungsrythmus (dickbankig/dünnbankig)“ beschrieben (MILLER, 1962 [a], S. 410). [...] Vereinzelt ist schwache Hornsteinführung zu beobachten. Die Kalke enthalten keine Großoolithe, auch sonst keine Hinweise auf Riffazies; u. d. M. erweisen sie sich als foraminiferenführender Ovoidpelit. Diese zunächst im Wetterstein- und zentralen Mieminger Gebirge aufgestellte Definition fand bei der Untersuchung der Partnachschichten an der Westflanke der Mieminger Berge ihre Bestätigung.“ (Miller, 1965)

Beobachtungen im Gelände

Die Partnachschichten treten als dünne, kalkarme Tone, Mergel und Kalkmergel der Westflanke der Marienbergspitze auf, wo diese mit der Reifling-Formation verzahnen. Petschick (1983) konnte Kaolinit und Illit als Tonminerale identifizieren.

Die Virgloria- Formation und die Partnach-Schichten ähneln sich sehr stark, können laut Jerz (1966) jedoch unterschieden werden, da die Partnachschichten im Liegenden wesentlich dickbankiger sind. Ebenso sind die Kalke der Partnachschichten meist dunkler, sind aber ebenso kaum fossilführend bis fossilfrei, wie die Virgloria- Formation.

Im Gelände kommen die Partnach-Mergel und Partnach-Kalke vor.

Partnach-Mergel

„In den Mieminger Bergen finden sich Partnachmergel am Schachtkopffuß, in seinem Innern (Bergbauaufschlüsse) sowie vorzüglich aufgeschlossen in der Westflanke des Wamperter Schrofens und der Marienberg-Spitzen. [...] Die Mergel sind auf diese wenigen Lokalitäten am Westrand der Mieminger Berge beschränkt, bilden also nur eine Linse oder einen schmalen Streifen.“ (Miller, 1965)

Die Mergellagen sind dünngriffelig brechende, sehr kalkarme Tonmergel (siehe Abbildung 13). Unregelmäßig in die Partnach-Mergel eingeschaltet sind grau-gelbbraun anwitternde, stark kalkreiche Lagen, welche eine Mächtigkeit von mehreren Zentimetern bis Dezimetern aufweisen (Miller, 1965).



Abbildung 13: Mergellagen der Partnach-Schichten am westlichen Hang der Marienbergspitze

Partnach-Kalke

Die Partnach-Kalke werden von 2 bis 3 m gebankten, intern ungeschichteten Kalken gebildet, welche sich in Wechsellagerung mit 1 bis 5 cm gebankten, bräunlich grauen dichten, muschelartig brechenden Kalken befinden (Miller, 1965).

Die Kalke verwittern ockerfarben oder hellgrau, und zählen nach der Dunham-Klassifikation zu den Mudstones.

„Im frischen, muschelartigen Bruch sind sie bläulichschwarz bis schwarzgrau und weisen eine große Härte auf. Während in den Partnach-Bankkalken Mikro-[...]fossilien vorkommen, sind die Knollenkalke stets fossilfrei. Die Bankkalke sind außerdem von Calcit-Klüften durchzogen, die maximal 5 mm dick werden“ (Wolkersdorfer, 1989).

2.1.6 Wettersteinkalk

Stratigraphische Reichweite

Ober Anis bis unteres Karn (Brandner, 1984).

Untergrenze

Der massige zuunterst liegende Wettersteinkalk besitzt eine hellgraue bis hellbraune Eigenfarbe, wobei seine untersten 50 bis 100 m (Größe variiert je nach Ablagerungsort) häufig eine dunkle bis schwach rotfleckige Farbe aufweisen (Ampferer & Hammer, 1898, und Schneider, 1953). Das Gestein besitzt einen hohen Anteil an Großoolithen (Leuchs, 1927), was laut Vidal (1953) die Riffnatur des Nebengesteines andeutet. Wie bereits in vorangegangenen Kapiteln erläutert, verzahnt im unteren Bereich der Wettersteinkalk mit der Reiflinger-Formation. bzw. mit den Partnach-Schichten.

Obergrenze

Der obere Bereich des Wettersteinkalkes (bis 200 m mächtig) besitzt eine deutliche Feinschichtung, synsedimentäre Feinbrekzien und Kreuzschichtungsgefüge (Miller, 1965). Brandner & Poleschinski (1986) zeigten auf, dass es einen scharfen Kontakt zu den überlagernden Raibler Schichten gibt.

Verbreitung im Untersuchungsgebiet

Den Großteil der westlichen Mieminger Kette wird von den Gesteinen der Wetterstein-Formation eingenommen. Die höchsten Gipfel und Wände werden von ihr gebildet, nur die südlichen Ausläufer der Mieminger Kette, das Jöchle, die Wankspitze und der Hohe Kopf, werden von dem viel jüngeren Hauptdolomit gebildet.

Mächtigkeit

Am Hinteren Tajakopf sind Mächtigkeit bis zu 1730 m festzustellen und durch Extrapolation können diese bis zu 2000 m angenommen werden (siehe Profil 1).

Fossilführung

Im Wettersteinkalk können Dasycladaceen, Korallen, Diploporen und Stromatolithen vorgefunden werden.

Gesteinsbeschreibung

Der Wettersteinkalk wurde während der Trias, im Ladinium (Mitteltrias) bis in das Cordevolium (obere Trias), auf den Beckensedimenten der Reifling-Formation oder auf den Partnach-Schichten (Tollmann, 1976a), abgelagert. Hierbei verzahnt der Wettersteinkalk mit den Partnach-Schichten und der Reifling-Formation, wie bereits in vorangegangenen Kapiteln erwähnt.

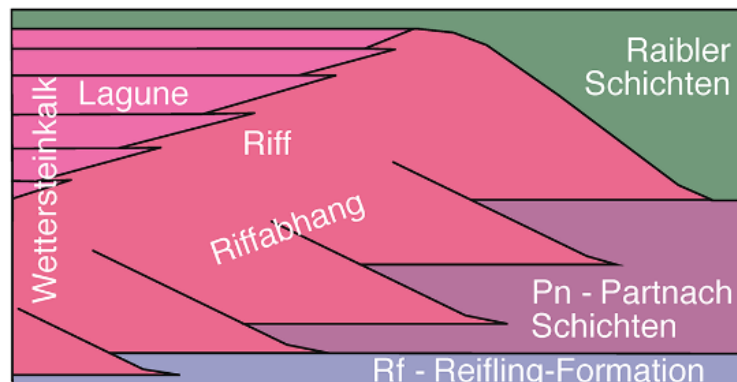


Abbildung 14: Darstellung der Verzahnung des Wettersteinkalks mit der Reifling-Formation bzw. mit den Partnach-Schichten (Ortner und Gruber, 2013)

Es handelt sich beim Wettersteinkalk um eine Riffbildung (Mylius, 1914), die in drei Bereiche unterschieden werden kann, welche in Abbildung 14 schematisch dargestellt sind:

Erstens, der Riffabhang mit grob gebankten Klinoformen, die mit den Beckensedimenten verzahnen und zur Bankung in den Beckensedimenten geneigt sind, zweitens, das Riff und drittens, die Lagune, die laut Dunham-Klassifikation zu den Mudstones gezählt wird, mit deutlich gebankten Kalken, die oft stromatolithische Lamination, aber auch Sturmlagen etc. aufweisen (Leuchs, 1927, Ortner & Gruber, 2013).

Tucker & Wright (1990) unterscheiden innerhalb der Rifffazies die Riffschuttzonen des Vorriffs, die massigen, hellbraunen bis grauen Kalke des Riffkerns und die gebankten Kalke des rückseitigen Riffs.

Das Riff, das durch ein biogenes Gerüst aufgebaut wird und dessen Riffkörper deswegen massig erscheint, weist einen hohen Anteil von Großoolithen auf, d.h. Hohlräume, die mit Zement gefüllt sind, (siehe Abbildung 15), was ein deutlicher Anzeiger für eine Rifffazies ist (Leuchs, 1927, und Vidal, 1953). Nach Brandner (1978) haben unterschiedliche Subsidenzraten bei der Karbonatbildung große fazielle Unterschiede zur Folge. Niedere Subsidenzraten führten zu

2 Stratigraphie der Nördlichen Kalkalpen

einer lateralen Ausbreitung der Karbonatplattform, während es bei hoher Subsidenzrate hauptsächlich zu einem vertikalen Wachstum kommt. Diese deutlichen faziellen Unterschiede zeigen sich beispielsweise in den Beckenbereichen mit entsprechenden Ablagerungen der Partnach-Schichten zwischen den einzelnen Plattformen (Brandner, 1978).



Abbildung 15: Großoolithe im Wettersteinkalk, am Nordrand des Seebensees aufgeschlossen

Im Wettersteingebirge, nördlich der Mieminger Kette gelegen, wurden von Reis & Pfaff (1911) drei unterschiedliche lithologische Typen beschrieben: Zuunterst der massige Wettersteinkalk, darauf der gebankte, algenreiche „mittlere Wettersteinkalk“ (Reis & Pfaff, 1911) und zuoberst der feingeschichtete Wettersteinkalk. Diese drei Typen konnten in der Mieminger Kette ebenfalls beobachtet werden. Der mittlere Wettersteinkalk zeigt eine hellbräunliche Eigenfarbe, wobei das Gestein feine dolomitisierte Lagen aufweisen kann (Miller, 1965). Dies ist ein Anzeiger auf extrem flachmarine lagunäre Verhältnisse, daher kann angenommen werden, dass es sich hierbei um die Lagune handelt.

Der mittlere Wettersteinkalk ist weiters gut gebankt und führt als deutlichen Anzeiger Fossilienreste, z.B. Dasycladaceen (Reis & Pfaff, 1911). Dasycladaceenkalke entstehen in relativ seichtem, sich bewegendem Wasser, laut Leuchs (1927) entstehen sie nicht im Riffbereich, was ein weiterer Anzeiger für die lagunären Ablagerungsverhältnisse des mittleren Wettersteinkalkes ist. Miller beschreibt dass, im Wettersteingebirge auf Kosten der massigen, Korallen und Großoolithen führenden Fazies die algenreiche Fazies von N nach S zunimmt, „(vgl. Miller, 1962[b]), in den Mieminger Bergen von W nach E“ (Miller, 1965).

Beobachtungen im Gelände

Die Lagen des mittleren Wettersteinkalks (nach Reis & Pfaff, 1911) konnten im Gelände beispielsweise bei der Coburger Hütte vorgefunden werden, wobei die sehr kleinen Dolomitkristalle eine leicht rosa Farbe aufweisen.

Im Zuge der Arbeit wurde der Wettersteinkalk intern nicht untergliedert, im Gelände wurde dies aber als Riff- und Lagunenfazies angesprochen. Die Mächtigkeit der Formation beträgt mindestens 1700 m bis ca. 2000 m in ihrem Gesamtausmaß (Brandner & Resch, 1981).

An den Tajaköpfen sowie am Mieminger Hauptkamm, wurden massige, hellbraune bis graue Kalke aufgeschlossen vorgefunden, welche teilweise auch leicht dolomitisiert waren, und deshalb der Rifffazies zuzuordnen sind. Nördlich des Seebensees konnten deutliche Großoolithe angetroffen werden (siehe Abbildung 15).

An der Sonnenspitze konnte an einigen Stellen, hpts. im westlichen Teil, Lagunenfazies in Form von biolaminiertem Mudstone mit Stromatolithen kartiert werden.

Vererzungen und Bergbau

In dem Gebiet der Nördlichen Kalkalpen, speziell in der Mieminger Kette, wurde vom 13. bis zum 20. Jahrhundert immer wieder Bergbau betrieben. In der Gegend um den Fernpass hingegen belegen archäologische Funde, dass ca. um 400 v. Chr. schon Bergbau betrieben wurde (Wolkersdorfer, 1991).

Bereits das antike Rom benutzte nachgewiesenen um 15 n. Chr. den Fernpass als Handels- und Militärroute, wobei hier die nahe gelegenen Rohstoffvorkommen ihnen zugutekamen.

Im 15. Jahrhundert wurde in Europa vermehrt nach Silberlagerstätten gesucht, dies brachte dem Gebiet neue Aufmerksamkeit. Gesicherte Beweise zum sogenannten modernen bzw. industriellen Bergbau im Mieminger Gebirge gibt es für das Jahr 1483, als am Schachtkopf mit dem Tagebau begonnen wurde (Srbik, 1929).

Heute zeigen nur mehr Überreste von dem damaligen Bergbau (siehe Abbildung 16).

2 Stratigraphie der Nördlichen Kalkalpen



Abbildung 16: Überreste des Bergbaues am Wamperter Schrofen auf 2511 m

Vererzung

Der in der Mieminger Kette sehr mächtige Wettersteinkalk zeichnet sich durch seine erhebliche Erzführung aus, wobei laut Miller (1965) diese an drei Horizonte gebunden sind, welche im Folgenden näher erläutert werden:

Der zuunterst liegende Horizont

Oberhalb des Drachen- und Brendlkars befinden sich schwache Buntmetall-Vererzungen, bestehend aus Kupfer-Oxidationserzen (siehe Abbildung 17), Zinkblende und Bleiglanz. Begleitet werden diese von Ankerit und Quarz, wobei nach Miller (1965) der Quarzgehalt von Osten nach Westen, der Ankeritgehalt von Westen nach Osten zunimmt.



Abbildung 17: Kupfer-Oxydationserz Azurit, am Vorderen Drachenkopf

2 Stratigraphie der Nördlichen Kalkalpen

Miller (1965) beschreibt diese Vererzung *„als paradiagenetisch zum Nebengestein und syngenetisch mit den Großoolithen aufzufassen. Ein einzelnes Erzvorkommen in stratigraphisch etwa 50-100 m höherer Lage dürfte dagegen syngenetisch mit dem Nebengestein entstanden sein“* (Miller, 1965).

Im Bereich des Brendlkars fanden diesbezüglich einige Bergbauversuche (mit noch heute vorhandenen Probestollen) statt, diese Minen wurden jedoch bald geschlossen, weil sie sich nicht rentierten (Wolkersdorfer, 1991).

Oberer Horizont

In diesem Horizont befinden sich stärkere Vererzungen als in dem zuvor beschriebenen unteren Horizont. Der Erzhorizont ist stark an den oberen Wettersteinkalk gebunden, wie Ampferer (1902), Miller (1965) und Wolkersdorfer (1991) feststellten. Die Erze in diesem Horizont sind Zinkblende, Bleiglanz und Zinkspat (Galmei). Miller (1965) entdeckte, dass Flussspat häufig als Begleiter dieser Erze vorkommt, wobei Schwerspat nur untergeordnet vorkommt. *„Häufig (insbesondere am Hinteren Taja-Kopf) wird die Erzanreicherung von einer auffallenden Dolomitisierung des Wettersteinkalkes begleitet“* (Miller, 1965).

Grenzhorizont

Der kleinste Erzhorizont besitzt eine Mächtigkeit von bis zu 1 m, wobei die Mächtigkeit der anderen Horizonte stark variiert, und bildet die Obergrenze des Wettersteinkalkes. Dieser Horizont führt laut Miller (1965) und Ampferer (1902) hpts. das Erz Pyrit.

„Die primäre Erzzufuhr ist also mit Sicherheit prätektonisch erfolgt (syn- und posttektonische Umlagerungsprozesse im Ausmaß bis zu etwa 100 Metern fanden später noch statt). Die Bindung der Erze an ganz bestimmte, auch sonst ausgezeichnete Horizonte (primäre Si- bzw. Mg-Anreicherung im Sediment) macht eine synsedimentäre bis höchstens paradiagenetische Entstehung der Metallkonzentrationen sehr wahrscheinlich“ (Miller, 1965).

Dieser Horizont entspricht der Obergrenze bzw. dem Kontakt zu den Raibler Schichten.

2.1.7 Raibler Schichten

Stratigraphische Reichweite

Mittleres bis oberes Karn (Tollmann, 1976).

Untergrenze

Aufgeschlossen vorgefunden wurde nur ein Tektonischer Kontakt in Form einer Brekzie, bestehend aus Wettersteinkalk ähnlichen Komponenten.

Obergrenze

Aufgeschlossen vorgefunden wurde nur ein Tektonischer Kontakt in Form einer Brekzie, bestehend aus Dolomitkomponenten.

Verbreitung im Untersuchungsgebiet

Angetroffen wurden die Raibler Schichten nur in der Stöttlreise und dem Hölltörl, diese ziehen sich von Westen nach Osten hin entlang des Fußes des Mieminger Hauptkammes.

Mächtigkeit

Aufgrund der Aufschlusslage ist die primäre Mächtigkeit nicht festzustellen. Jedoch konnte anhand der Kartierung am Hochwannig (Sanders, 1988) die Mächtigkeit auf 500 m festgelegt werden.

Fossilführung

Ampferer (1905) beschreibt in den Raibler Schichten Pflanzenreste (*Equisetites* und *Pterophyllum*).

Gesteinsbeschreibung

Auf den Wettersteinkalk folgen die Raibler Schichten, diese bestehen aus Sandsteinen, Tonsteinen, Dolomiten, Kalken, Rauhacken und Gipsen (Ampferer, 1905).

Durch Einsetzen der Raibler Schichten startet laut Jerz (1966) die obere Trias. Das gesamte ladinische Relief wurde von den Raibler Schichten bedeckt, dadurch wurden die darunterliegenden Einheiten von diesen plombiert (Brandner & Poleschinski, 1986). Von Jerz

(1966) wurden die Raibler Schichten in verschiedene Horizonte gegliedert und später von Brandner & Poleschinski (1986) definiert:

- Untere Schiefertons-Sandstein-Subformation.
- Untere Karbonatgesteins-Subformation
- Zweite Schiefertons-Karbonat-Subformation.
- Mittlere Karbonatgesteins-Subformation.
- Dritte Schiefertons-Sandstein-Karbonat-Subformation.
- Obere Karbonatgesteins-Subformation.

An den Wettersteinkalk schließen dunkle 10 bis 20 cm mächtige sandige Tonschiefer an, wobei nach Ampferer (1944) in der Mieminger Kette direkt an den Wettersteinkalk eine Brekzie anschließt. Diese besteht aus Wettersteinkalkbruchstücken und bildet die unterste Raibler Schicht. Nun folgen laut Zacher (1964) grünlich-graue, cm- bis dm-gebankte Quarz-Psammite, die rostbraun anwittern.

Den mittleren Teil der Raibler Schichten bzw. die Mittleren Raibler Schichten bilden laut Ampferer (1905) dunkle Mergel, Miller (1965) jedoch beschreibt den mittleren Teil der Raibler Schichten als 15 bis 35 cm dicke, dicht- bis feinkörnige Kalke mit einer hellgrauen Eigenfarbe, angewittert überzieht sie eine ockerfarbene Rinde (Miller, 1965). In ungestörten Profilen der Raibler Schichten befinden sich Rauhwacken und Gips am Top dieser. *„Außerdem kommen zellig verwitternde Dolomite vor. Feinschichtung in den Rauhwacken geht auf dünne tonige oder bituminöse Lagen zurück.“* (Miller, 1965)

Als oberste Lage der Raibler Schichten liegt in der Mieminger Kette wiederum eine Brekzie vor, bestehend aus Dolomitkomponenten (Ampferer, 1905).

Beobachtungen im Gelände

Durch Störungen stark deformiert, wurden am Stöttltörl und dem Hölltörl dextral verschleppte Obere und Untere Raibler Schichten angetroffen, Quarz-Psammite wurden jedoch im Gelände nicht aufgeschlossen vorgefunden. Dabei ist zu erwähnen, dass die Gesteine durch die nachträgliche Deformation der Höllverschleppungszone im Feld kaum zu unterscheiden sind. So wurde am Stöttltörl löchriges, teilweise schlecht gebanktes, dolomitisiertes und gelblich angewittertes Gestein vorgefunden (siehe Abbildung 18), das nach oben hin immer kompakter und besser gebankt werden. Wie in der Literatur beschrieben, sind diese Dolomite feingeschichtet und besitzen eine gelblich-graue oder blau-graue Eigenfarbe. Die

2 Stratigraphie der Nördlichen Kalkalpen

vorgefundenen Aufschlüsse sind aus den o.g. Gründen nicht eindeutig der Oberen oder Unteren Raibler Schicht zuzuordnen. Da die Mittleren Raibler Schichten entsprechend der Beschreibung von Miller (1965) am Stöttltörl und am Hölltörl, nahe des Riffltales, als ockerfarben angewitterte Kalke mit hellgrauer Eigenfarbe aufgeschlossen angetroffen wurden, und die von Ampferer (1905) beschriebenen Mergel nicht im Felde gefunden wurden, werden die Untereinheiten nach Miller (1962a) als Beschreibungen verwendet. Direkt am Stöttltörl wurden gipshaltige Rauhwacken angetroffen.



Abbildung 18: Gelblich angewitterte Raibler Rauhwacken am Stöttltörl

2.1.8 Hauptdolomit

Stratigraphische Reichweite

Nor bis untere Rhät-Grenze (Brandner, 1984).

Untergrenze

Aufgeschlossen vorgefunden wurde nur ein tektonischer Kontakt, in Form von Brekzien bestehend aus Hauptdolomit, welche Ampferer (1905) zu den Oberen Raibler Schichten zählen, welche direkt in gut gebankte Dolomitbänke übergeht.

Obergrenze

Der Hauptdolomit geht durch Einschaltung von Kalkbänken in den Plattenkalk über. Die Grenze wird mit dem Überwiegen der Kalkbänke gezogen (Czurda, 1973).

Verbreitung im Untersuchungsgebiet

Der Hauptdolomit wird in dem untersuchten Gebiet nur im Südteil angetroffen, am Nisskogel, am Jöchle, an der Wankspitze, am Höllkopf und am Hohen Kopf.

Mächtigkeit

Die Mächtigkeit kann bis zu 2000 m einnehmen, im Gelände waren es jedoch bis zu 1400 m.

Fossilienführung

Es wurden keine Fossilien angetroffen.

Gesteinsbeschreibung

Abgelagert wurde der Hauptdolomit nach einer Regression im Inter- bis Supratidalbereich eines geschlossenen Plattformbereiches (Tollmann, 1976a). Fossilarmut und die frühdiagenetische Dolomitisierung weisen auf diesen Flachwasserbereich hin (Fruth, 1982, und Fruth & Scherreiks, 1984). Der Hauptdolomit weist eine weiße bis graue Anwitterungsfarbe auf und besitzt eine hellgraue bis dunkelgraue Eigenfarbe. Sehr charakteristisch ist ein bituminöser Geruch nach dem Bruch.

Beobachtungen im Gelände

Der Hauptdolomit ist leicht im Gelände anzusprechen, da seine weißgraue Verwitterungsfarbe (am frischen Bruch dunkelgrau) und sein nach dem Anschlag bituminöser Geruch ihn eindeutig identifizieren.

Nach der Klassifikation nach Dunham (1962) wird der Hauptdolomit als Mudstone gezählt.

Es ist ein sehr gut gebankter Dolomit, zum Teil besitzt er eine feine Lamination. Im gesamten südlichen Gebiet konnten Mergellagen zwischen den Schichtfugen angetroffen werden, am deutlichsten im südlichen Bereich des Nisskogels und am Lichtenwald. Der Hauptdolomit kann allerdings auch durch starke tektonische Überprägung das Aussehen von massivem Fels annehmen (siehe Abbildung 19).



Abbildung 19: Die Wände der Wankspitze werden vom Hauptdolomit gebildet, das Foto zeigt den Klettersteig der Wankspitze

2.2 Gesteine der Kreide

Als einzige in der Unterkreide abgelagerte Einheit wurde im Projektgebiet die Schrambach-Formation aufgeschlossen angetroffen.

2.2.1 Schrambach-Formation

Stratigraphische Reichweite

Vom Ende des Oberjura bis in die Mittlere Unterkreide reichend (Faupl et al., 2003).

Untergrenze und Obergrenze

Wurden im Feld nicht angetroffen. Die Schrambach-Formation wird südlich der Ehrwalder Alm tektonisch von der Inntaldecke überlagert.

Verbreitung im Untersuchungsgebiet

Sie konnte nur im Norden des Gebietes am Geißbach und unterhalb der Langen Lähn und am Rotschrofen am Marienbergjoch aufgeschlossen vorgefunden werden.

Mächtigkeit

Konnte im Gelände nicht festgestellt werden, laut Kreidl (2015) 250 m.

Fossilführung

In dem Gestein sind Radiolarien, Wühlgänge, Abdrücke von Ammoniten und Aptychen zu sehen.

Gesteinsbeschreibung

Nach Rasser et al. (2003) wurden die Sedimente der Schrambach-Formation in tiefmarinen Becken abgelagert, unterhalb der ACD (Aragonitkompensationstiefe). Die Schrambach-Formation ist mehr oder weniger mikritisch, mit einer Abfolge aus Kalk und Mergel, wobei der Mergel in Richtung Hangendes zunimmt und Sandsteinlagen hinzutreten. Diese wurden nach Wagreich (2001) durch Turbidite in das distale Becken geschüttet.

Beobachtung im Gelände

Im Gelände wurde die Schrambach-Formation als Sandstein mit leicht grünlich gefärbte, tonig-siltige Mergelkalke mit turbititischen Einschaltungen vorgefunden. Am Kontakt zum Wettersteinkalk zeigte er eine leichte Rotfärbung (siehe Kapitel 2.1.6).



Abbildung 20: Siltige Mergelkalke der Schrambach Formation (Fotos von Faupl, 2003)

3 Quartärgeologischer Überblick

Das Projektgebiet ist stark durch quartäre Einflüsse geprägt. Dabei spielen Wasser, Eis, Schnee und Verwitterung die größten und wichtigsten Faktoren. Ebenso wurde das heutige Landschaftsbild stark durch Vergletscherungen gezeichnet, wobei besonders die letzten Eiszeiten hier hervorzuheben sind.

Während des letzten Würm-Höchststandes (Abbildung 21) erstreckte sich im gesamten Gebiet ein Eisstromnetz, in welchem nur die höchsten Gipfel als Nunataker aus dem Eis aufragten (Klebelsberg, 1935).



Abbildung 21: Die Ostalpen in der letzten Eiszeit (von Husen, 1987), rot gekennzeichnet das Kartiergebiet

Trotz der Eigenheit der „Kalkalpengletscher“ wurden ihr Fließverhalten und ihre Fließrichtung stark vom zentralalpin gespeisten Ferneis geprägt. (Klebelsberg, 1935). Entlang der großen Täler (z.B. Inntal) wurden sie durch das Ferneis behindert und dabei hoch aufgestaut. Erst im Zuge des großen Rückschmelzens sind die Gletscher der Nördlichen Kalkalpen selbstständig geworden (Klebelsberg, 1935). Die heutige Vergletscherung der Kalkalpen beschränkt sich nur noch auf kleinere Vorkommen in durch Form und Exposition begünstigten Lagen. Heute finden sich nur mehr spärliche Eisreste innerhalb des Kartiergebietes (siehe Abbildung 23).

3.1 Glaziale Geländeformen und Ablagerungen im Kartiergebiet

Die Morphologie des Kartiergebietes ist sehr stark geprägt durch quartäre Einflüsse.

Die reichlich junge Schuttbildung hat die glazialen Formen teilweise verwischt. Trotzdem bezeugen Gletscherschliffe, wie unterhalb des Drachenkopfes (2302 m) und an der Marienbergspitze (2561 m), sowie verschiedene Kare, wie das „Brendlkar“ unterhalb der Mitterspitzen (2688 m und 2701 m), von einer glazialen Überprägung. Ebenso finden sich Moränenablagerungen unterhalb des Schartenkopfes (2332 m), der Tajaköpfe (2408 m und 2450 m) und auf der Verebnung um den Brendlsee. Daneben stellen auch die überschliffenen Rundformen am Drachensee- (1874 m) und dem Brendlsee (ca. 1900 m) glaziale Morphologie dar.



Abbildung 22: Tajakopf im Hintergrund, in der Talsenke zu erkennen Moränenmaterial und Seesedimente

3.1.1 Moränen

Dieses Sedimentmaterial stammt aus den letzten Eiszeiten, wobei der Großteil Europas unter einer Eis- und Schneeschicht begraben war. In Tirol betrugen die damaligen Überlagerungsmächtigkeiten dieser Gletscher mehrere 100 m. Durch dieses Gewicht wurde das darunterliegende Material teilweise stark konsolidiert. Moränenmaterial ist deutlich zu erkennen an seinen Komponenten, meist gekritz, chaotisch gelagert und mit teilweise geknackten Klasten. Ebenso ist das Gefüge charakteristisch, da es chaotisch und matrixgestützt ist.

Im Kartiergebiet findet man mächtige Moränenwälle und Grundmoränen. Nach Senarclens-Grancy (1939) handelt es sich dabei um fast völlig frische und junge („1850“er) Moränenwälle. Kleine Moränenwälle befinden sich ebenso östlich der Seebenalm, Moränenmaterial ohne Wallform befindet sich am Schwärzkar und an der Sonnenspitze.

Diese Moränenablagerungen befinden sich auf ca. 2250 m. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass während der Stadiale und auch in den Interstadialen dort teilweise gering mächtige Gletscher vorherrschten. Die Mieminger Kette besitzt durch seine hohen und permanent schattenspendenden Felswände viele Schattenflecken an den Nordhängen. Daher kann angenommen werden, dass sich durch die Speisung dieser Flecken in dieser Region größere Vergletscherungen während der Stadialen und kleinere Gletscher während der Interstadiale befunden haben.

Im Igelskar findet man neben den Wallformen auf über 2000 m eine große, relativ homogene Schuttmasse. Es handelt sich bei der Größe der Komponenten um die Kategorie grobes Blockwerk, welches sich deutlich von dem kleineren Moränenwallmaterial absetzt. Der Karboden wiederum bildet einen scharfen Kontrast zu dem umgebenden Material (siehe Kapitel 4). Diese Wallformen weisen eine ähnliche Struktur wie die am Brendlkar und östlich des Wamperten Schrofen vorgefundenen glazialen Formen auf. Sie sind der Würm-Eiszeit zuzuordnen (Senarclens-Grancy, 1939)

Da im Igelskar keinerlei Bäche den Abtransport von Material begünstigen, kann angenommen werden, dass seit der letzten Eiszeit keinerlei Material von dort wegbewegt wurde. Im Nordosten des Tajakopfes konnte ein kleiner Uferwall vorgefunden werden (Abbildung 23).

Sehr schön ausgeprägte zungenförmige Moränen findet man auch am Drachensee, am Südrand auf ca. 1900 m. Am Drachensee konnte festgestellt werden, dass das Felssturzmaterial stärker bewachsen ist als das Moränenmaterial. Es ist davon auszugehen, dass das Felssturzmaterial wahrscheinlich auf einer Masse aus Eis und Schnee abgelagert wurde.

3 Quartärgeologischer Überblick

Auffällig ist, dass im Bereich des Seebensees und des Drachensees keinerlei Stirnwälle mehr vorhanden sind bzw. nicht vorgefunden werden können. Auch die Moräne an der Coburger Hütte ist keine Endmoräne, denn dabei handelt es sich laut Senarclens-Grancy um eine „*Gruppe von Mittelmoränen, welche durch Steilhänge im N und S begrenzt und nach Art eines Stirnwalles scharf abgeschnitten sind*“ (Senarclens-Grancy, 1939)

Da von der Coburger Hütte nach Westen kein Moränenwall vorgefunden werden kann, wird angenommen, dass sich die jüngeren, stadialen Gletscher bis mindestens zum Seebensee erstreckten. Allgemein kann zu dem Gebiet festgelegt werden, dass sich in den Hochkaren ein großer Wallreichtum befindet. Ein Beispiel für eine Endmoräne mit ihren verschiedenen Gletscherrückzugstadien lässt sich am Schwärzkar erkennen. Sehr deutlich sind dort die sichelförmig gebogenen Wälle verschiedener Seitenmoränen zu sehen. Die Grundmoräne selbst ist nicht zu erkennen, wobei angenommen werden kann, dass diese unter rezentem Hangschutt verborgen ist. Auf dem Weg von der Coburger Hütte zur Marienbergspitze kann an den Felswänden noch der Gletscherschliff erkannt werden.

Im südlichen Bereich des Kartiergebietes konnten keine Moränenablagerungen vorgefunden werden.

Zwei Toteislöcher befinden sich ebenfalls im Kartiergebiet. Beide sind das ganze Jahr wasserführend. Das erste ist der sogenannte Brendlsee, östlich des Tajakopfes, das zweite Toteisloch befindet sich westlich davon, oberhalb des Drachensees. Sie sind die letzten noch wasserführenden Toteislöcher im Gebiet. Allgemein ist die Landschaft mit ihren Senk- und Hochzonen stark von fossilen Toteislöchern gestaltet.

3 Quartärgeologischer Überblick

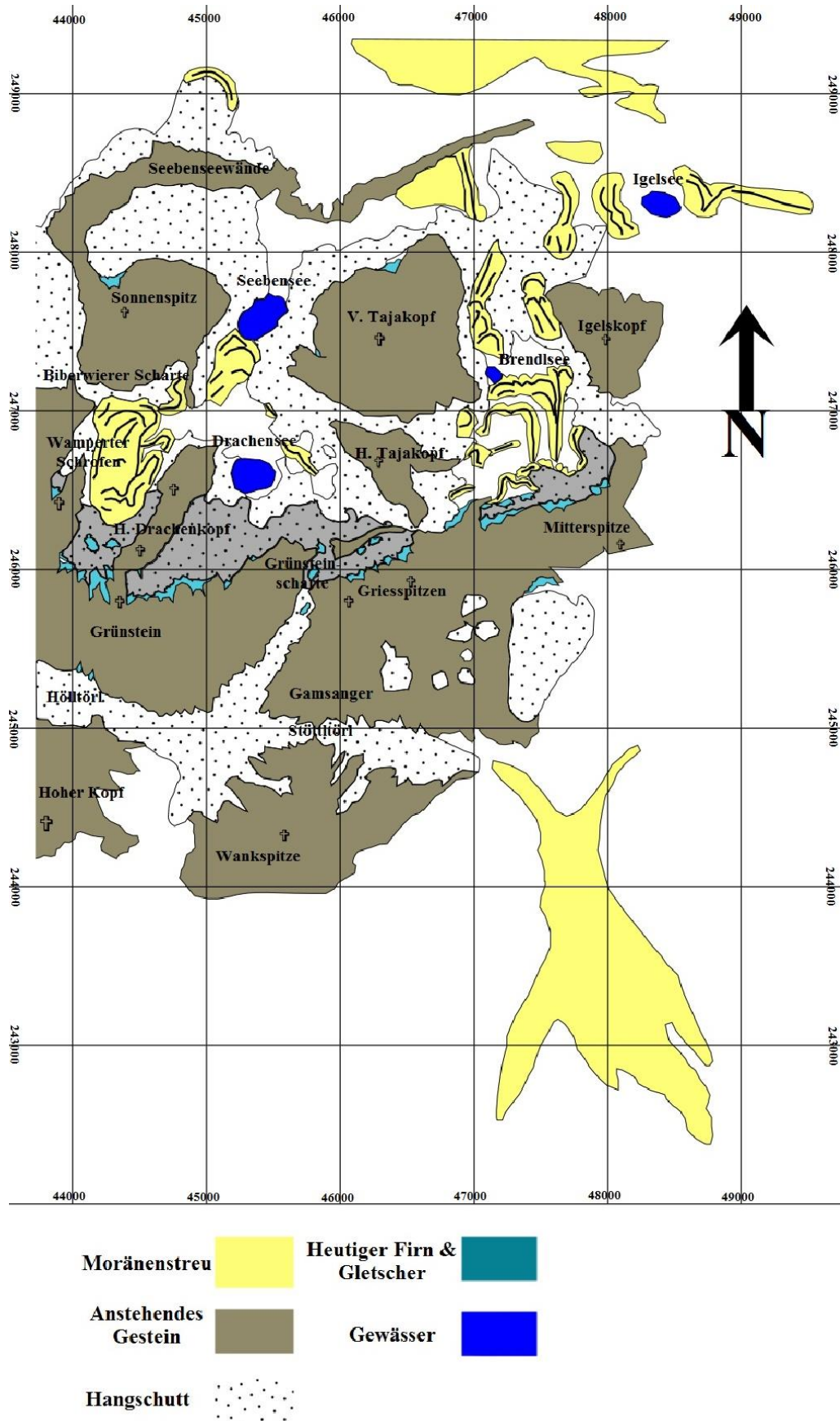


Abbildung 23: Quartärgeologische Kartierung 1:25.000

3.1.2 Hang- und Murschutt

Circa 30 % des kartierten Gebietes sind geprägt von Schuttschürzen und Talushängen. Hierbei dominieren die Schutthänge gegenüber den felssturzdominierten Talushängen. Die Talusfächer weisen oft auf tektonische Störungs- bzw. Schwächezonen im Gestein hin (Sanders, 2011).

Ebenso wird durch Frostsprengungen weiteres Material permanent hinzugefügt. Frostsprengung entsteht, wenn in Klüfte oder Mikrorisse Wasser eindringen kann und es dort gefriert. Damit wird das Volumen vergrößert, es kommt zu einer ca. 9 % Volumenzunahme bei der Aggregatsumwandlung von Wasser (0°) zu Eis.

Ein Teil der Schuttfächer besitzt eine Decke von Vegetation, dies weist auf Inaktivität bzw. länger zurückliegende Aktivität hin. An den Bergflanken befinden sich im Gegensatz dazu aktive Talushänge, welche sich noch im Aufbau befinden. In der Aufschlusskarte (siehe Anhang) werden diese zusammengefasst. Auf den Talushängen kann eine deutliche gravitationsbedingte Sortierung des Materials erkannt werden. Die Hangneigung beträgt im Durchschnitt 50°, wobei einige Hänge unter einer 5 cm dicken Geröllschicht teilweise stark verfestigt sind und eine Neigung von bis zu 35° aufweisen. Diese sehr hohen Hangneigungen führen zu einer kriechenden Bewegung des Hangschuttes.

Im Bereich der Seebenseealm befindet sich ein Murschuttfächer, welcher aus mehreren *debris flows* (sogenannten Trümmerströmen) entstanden ist. Bei der Entstehung von einem Debriten spielt der Reibungswinkel, welcher mit Hilfe von Wasser unterschritten wird, es kommt zum sogenannten „Ausfließen“, eine große Rolle. Das von den Wänden abgebrochene Material prägt die „Talböden“ und kann hier Größtenteils dem Wettersteinkalk zugeordnet werden.

Eine Besonderheit wurde am Ostufer des Drachensees entdeckt: Es handelt sich um eine, laut Wolkersdorfer (1989) 40 m mächtige Brekzie, die erst nach eingehender Literaturrecherchen zugeordnet werden konnte. Wolkersdorfer nannte diese Brekzie 1989 „Brekzie am Drachensee“ und beschreibt sie als Brekzie mit schlecht gerundeten Komponenten, bestehend aus „*Alpinem Muschelkalk (75 %), ebenfalls hellgrauem Wettersteinkalk (14 %), dunkelbraungrauem Kalkstein der Reichenhaller Schichten (7 %), sowie einigen unklassifizierbaren Fragmenten (4 %) die durch Karbonatausscheidungen (Kalksinter) fest miteinander verbacken sind. [...] Aufgrund dieser Hinweise lässt sich auf eine geringe Transportweite der Klasten schließen. [...] Da die Breccie von einer 1—5 m mächtigen, unverfestigten Geröllschicht bedeckt ist, kann davon ausgegangen werden, dass die Bildung der Breccie heute nicht mehr stattfindet*“ (Wolkersdorfer, 1989).

3 Quartärgeologischer Überblick

Aufgeschlossen konnte 2015 jedoch nur ein 5-7 m mächtiger Bereich direkt am Drachensee vorgefunden werden, welcher eine Zusammensetzung, bestehend aus Reichenhaller Schichten, Steinalmkalken und Wettersteinkalk besitzt. Oberhalb dieser Brekzie konnten fluviatile Ablagerungen vorgefunden werden, wodurch das genauere Ausmaß bzw. Mächtigkeit nicht direkt bestimmt werden konnte.



Abbildung 24: Brekzie am östlichen Drachensee, vorgefunden an einem kleinen Zulauf, von dem H. Tajakopf.



Abbildung 25: teilweise unverfestigte Brekzie am östlichen Drachensee, ca. 20m oberhalb Abbildung 24

Diese Brekzie besteht aus grobkörnigem Sedimentgestein, verfestigtem Schutt aus eckigen Bruchstücken, teilweise mit einer leichten Rundung. Die Komponenten der Brekzie bestehen aus den umgebenden anstehenden Gesteinen der Reichenhaller Schichten, Virgloria-Formation, Steinalm-Formation, Reiflinger-Formation sowie des Wettersteinkalkes. Mit hoher Wahrscheinlichkeit ist zu vermuten, dass die Komponenten aus den verschiedenen umgebenden Störungszonen stammen. Die cm bis dm großen Komponenten werden durch ein kalkiges Bindemittel verfestigt. Wobei an dem aufgeschlossenen Bereich keine Sortierung und keine Schichtung vorgefunden werden konnte. Als Ursprung des Bindemittels konnte eine ca. 20-50 m, geographisch gesehen östlich befindende, oberhalb gelegene Quelle (siehe Abbildung 24, an deren Abflussrinne vorgefundene Brekzie) festgelegt werden, welche gelösten Kalk hangabwärts Richtung Drachensee transportiert und dort in den Hangschutt einfließt. Die Brekzie wurde als Gehängebrekzie bezeichnet.

3.2 Hydrogeologie

Zwei große Seen prägen das kartierte Gebiet, der auf 1675 m (Wasserspiegel) gelegene Seebensee und der oberhalb gelegene Drachensee (ca. 1910 m Wasserspiegel). An beiden Seen treten limnische Sedimente auf. Östlich oberhalb des Drachensees gelegen befindet sich eine Verebnung. Auf der unter dem Namen „Fußballplatz“ bekannten Fläche konnten limnische Sedimente nachgewiesen werden. Der dort liegende Moränenwall bildete einen Stausee, welcher später erodierte und auslief. Zurück geblieben ist heute eine verlandete, einige Dezimeter hoch mit Kalkschlamm und toniger Erde verfüllte Fläche. Diese wird während der Schneeschmelze mit wenigen Zentimeter Wasserspiegel gefüllt, jedoch ist das Gestein dort stark verkarstet und entwässert in wenigen Stunden in den Drachensee. Kluftentwässerungen lassen sich auch nahe des Brendlsee und des Drachenkopfes im Gelände beobachten, siehe Abbildung 29.



Abbildung 26: Limnische Sedimente auf 1973 m am sogenannten „Fußballplatz“, im Hintergrund das Tajatörl

Das gesamte Gebiet um die beiden Seen ist ein Wasserschutzgebiet, da es die Trinkwasserversorgung von Ehrwald darstellt. Hierbei sind die Schichten des Wettersteinkalkes und die Morphologie des Geländes eine bestimmende Größe in Bezug auf die unterirdische und oberirdische Entwässerung.

Der Wettersteinkalk ist ein guter Leiter für Wasser, da er meist stark geklüftet oder verkarstet ist. Verwerfungen am Hangfuß lassen Quellaustritte zu. Das Einfallen der Schichten des Wettersteinkalkes ist ebenso von Bedeutung, da sie dem Abfluss, wie die wasserstauenden Schichten, eine Richtung aufzwingen. Im Kartiergebiet fällt der Wettersteinkalk im südlichen Bereich großteils Richtung Ehrwald ein (siehe Profile und siehe Anhang), daher wird auch das Wasser in diese Richtung geleitet. Die Abbildung 27 zeigt das Abflussverhalten um den Brendlsee und den Drachensee, welche beide in Richtung Norden entwässern.

3 Quartärgeologischer Überblick

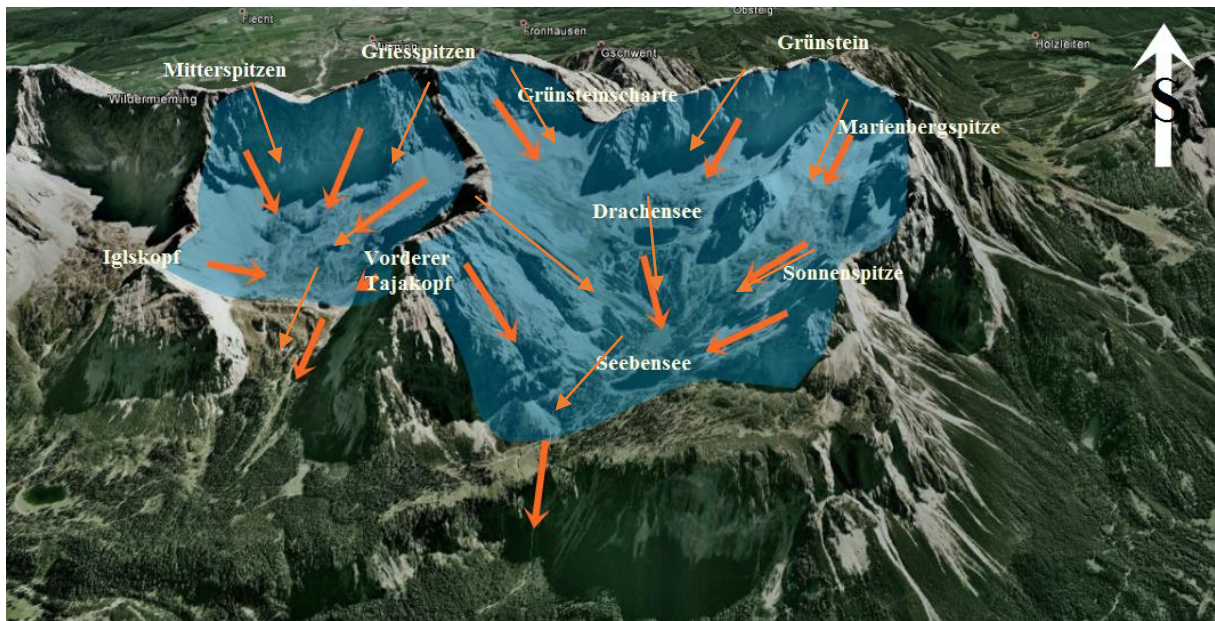


Abbildung 27 Wasserabfluss um den Seebensee und den Drachensee (modifiziert nach pers. Mitt. Gde. Ehrwald, 2014), wobei der Abfluss um den östlich gelegenen Brendlsee unterirdisch von statten geht.

Diese gefassten Quellen befinden sich außerhalb des untersuchten Gebietes und wurden von der Gemeinde Ehrwald (Amtsleiter Herr Fuchs) nördlich unterhalb der Mieminger Kette, südlich vom Ortsteil Hof bestätigt.



Abbildung 28: Gefasste und ungefasste Quellen im Bereich des Lehnberghauses

Auf der Südseite des Kartiergebietes konnten hingegen vermehrt gefasste und ungefasste Quellen (Abbildung 28) vorgefunden werden, des Weiteren betreibt die TIWAG nahe der Lehnberghauses ein Laufkraftwerk.

Als weitere hydrogeologische Beobachtung wurden im Untersuchungsgebiet, wie in den Kalkalpen verbreitet, an Wasseraustritten im Bereich von Klüften sogenannte Tintenstriche beobachtet werden. Lüttge (1997) definiert Tintenstriche als Cyanobakterien als typische Ubiquisten, welche auf der ganzen Welt verbreitet sind. Sie sind eine gallertartige Masse oder

3 Quartärgeologischer Überblick

fädige Überzüge in Gewässern, feuchter Erde und am Felsen. Die Cyanobakterien zählen zu den Pionierpflanzen, da sie sich vor den Flechten ansiedeln und stellen deren Algenkomponenten. In den Alpen sind sie am häufigsten am Kalkgestein, an Abläufen von Wasserrinnsalen zu finden. Cyanobakterien ernähren sich durch Photosynthese, daher sind sie häufig auf Sonnenhängen bzw. sonnigen Felswänden anzutreffen (siehe Abbildung 29). Im Gebiet um die Mieminger Kette sind sie häufig am Wettersteinkalk anzutreffen. Vom Weiten her können sie leicht mit einer feuchten Stelle verwechselt werden. Erst durch näheres Begutachten, bzw. Berühren der Oberfläche (Schleim ähnliche Substanz) kann der Unterschied festgestellt werden.



Abbildung 29: Tintenstriche am Vorderen Drachenkopf

4 Geologische Gebietsbeschreibung

4.1 Einleitung

Ampferer (1902) schrieb in der ersten Arbeit über das Gebiet, dass es sich bei der Struktur der Mieminger Kette um eine Antiklinal- und Synklinalstruktur handelt. Er definiert drei Antiklinalen und zwei Synklinalen, welche durch eine N-S-Einengung entstanden sind (Ampferer 1902 und 1905, Miller 1962a und 1962b) und gegen Westen von der Lechtaldecke abgeschnitten werden. Die Falten sind tektonisch stark eingengt und intern abgeschnitten worden (Miller, 1962b).

Die nördlichste Synklinale befindet sich am bzw. im Zunterkopfplateau. Die folgende Antiklinale liegt im Bereich der Sonnenspitze, an deren Südgrat sich bereits ein Teilfragment der nächsten Synklinale, von Miller (1952b) als „Mittlere Mulde“ bezeichnet, befindet. Durch eine Störung wurden ein Teil dieser Synklinale mit einem Antiklinalfragment der nachfolgenden Antiklinale in der Biberwierer Scharte zusammengeschoben. Miller (1965) beschreibt außerdem eine gestörte Antiklinale im Gebiet des Marienbergjochs, die südlich anschließende Synklinale befindet sich am Schartenkopf.

Laut Miller (1962b) ist die deutlichste Antiklinal-Synklinal-Struktur-Abfolge auf der Linie Marienbergspitzen-Rauer Kopf beobachtbar, jedoch kann das südlichste Teilfragment der Antiklinale nicht als solche angesprochen werden, da die Synklinale, welche sich in der Hinteren Drachenscharte und seiner Verlängerung im Wamperter Schrofen befindet, nach W hin von einer S-Aufschubung zerstört wurde (Miller, 1962b, und Becke, 1983).

Ferreiro-Mählmann & Morlok (1992) sehen keinen Zusammenhang der Antiklinalen: „[...] *der interne Bau [ist] so verschiedenartig, daß sich die Strukturen nicht alle verbinden lassen*“ (Ferreiro-Mählmann & Morlok, 1992).

Durch die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit wird jedoch in den nachfolgenden Kapiteln diese Annahme widerlegt. Die Theorien von Ampferer (1902) und Miller (1962a), die die vorliegenden Strukturen als ein zusammenhängendes Faltenkonstrukt beschreiben, können großteils bestätigt werden.



Abbildung 30: das Kartiergebiet vom Tajakopf aus Richtung Süd-West fotografiert, im linken Bildbereich der Drachensee und im rechten Bildbereich der Seebensee

Das gesamte Gebiet wird von mehreren N-S, sowie E-W verlaufenden Störungen durchzogen. Diese Störungen gliedert die westliche Mieminger Kette in verschiedene Segmente, anhand welcher die nachfolgende Gebietsbeschreibung erfolgt. Die Beschreibung erfolgt von Norden nach Süden zum Mieminger Hauptkamm. Die daran anschließende Störung („Höllscherzone“) wird ebenfalls detailliert beschrieben, da sie im Rahmen der Kartierung entdeckt wurde. Im letzten Unterkapitel wird der südlichste Bereich des Gebiets beschrieben, in dem die Hauptdolomit-Synklinale verläuft.

4.2 Allgemeine Gebietsbeschreibung

Die westliche Mieminger Kette wird dominiert von Störungssystemen und Großfaltenstrukturen (siehe Abbildung 31): Die Spuren der Faltenachsenebenen verlaufen E-W und werden von den Störungen segmentiert. Bei den NNE verlaufenden Störungen handelt es sich um sogenannte tear faults, welche die Achsenebenen der Faltenachsen versetzen. Jedoch ist im Gebiet deutlich zu erkennen, dass die Deckengrenze, sowie die Rücküberschiebungen davon nicht betroffen sind. Dadurch lässt sich eine Zeitliche Abfolge ableiten.

Für die nachfolgende Gebietsbeschreibung erfolgt zuerst eine allgemeine Erläuterung der verwendeten Begriffe/Abkürzungen:

Die nördlichste Faltenachsenebene ist die Hoher Gang-Sebenseewände-Synklinale (HGSW-Synklinale), welche vom Hohen Gang über die Seebenseewände verläuft. In südlicher Richtung folgt dann über den Wamperter Schrofen und den Drachenkopf zum Hinteren Tajakopf verlaufend die Wamperter Schrofen-Drachenkopf-Hinterer Tajakopf-Antiklinale (WDHT-Antiklinale), welche nördlich der Wamperter Schrofen-Drachenrücken-Tajatörl-Synklinale (WDRT-Synklinale) liegt. Diese verläuft über den hinteren Bereich des Wamperter Schrofens über den Drachenrücken, d.h. im Bereich zwischen dem Hinteren Drachenkopf und dem Mieminger Hauptkamm, zum Tajatörl. Von den Marienbergspitzen über den Grünstein entlang des Mieminger Hauptkammes zieht die Spur der Marienbergspitzen-Grünstein-Mieminger Hauptkamm-Antiklinale (MGSH-Antiklinale).

4 Geologische Gebietsbeschreibung

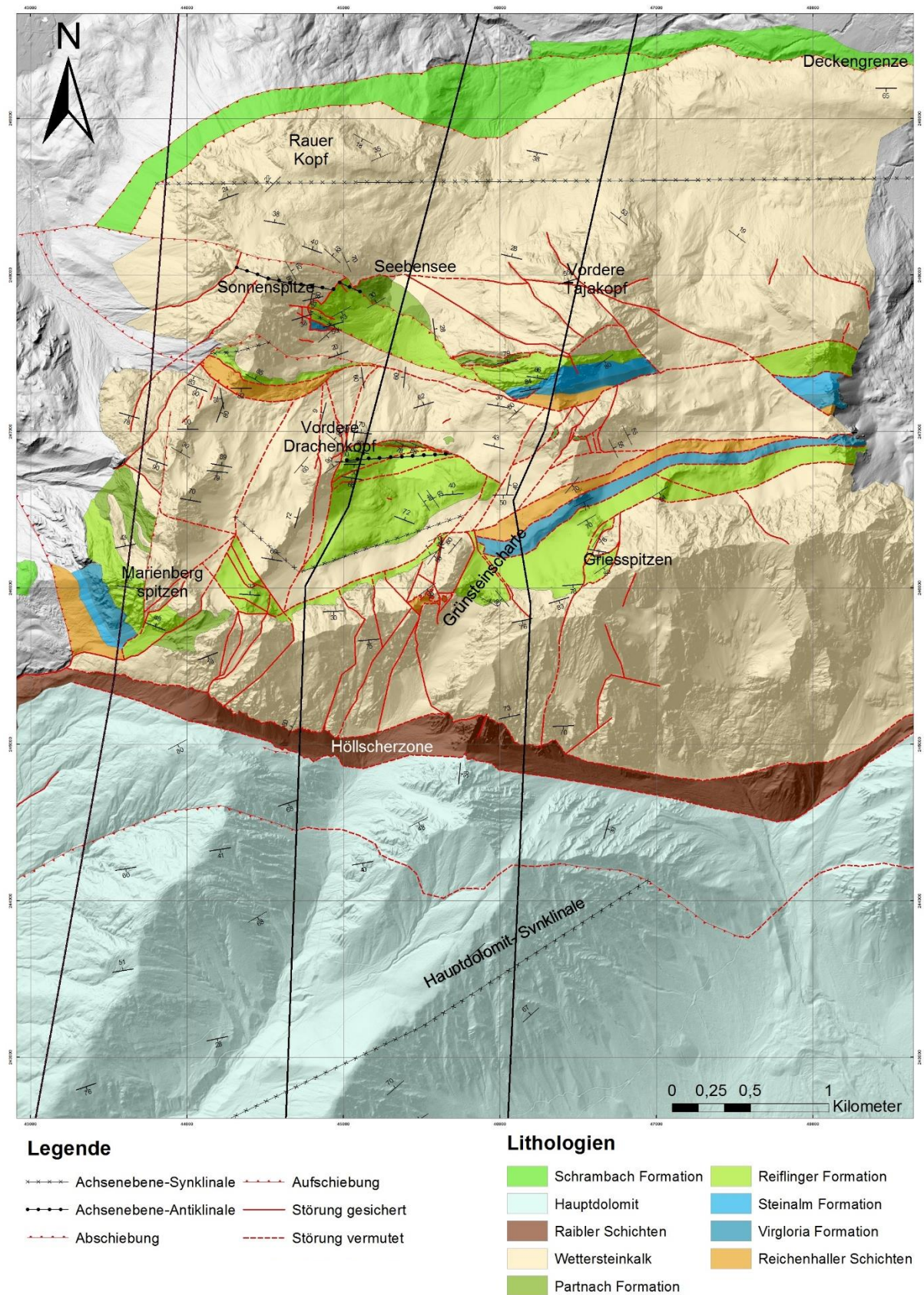


Abbildung 31: Geologische Karte des bearbeiteten Gebietes, mit beschrifteten Faltenachsenebenen

4.3 Deckengrenze

Das bearbeitete Gebiet wird im Norden und Westen von der Inntal-Lechtal-Deckengrenze begrenzt (siehe Abbildung 31). Dabei werden die Schichten der Trias von den Jungschichten unterlagert. Da während der Kartierung die Deckengrenze nicht angetroffen wurde, erfolgt hier eine Beschreibung des westlichen Bereiches am Fuß des Marienbergjoches nach Ortner (2016) und van Kooten (2016).

Am Nordrand der Mieminger Kette zieht sich von E nach W das mit Schutt bedeckte Gaistal. Im Norden dieses Tales befindet sich das Wettersteingebirge, wobei an dessen Südhang die tektonische Grenze zwischen dem Wettersteingebirge und der Mieminger Kette zu erkennen ist. Hier zieht sich aus dem Puitental heraus ein Band von Jungschichten, welches sowohl im Süden als auch im Norden von großen Bewegungsflächen begrenzt wird (Ampferer, 1902, Ampferer & Ohnesorge, 1924, Miller, 1965, und Kreidl, 2015). Die Puitentalzone wird als saiger stehende, isoklinal gefaltete bis S vergente Rhät- bis Kreideabfolge bezeichnet, die dem Vorbergzug nördlich vorgelagert ist (Miller, 1965).

Dieser Jungschichtenkomplex wurde von dem Mieminger Gebirge von Süden her überschoben. In der Mieminger Kette konnte der Jungschichtenkomplex nur im Norden unterhalb der Seebenseewände aufgeschlossen vorgefunden werden. Ampferer & Ohnesorge (1924) legen in ihrer Beschreibung zum Blatt Zirl-Nassereith nieder, dass unterhalb des Schachtkopfes (siehe Querprofile nach Ampferer & Ohnesorge, 1924, in Abbildung 63, Abbildung 65 und Abbildung 68), laut Aussage Dr. R. Lachmanns, in einem tiefen Bergbauschacht Juraablagerungen aufgeschlossen vorgefunden werden. In der Literatur gibt es unterschiedliche Interpretationen der Strukturen: Leuchs (1921 und 1927) und Heissel (1978) haben die Einmuldung des Seebenplateaus als westliche Verlängerung des Gaistales bzw. als N-Flanke einer Antiklinale, welche sich im Gaistal befindet, beschrieben. Miller (1962a) hingegen sieht in dem Gebiet den Rest der von Süden überschobenen Mieminger Antiklinale. Nach Becke (1983) jedoch hängen die nördliche Teil- (nach Miller 1962a) und die Gaistalmulde strukturell zusammen, während Ferreiro-Mählmann & Morlok (1992) statt einer Faltenstruktur vielmehr ein durch Störungen entstandenes Schichteinfallen beschreiben: Die *„Süd geneigte Schichtpakete im Norden des Seebenplateaus sind nicht mit einer Einmuldung zu erklären, sondern mit einer jungen Bruchtektonik, da Süd einfallende Bereiche Blockartig auftreten“* (Ferreiro-Mählmann & Morlok, 1992).

4 Geologische Gebietsbeschreibung

Im Gebiet westlich der Mieminger Kette wurde von Ortner (2016) und van Kooten (2016) die Gesteine (Kalksteine und Mergel) der Jungschichten aufgeschlossen vorgefunden. In Abbildung 32 wird verdeutlicht, dass die Faltenstrukturen der Jungschichten auf eine Nordwärts gerichtete Bewegung hindeuten.

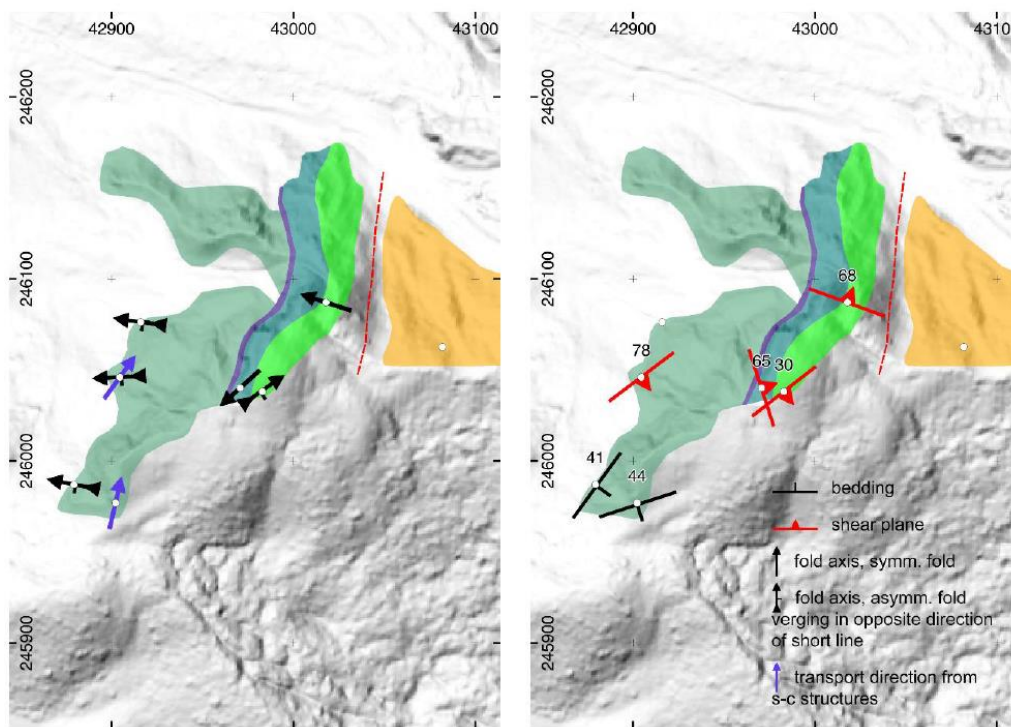


Abbildung 32 Kinematische Indikatoren im Jungschichten-Komplex am Marienbergjoch. Rechte Abbildung zeigt die Faltenachsen (gedreht in der Horizontalen) und Transportrichtungen der S-C-Strukturen. Linke Abbildung zeigt die Schichtung und die Scherebenen (Ortner, 2016)

Die Kleinfaltenstruktur zeigt im Jungschichtenkomplex zwei unterschiedliche Bewegungsrichtungen an (zwei unterschiedliche Faltenachsenebenen wurden vorgefunden). Dabei kam es zuerst zu einer NW-gerichteten Schubbewegung – van Kooten (2016) fand Strukturen zu dieser Bewegung in den Ammergau- und Schrammbach-Formationen. Die Faltenachsen dieser Falten verlaufen SW-NE.

„Der zweite Satz von Faltenachsen am Nordhang des Marienbergjochs taucht sanft W zu WNW ein und zeigt einen NNE-gerichteten Transport an. Dieser Satz von Falten bildete sich überwiegend im weniger kompetenten Allgäu Fm. Transportrichtungen der S-C-Strukturen im Allgäu Fm [...] stimmen mit dem zweiten Ereignis überein. Die kinematischen Indikatoren in

den Jungschichten am Marienbergjoch sind in Abbildung 33 zusammengefasst.“ (van Kooten, 2016)

Die westlich der Mieminger Kette vorgefundenen geologischen Strukturen können zusammenfassend einer Polyphasenverformung zugeordnet werden, welche, laut Ortner (2016) und van Kooten (2016), von mindestens zwei Bewegungsrichtungen beeinflusst wurde. Diese zeigen jedoch eine deutlich andere Ausrichtung der Faltenachsenebenen als in der Mieminger Kette. Ebenso wird die Deckengrenze von keiner Störungsstruktur der in der Mieminger Kette vorgefundenen Störungen versetzt. Dadurch kann angenommen werden, dass die Deckenüberschiebung jünger als das Störungssystem ist (Ortner, 2016, und van Kooten, 2016).

4.4 Hoher Gang, Vordere Tajakopf und Rauer Kopf

Datenauswertungen vom Hohen Gang, dem Seebenseeplateau, dem nördlichen Bereich des Vorderen Tajakopfes, dem Nördlichen Bereich der Sonnenspitze und den Seebenseewänden zeigen auf, dass es sich um eine Synklinale handelt (siehe Abbildung 33). Das entspricht teilweise der These Millers (1962a), der den Bereich als Schenkel einer Antiklinale definiert.

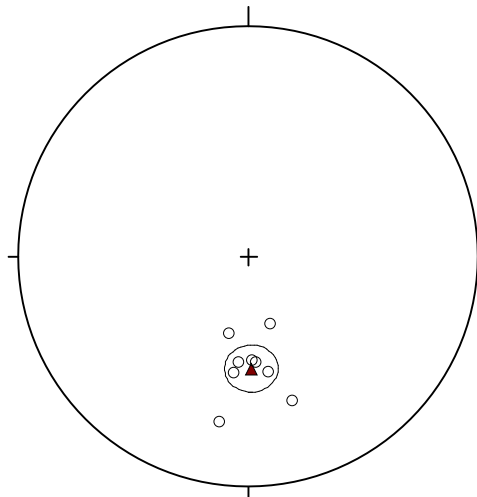


Abbildung 33: Clusterdarstellung der Flächenpole (Kreise) mit berechnetem Mittelwert (rotes Dreieck) und Kleinkreis, der Orientierung der Schichtung am nördlichen Vorderen Tajakopfes

Als *Hoher Gang* wird der Weg von der Talstation der Ehrwalder Almbahn zum Seebensee bezeichnet. Dieser Weg führt teilweise über die Seebenseewände. Die Schichten entlang dieses Weges fallen flach südwärts (siehe Abbildung 34) ein. Sie bilden den Nordschenkel der HGSW-Synklinale (siehe Abbildung 35).

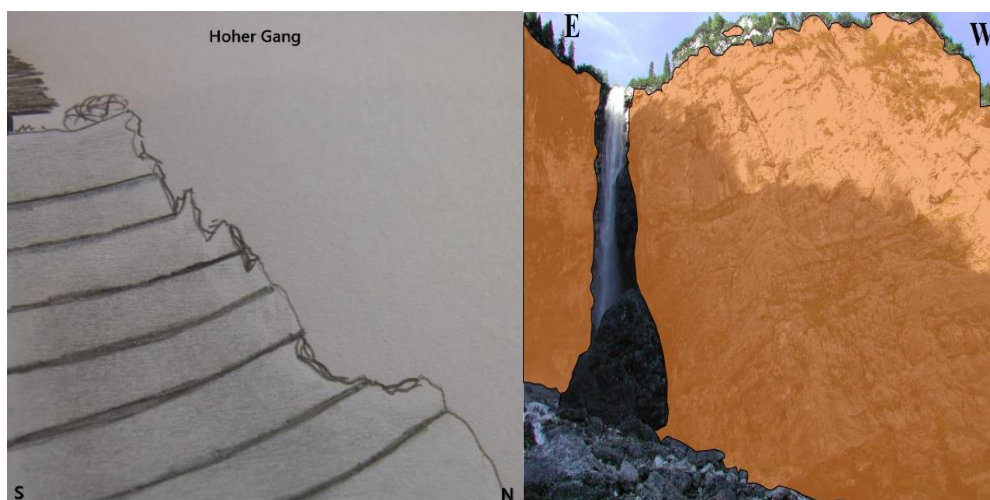


Abbildung 34: Links: Skizze der Seebenseewände am Hohen Gang. Rechts: der Wettersteinkalk (orange markiert) der Seebenseewände am Seebenseewasserfall

4 Geologische Gebietsbeschreibung

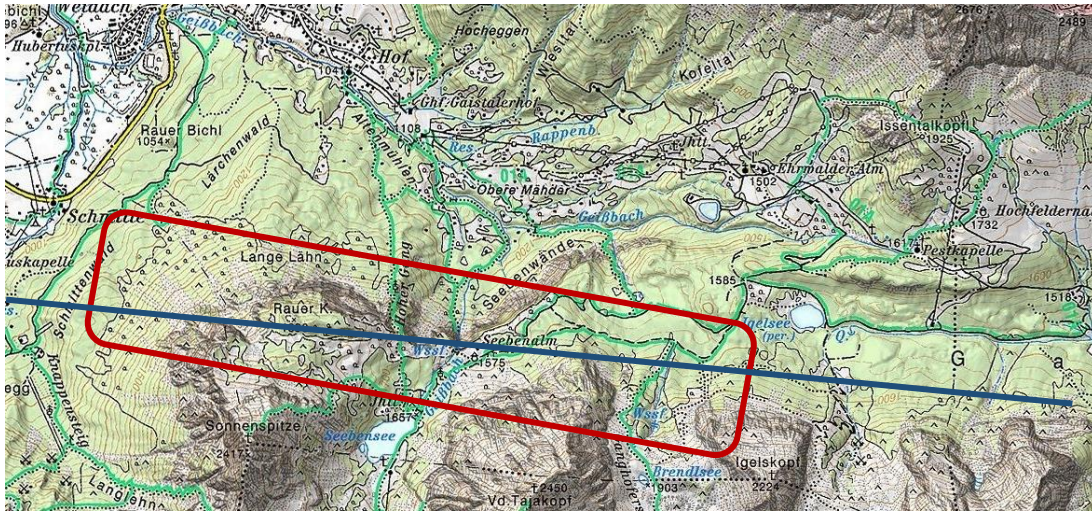


Abbildung 35: Geographische Lage des im Kapitel beschriebenen Gebietes (rot umrandet) und der ungefähren Spur der HGSW-Synklinale (blaue Linie)

Die Synklinale umfasst die Schichten des Wettersteinkalkes und der Reiffling-Formation, welche oberhalb der Deckenüberschiebung liegen. Erst südlich des Seebensees können die Schichten der Partnach-Formation aufgeschlossen vorgefunden werden. Durch die im Gelände vorgefundenen Störungen im Gelände kann angenommen werden, dass die Schichtabfolge südlich des Seebensees bis zur Deckengrenze die Partnach-, Reifflinger-, Steinalm-, Virgloria- und Reichenhall-Formationen umfasst.

Im Nordbereich des Seebensees wird die HGSW-Synklinale mehrfach durch Abschiebungen versetzt (siehe Profil 3). Es ist anzunehmen, dass diese nur bis an die Deckengrenze reichen und nach der Verfaltung durch eine Seitenverschiebung mit einem horizontalen Versatz entstanden sind. Den Großteil der Sonnenspitze macht ein massiger Wettersteinkalk aus. Am östlichen Hangfuß der Sonnenspitze, Richtung Seebensee, konnten Steinalmkalke aufgeschlossen angetroffen werden. Zwischen diesen wiederum sind Reifflinger Kalke aufgeschlossen, welche durch Abschiebungen hineingeschoben wurden. Die an dem östlichen Hangfuss der Sonnenspitze gemessenen Mittelwerte korrelieren mit den Werten, welche am Vorderen Tajakopf gemessen wurden (siehe Kapitel *Profil 1*).

Im Norden des Vorderen Tajakopfes fällt der Wettersteinkalk flach nach NNE ein (Mittelwert aller Messungen, berechnet mittels Fisher-Statistik, 359/51, siehe Abbildung 33). Desto weiter man den Vorderen Tajakopf nach Süden hin erklimmt, umso steiler werden die Schichten des Wettersteinkalkes.

4.5 Sonnenspitze und Hinterer Tajakopf

Die Spur der Faltenachsenebene der WDHT-Antiklinale liegt unterhalb des Tajakopfes und umfasst die gesamte Triasabfolge bis zum Wettersteinkalk, die Schichten der Abfolgen konnten im Gelände am Übergang zwischen dem Vorderen Tajakopf und dem Hinteren Tajakopf aufgeschlossen vorgefunden werden. Im Großteil des in diesem Unterkapitel beschriebenen Gebietes (siehe Abbildung 36) jedoch wurden die gesamten Schichtenabfolgen durch Störungen versetzt und konnten daher nicht im Gelände vorgefunden werden.

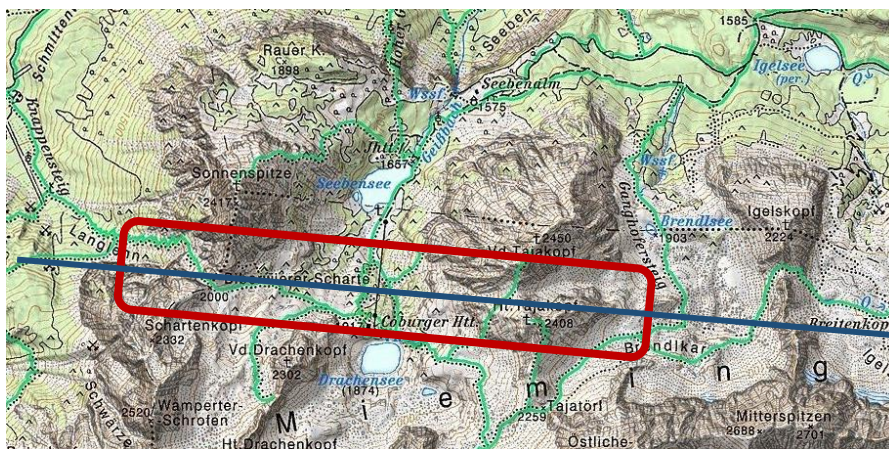


Abbildung 36: Geographische Lage des im Kapitel beschriebenen Gebietes (rot umrandet) und der ungefähren Spur der WDHT-Antiklinale (blaue Linie)

Der Wettersteinkalk ist im Bereich der Westhänge der Tajaköpfe massig, sodass eine Feststellung der Schichtung erschwert ist. Am Vorderen Tajakopf konnten im mittleren Bereich (auf einer Höhe von 2100 m) jedoch Schichten mit einem mittleren Einfallen nach NNW gemessen werden. Die entnommen Messdaten an den Tajaköpfen zeigen eine Faltenstruktur, deren berechnete Faltenachse in Abbildung 37 dargestellt wird.

4 Geologische Gebietsbeschreibung

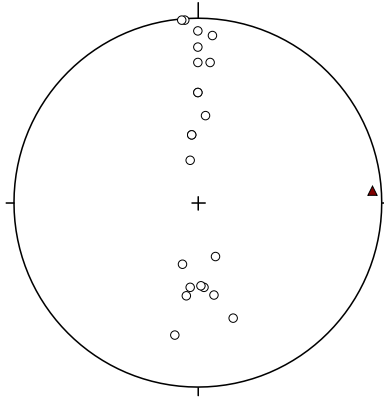


Abbildung 37: Flächenpoldarstellung der Bankung des Wettersteinkalkes (als kleine Kreise dargestellt) an den Tajaköpfen und die berechnete Faltenachse als Dreieck.

Zwischen den Tajaköpfen befindet sich eine Aufschiebung mit einem Einfallen nach Norden. Diese Aufschiebung ist mit einer Seitenverschiebungskomponente gepaart. Sie versetzt die Seebensee-Antiklinale intern und wurde, da sie sich vom Wamperter Schrofen über den Drachenkopf zum Hinteren Tajakopf zieht, in WDHT-Antiklinale umbenannt.

Im südlichen Teil des Vorderen Tajakopfes, am Übergang zum Hinteren Tajakopf, kann der Übergang von der Reifling-Formation zum Wettersteinkalk angetroffen werden, ebenso sieht man eine Verzahnung dieser Schichten.

Schon Becke (1977-79 und 1983) verband die Aufschiebung am Tajakopf mit den Störungen am Südgrat der Sonnenspitze (siehe Abbildung 62). Hierbei werden die Reichenhaller Schichten mittels Aufschiebung gegen den Oberen Wettersteinkalk versetzt. Die gemessenen Werte der Tajakopf-Aufschiebung betrugen zwischen 71° - 83° Süd einfallend (z.B. 175/71).

Ferreiro-Mählmann & Morlok (1992) nehmen an, dass sich am Tajakopf durch ein Zusammenstauchen im West-Teil eine Verdopplung der Reiflinger Kalke einstellt. Dies konnte im Gelände nicht festgestellt werden, jedoch konnten die von Ferreiro-Mählmann & Morlok (1992) angenommenen Reiflinger Kalke am südlichen Bereich des Vorderen Tajakopfes der Steinalm- und Virgloria-Formation zugeordnet werden.

Die Reifling-Formation am Vorderen Tajakopf ist intern stark gefältelt und gehört zu der Subformation der Reiflinger Knollenkalke. Diese interne Fältelung weist einen N/S-vergenten Bau auf.

Am Osthang des Vorderen Tajakopfes konnten keine Reiflinger Schichten mehr angetroffen werden, diese befinden sich nur am Westhang. Eine große Störung konnte innerhalb der

4 Geologische Gebietsbeschreibung

Tajaköpfe festgestellt werden, jedoch wurden dabei, aus Aufschlussgründen, keine Bewegungslineare eingemessen.

Bei den Reiflinger Schichten handelt es sich um Bankkalke und Knollenkalke. Diese fallen sehr steil nach Norden ein (der Mittelwert beträgt 009/86) (siehe Kapitel *Profil 1*). Ebenso können am Übergang vom Vorderen zum Hinteren Tajakopf die Virgloria-Formation und die Steinalm-Formation angetroffen werden. All diese Schichten sind von Schrägaufschiebungen begrenzt. Sie besitzen ähnliche Werte wie die an der Sonnenspitze angetroffenen Schichten und befinden sich geographisch gesehen auf der gleichen Höhe (siehe Kapitel *Profil 3*), sodass sich diese leicht verbinden lassen. Wie zuvor erwähnt, widerspricht dies der Interpretation von Ferreiro-Mählmann & Morlok (1992).

Die Nordwand der Sonnenspitze (Datensätze, siehe Kapitel 5) wird aus Wettersteinkalk aufgebaut. Die Gesteinsschichten biegen gegen Süden hin auf (versteilen), wobei sie Werte von 60-70° (E-W streichend) bis auf saiger stehend (NNE-SSW streichend) einnehmen. An der Ostflanke der Sonnenspitze finden sich Harnischflächen, welche komplette über 4-5 m hohe Wände einnehmen. Die Störungen an diesen Wänden streichen N-S, wobei sie von E-W streichenden Störungen mehrfach versetzt werden. Die Schichten der Sonnenspitze weisen ein N einfallen auf und bilden die S-Flanke der HGSW-Synklinale.

4.6 Rücküberschiebung

Durch das Kartiergebiet zieht sich eine Rücküberschiebung, die an zwei Orten aufgeschlossen angetroffen werden kann: An der Biberwierer Scharte und im südlichen Bereich des Vorderen Tajakopfes.

4.6.1 Biberwierer Scharte

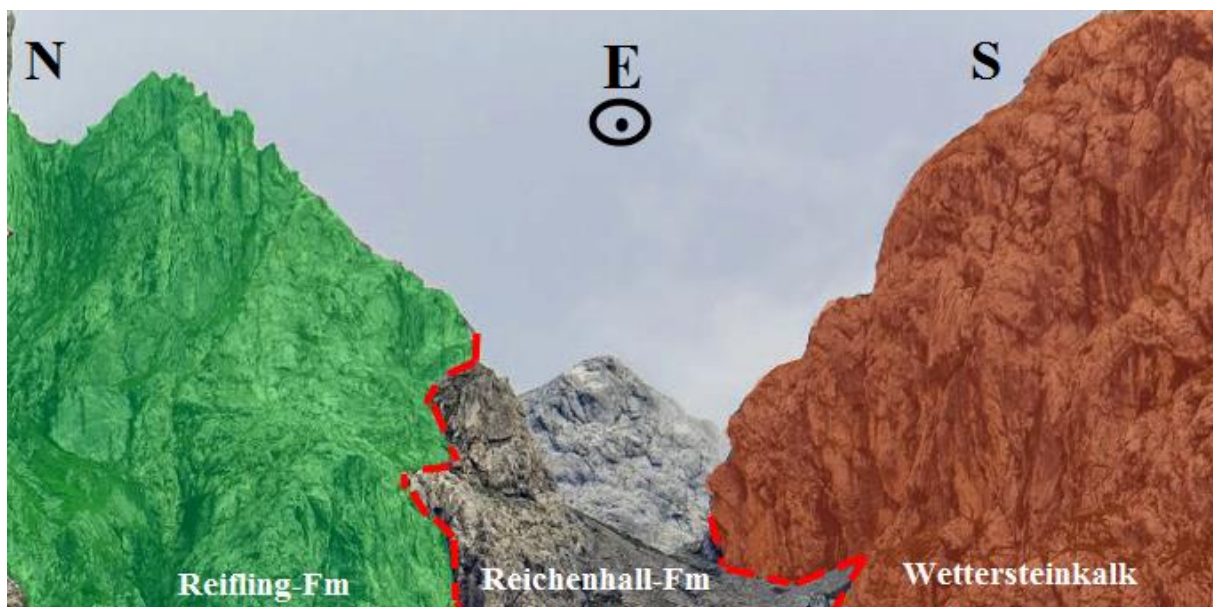


Abbildung 38: Biberwierer Scharte mit Lithologien, links der Übergang zur Sonnenspitze, rechts der Übergang zum Schartenkopf

An der Biberwierer Scharte können die Schichten der Reifling-Formation, der Reichenhall-Formation sowie des Wettersteinkalkes nebeneinander aufgeschlossen angetroffen werden (siehe Abbildung 38). Deutlich im Gelände zu erkennen sind ebenso zwei Störungen, welche die unterschiedlichen Formationen voneinander abgrenzen. Im Nördlichen Bereich, dem Südhang der Sonnenspitze, liegen die Schichten der Reifling-Formation direkt neben bzw. auf den Schichten der Reichenhall-Formation, das Fehlen der Virgloria-Formation und Steinalm-Formation lässt sich mit der im Feld angetroffenen Störung erklären.

4 Geologische Gebietsbeschreibung

Hierbei handelt es sich um eine Schrägaufschiebung, die die Formationen voneinander trennt und einen dextralen Versatz aufweist. Die im Gelände aufgenommenen Daten der Biberwierer Scharten-Störung werden in Abbildung 39 dargestellt.

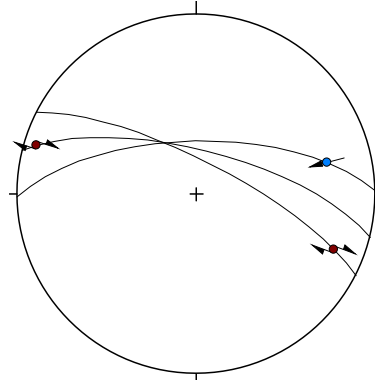


Abbildung 39: Datenset der Biberwierer Scharten-Störung, blau dargestellt eine sinistrale untergeordnete Störung und rot zwei dextrale Störungen.

In einen späteren Zeitraum muss die zweite Störung gesetzt werden. Direkt in der Biberwierer Scharte aufgeschlossen finden sich die Reichenhaller Schichten. Die jetzt nördlich gelegenen, älteren Schichten wurden, wie zuvor erwähnt, auf den wesentlich jüngeren Wettersteinkalk rücküberschoben. Diese Störung fällt mit $203/63^\circ$ ein, wobei ein Vergleich mit der Rücküberschiebung am Vorderen Tajakopf aufzeigt, dass es sich um zwei Teile einer einzigen Störung handelt, welche zu verbinden sind (siehe Abbildung 40).

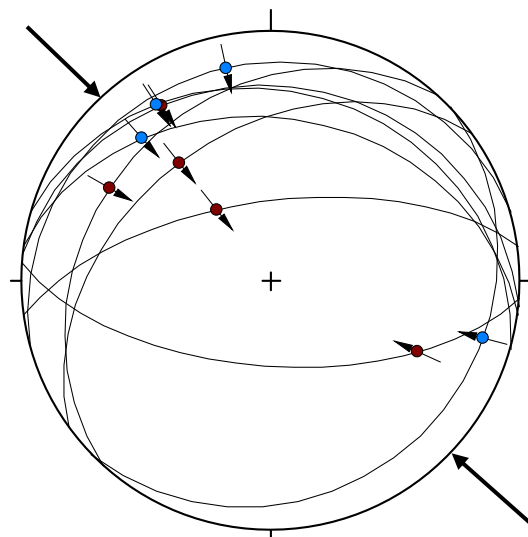


Abbildung 40: Datensets der Störungsflächen einer durch die Deckenüberschiebung aktivierten Rücküberschiebung am Tajakopf (blau dargestellt) und der Biberwierer Scharte (rot)

4 Geologische Gebietsbeschreibung

Die Schichten der Reichenhaller Formation nehmen die gesamte Biberwierer Scharte ein. Sie wurden auf den Wettersteinkalk aufgeschoben und stehen fast saiger (148-196/76°-82°). Um die auffallende Verfaltung des Südbereiches der Biberwierer Scharte zu erklären, lässt sich ein von Ramsey & Huber (1987) entwickeltes Modell heranziehen. Dieses besagt, dass es durch die Inhomogenität unterschiedlicher Schichten, in diesem Falle der Reichenhaller Schichten und des Reiflinger Kalkes, bei einer Stauchung zu einer internen Scherfaltung kommt. Die Feinfältelung ist hier S-vergent. Sie wird von Miller (1965) als eine sekundäre Folge intensiver Einengung interpretiert. Von der Biberwierer Scharte nach Süden Richtung Schartenkopf wird der Wettersteinkalk immer steiler aufgestellt bis er komplett saiger steht (80° bis 90°) (siehe Abbildung 41 und Abbildung 42). In diesem Bereich kommt es vermehrt zu Abbrüchen durch Gravitationsprozesse bzw. quartäre Einflüsse (siehe Kapitel 3).

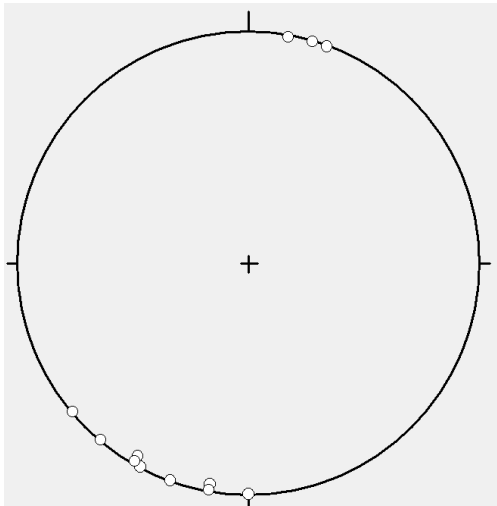


Abbildung 41: Polpunktdarstellung der Schichtflächen des Wettersteinkalkes am Schartenkopf



Abbildung 42: Fast saiger stehende Schichten des Wettersteinkalkes am Übergang Wamperter Schrofen zum Schartenkopf, wobei ein leichtes Umbiegen mit zunehmender Höhe ersichtlich ist.

Entlang des Wamperter Schrofens, Richtung Hölltörl über die Marienbergspitze verlaufend (N-S verlaufend), befindet sich außerdem eine Abschiebung mit einem relativ geringen Neigungswinkel, wobei die westlichen Schichten abgeschoben wurde.

4.6.2 Der südliche Bereich des Vorderen Tajakopfes

Am Vorderen Tajakopf finden sich zwei sehr dominante Störungen.

An der Nordflanke des Hinteren Tajakopfes werden die Schichten der Reichenhall-, Virgloria- und Steinalm-Formationen auf den Wettersteinkalk aufgeschoben. Außerdem ist an der Nordflanke eine südwärts einfallende Störung ersichtlich (siehe Profil 1), wobei vorhergenannte Schichten auf den Vorderen Tajakopf wiederum nordwärts rücküberschoben wurden.

4.7 Der innere Bereich

Wie die zuvor beschriebene WDHT-Antiklinale umfasst auch die WDRT-Synklinale die Triasabfolge von der Reichenhall-Formation bis zum Wettersteinkalk. Da von der WDRT-Synklinale, welche über den Wamperter Schrofen, den Drachenrücken und den Hinteren Tajakopf verläuft, hauptsächlich nur der Wettersteinkalk im Gelände aufgeschlossen vorgefunden werden konnte, wurde die Schichtabfolge bis zur Deckengrenze durch Interpolieren der Schichten bis zur Deckenüberschiebung/Deckengrenze berechnet.

4.7.1 Östlich vom Drachenkopf

Am Drachensee oberhalb der Coburger Hütte wird ein imposanter Einblick in die Strukturgeologie gegeben. Am Osthang des Drachenkopfes kann eine Antiklinalstruktur entdeckt werden (siehe Abbildung 43).

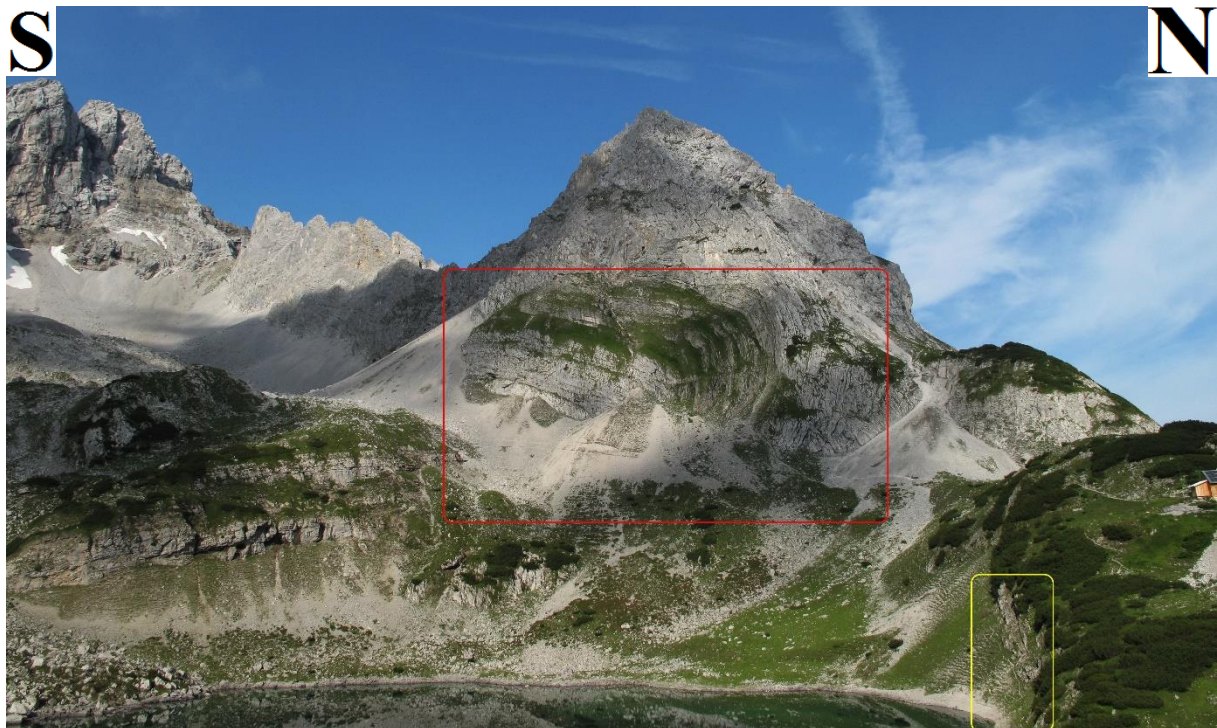


Abbildung 43: V. Drachenkopf, Blick nach W, rot umrandet die Antiklinale, gelb die vorgefundenen Partnach-Schichten

4 Geologische Gebietsbeschreibung

Die Drachensee-Antiklinale (Ampferer, 1902) (siehe Profil 1) besteht aus den Reiflinger Bankkalken und Knollenkalken, die jedoch nur an den Ostwänden des Drachenkopfes aufgeschlossen sind. Bei der Drachensee-Antiklinale handelt es sich um eine überkippte Falte, bei der im Kern die Reifling-Formation verdoppelt wird.

Durch den Drachenkopf geht eine weitere, sehr flache N-gerichtete Aufschiebung (siehe Abbildung 44).



Abbildung 44: Westseite des Drachenkopfes, rot markiert der flache Störungsbereich, inmitten des Wettersteinkalkes des Vorderen Drachenkopfes

Dadurch befindet sich am westlichen Vorderen Drachenkopf hauptsächlich der Wettersteinkalk aufgeschlossen. Nur im Wandfuß sind vereinzelt Reiflinger Formationen aufgeschlossen vorzufinden, daher ist anzunehmen, dass sich unterhalb der Talushänge im westlichen Hangbereich des Vorderen Drachenkopfes weitere Reiflinger Kalke befinden.

Südlich der Drachenkopf-Antiklinale können kaum noch Faltenstrukturen vorgefunden bzw. verbunden werden. Zwischen den Drachenköpfen befindet sich der Drachenrücken. Dieser wird durch mehrere Störungen zerschert, welche relativ flach nach Norden einfallen, wobei die Schichten des Drachenrückens ebenso, mit ca. 004/32, nach N einfallen. Deshalb ist anzunehmen, dass diese durch kleinere Brüche nach der Großfaltung verstellt wurden.

Am nördlichen Ufer des Drachensees befinden sich Partnach-Schichten aufgeschlossen. Diese fallen steil (Mittelwert der Schichten 203/85) nach SW ein. Am nördlichen Seeufer findet sich aufgeschlossen die Partnach-Formation, welche wiederum über der Reifling-Formation liegt. Am nordöstlichen Ufer liegt ebenfalls aufgeschlossen eine quartäre Brekzie vor, bestehend aus Komponenten der umgebenden anstehenden Gesteine, wie z.B. den Reiflinger Kalken und dem Wettersteinkalk. Ferreiro-Mählmann & Morlok (1992) geben an, dass südlich der Drachenseeantiklinale keinerlei Spuren weiterer Faltenstrukturen zu finden sind. Jedoch konnten am Drachenrücken die Schenkel einer Antiklinale angetroffen werden. Der Kern der Antiklinale selbst jedoch wurde durch Quartäre Ablagerungen überdeckt und ist wahrscheinlich unter dem Hangschutt anzutreffen. Durch Südwärts gerichtete Abschiebungen wird die Falte des Weiteren leicht versetzt (siehe Abbildung 45), wobei jedoch die Strukturen der Falte noch deutlich erhalten sind. Das Antreffen dieser Störungen lässt auf eine weitere Einengung der Mieminger Kette schließen, welche jünger als die Großfaltenstrukturen ist, welche sich vor bzw. während der Deckenüberschiebung gebildet haben. Im Drachenrücken wurde eine kleine Synklinale aufgeschlossen vorgefunden, die jedoch unterhalb des Hangschuttes nicht weiter verfolgt werden konnte.

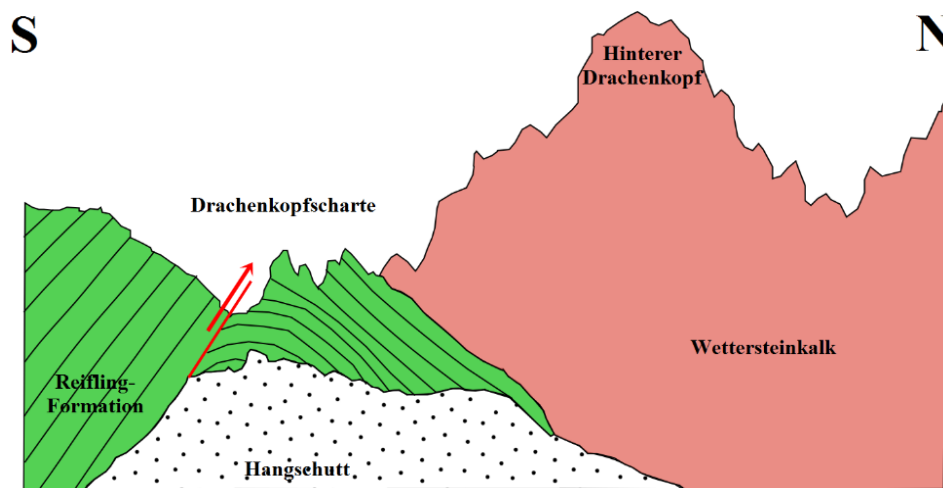


Abbildung 45: schematisches Profil der Drachenkopfscharten-Antiklinale in der Reiflinger Formation

Am Hinteren Tajakopf ist die Drachensee-Antiklinale im Feld nicht mehr erkennbar, da diese von einer N-S verlaufenden Störung versetzt wurde. Diese Antiklinale wurde nach Verbinden der einzelnen Gebiete als WDHT-Antiklinale bezeichnet (siehe Profil 1).

4.7.2 Westlich der Marienspitzstörung

An den Westhängen der Marienbergspitzen wird ein guter Einblick in die Entstehungsgeschichte der Mieminger Kette gegeben. Hier befindet sich die komplette Abfolge von der Reichenhall-Formation bis zum Wettersteinkalk aufgeschlossen. Besonders die Verzahnung der unteren Trias Abfolge ist deutlich zu erkennen.

Östlich des Marienbergjoches finden sich hauptsächlich Wettersteinkalk und die Reifling-Formation aufgeschlossen.

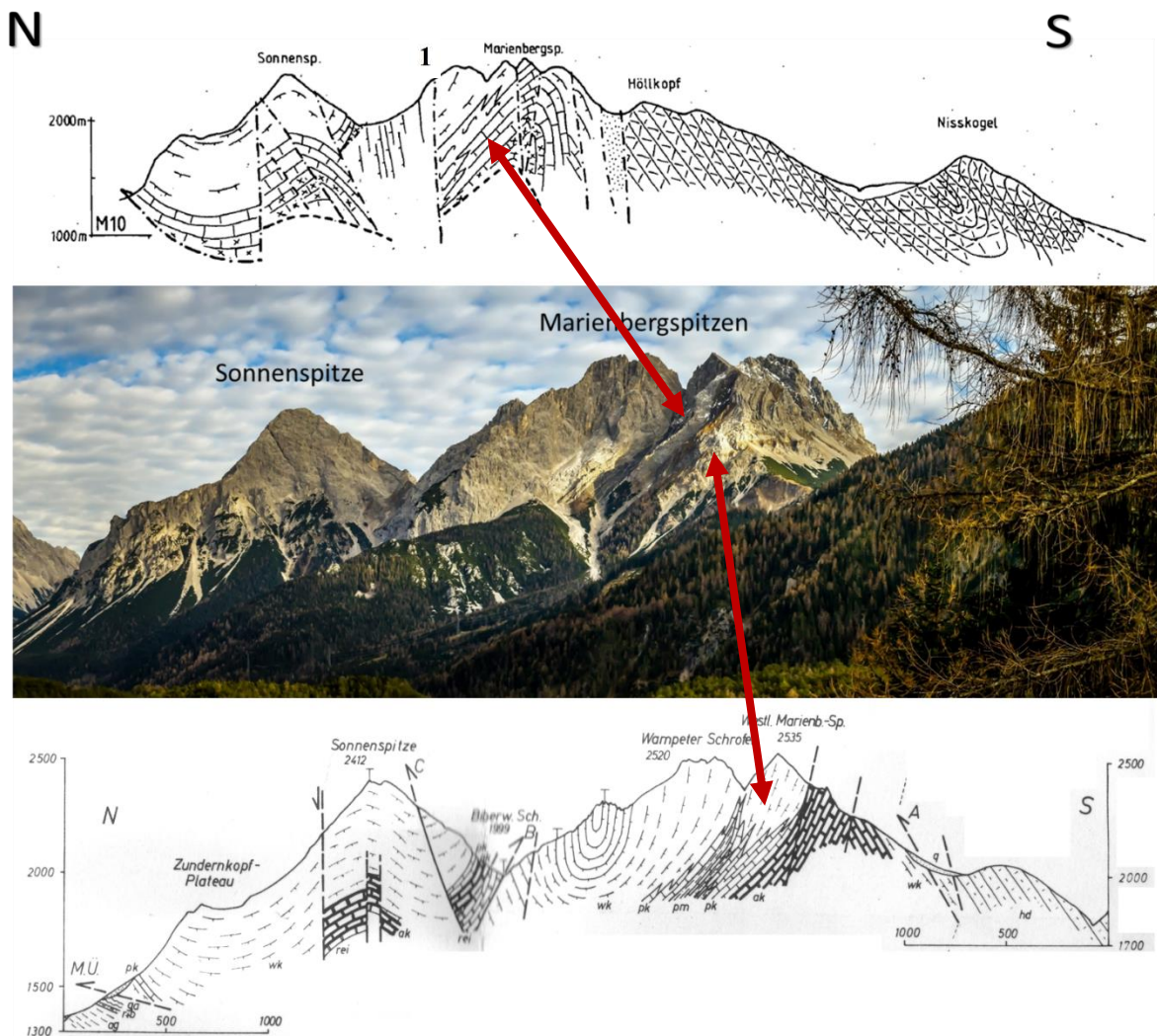


Abbildung 46: Profil 1 Becke (1983) und Profil 2 Miller (1962a) werden einem Foto der Marienbergspitze von Westen aus gesehen gegenübergestellt, rot markiert die Verzahnung der Reiflinger und Partnach-Schichten

4 Geologische Gebietsbeschreibung

In Abbildung 46 werden Profile von Becke (1983) und Miller (1962a) mit einem Foto der Marienbergspitze in Beziehung gestellt. Beide Profile zeigen eine deutliche Synklinal-Antiklinal-Struktur am Zunterkopf-Plateau und der Sonnenspitze. In Abbildung 46 ebenso ersichtlich ist eine Störung (als 1 gekennzeichnet), die den N-Grat des Wamperten Schrofens durchschneidet. Miller (1962a) definiert die verschiedenen sehr steil einfallenden, fast saiger stehenden Schichten als den Kern einer Synklinale. Diese konnte im Gelände nicht festgestellt werden.

Die Schichten an der Sonnenspitze und dem Wamperter Schrofens zeigen eine Großfalte an, deren Werte in Abbildung 47 dargestellt werden.

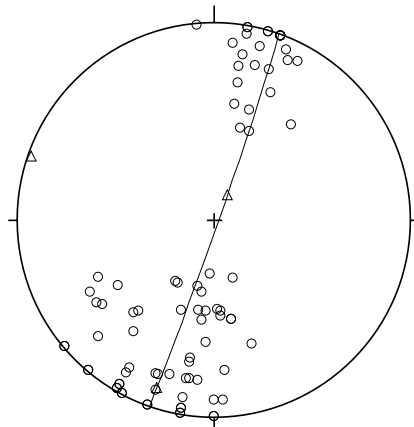


Abbildung 47: Flächenpoldarstellung der Daten der Wettersteinkalk-Bankung an der Sonnenspitze und dem Wamperter Schrofens (Faltenachse als Dreieck dargestellt)

Eine Gemeinsamkeit zeigen beide Profile: Die Verzahnung der Reiflinger Schichten bzw. der Partnachschieben mit dem Wettersteinkalk (roter Pfeil). Jedoch wird in beiden eine kleine Verfaltung der Partnach-Schichten und Reiflinger Schichten unterhalb der Marienberg-Spitzen nicht gezeigt. Sie wird im Profil von Ampferer (1902) (Abbildung 48) deutlich skizziert und ist im Gelände gut zu erkennen. Dieser Knick entstand während der Faltung der Schichten über einer blinden Überschiebung (siehe Abbildung 49).

4 Geologische Gebietsbeschreibung

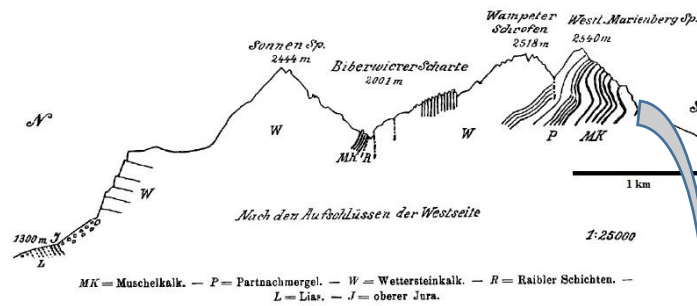


Abbildung 48: Profil der Sonnenspitze (Ampferer, 1902)



Abbildung 49: Wird der Blick von Westen auf die Mieminger Kette gelegt ist deutlich ersichtlich eine Faltung in den Schichten der Marienbergspitzen zu erkennen. (rot gekennzeichnet die blinde Überschiebung)

Nach Becke (1983) und Miller (1965) wurden am Rotschrofen (siehe Kapitel 1) die „rigiden Riffkalke in einer mergeligen Beckenfazies“ (Becke, 1983) durch eine Aufschiebung mit 20° nach S herausgehoben. Sie identifizieren durch diese Ergebnisse ein Partnachbecken im Norden im Bereich des Wambers (Deutschland, Bereich Garmisch-Partenkirchen).

Nach Sanders (1988), Becke (1983) und Miller (1962a) findet sich eng isoklinal gefaltet die Schrambach-Formation der Lechtaldecke unter den Reichenhaller Schichten der Inntaldecke. Die nicht im Feld angetroffenen Schichten der Unterkreide (Lechtaldecke) beschreibt Becke (1983) als stark verfaltet W streichend. Diese Schichten tauchen mit ca. $15-30^\circ$ nach E unter die Inntaldecke. An der Deckengrenze, welche mit ca. 20° nach N hin einfällt, werden die Jungschichten mittels der Deckenüberschiebung nach NE mitgeschleppt (Becke, 1983).

4 Geologische Gebietsbeschreibung

Die Marienberg-Störung besitzt einen Aufschiebungscharakter, welcher steil mit 75° - 83° nach SE einfällt. Diese Störung zertrümmerte laut Ampferer (1905) den Hauptdolomit und die in den südlichen Mieminger Bergen bis ca. 80 m mächtigen Raibler Schichten am Hölltörl nördlich des Höllkopf bis auf einen 12 m mächtigen Span aus Sandsteinen und dunkleren Bänken, bestehend aus Dolomitalgenmatten. Diese sind am Stöttltörl fast vollständig zu mürbem Kalksand ausgewalkt. Jedoch konnte diese Störung im Gelände und dem Vergleich der Arbeiten von Ferreiro-Mählmann & Morlok (1992), Sanders (1988), Becke (1983) sowie Miller (1965) als eine Seitenverschiebung mit einer Aufschiebungskomponente festgelegt werden. Südlich der Marienberg-Störung finden sich die E-W streichenden Schichten des Wettersteinkalkes, welche in einem Winkel von 54° - 56° südwärts einfallen. In den steilen Wänden der Nordseite der Marienbergspitze kann das Auskeilen der Partnach-Schichten beobachtet werden. Wolkersdorfer (1989) beschreibt sie als *„eine breite Lage von schwarzen Mergeln und Tonschiefern, welche von vier schmalen, zirka 1 m breiten Kalkzügen durchzogen werden. Man kann deutlich beobachten, wie die Kalklagen ostwärts zunehmen und die Mergel- und Tonschieferlagen dazwischen ausspitzen. Die Mergel und Tonschiefer erreichen eine Mächtigkeit von etwa 100 m. Es sind grauschwarze, muschelrig splitternde, feste oder weichere, glänzende, dünnblättrige, eng gefaltete Mergel, welche zahlreiche linsenförmige Einlagen von schwarzem Mergelkalk enthalten. Diese Einlagen besitzen eine gelbliche Verwitterungsfarbe, einen scharf muscheligen Bruch und keilen sehr rasch zwischen den Mergeln aus. Mergel und Tonschiefer zerfallen in griffel- bis tannennadelfeines Splitterwerk. Sandsteine fehlen. Die zwischengelagerten Kalkstreifen verwittern hellgrau und haben dunkelgraue Bruchflächen.“*

4.8 Mieminger Hauptkamm

Entlang des Mieminger Hauptkammes lässt sich die MGS-*H*-Antiklinale von W nach E verfolgen. Die Spur der Faltenachse verläuft von den Marienbergspitzen über den Grünstein zum Mieminger Hauptkamm (siehe Abbildung 50) und umfasst die mächtigen Wettersteinkalk-Ablagerungen des Mieminger Hauptkammes.

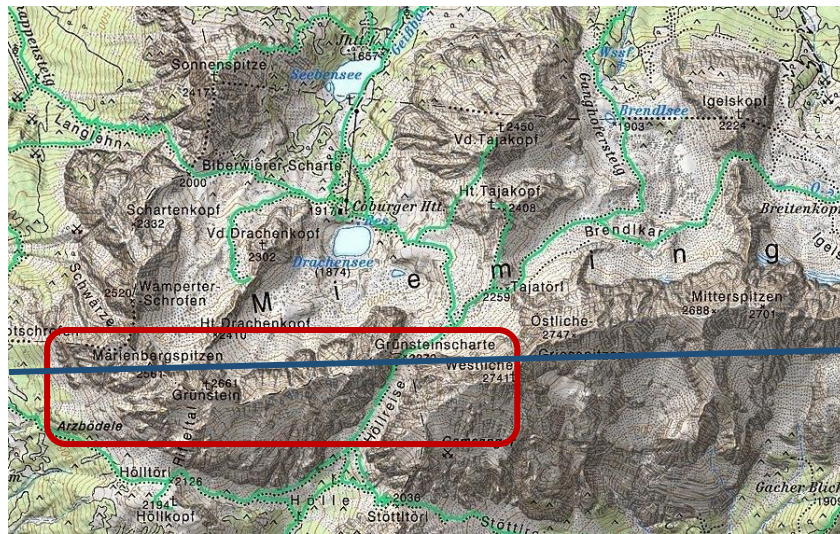


Abbildung 50: Geographische Lage des im Kapitel beschriebenen Gebietes (rot umrandet) und der ungefähren Spur der MGS-*H*-Antiklinale (blaue Linie)

Auf dem Weg vom Hinteren Tajakopf zum Grünstein befindet sich eine Aufschiebung, welche mit den Aufschiebungen am Drachenkopf und am Wamperter Schrofen zu verbinden ist. Diese Aufschiebung fällt südwärts ein und schiebt den Nordschenkel der MGS-*H*-Antiklinale auf den Wettersteinkalk. Der Nordschenkel besteht aus den Reichenhaller, Virgloria- und Reiflinger Formationen.

Die Überschiebungsbahnen werden von mächtigen Schuttkörpern und einer Sackungsmasse (nach Ampferer, 1905) des Schachtkopfes überlagert. Dieser Hangschuttkörper wurde nach Ampferer (1905) durch Bergzerreißen gebildet, wobei die Gleitbahn von einer Störungsfläche gebildet wurde. Diese Störung streicht N-S und fällt mit 65° nach W ein.

Am Südosthang des Wamperter Schrofen befindet sich eine weitere Störung (88°). Hierbei handelt es sich jedoch um eine steilstehende Aufschiebung, welche Richtung SE einfällt. Hier werden die Reiflinger Schichten der Marienbergspitze auf den Wettersteinkalk aufgeschoben.

4 Geologische Gebietsbeschreibung

An der Westflanke der Marienbergspitze kann schon von weitem das Verzahnen der Partnach-Formation und der Reiflinger Schichten mit dem Wettersteinkalk gesehen werden (siehe Abbildung 46). Die Schichten an der Marienbergspitze fallen relativ flach (Mittelwert 349/43) nach Nord-Westen ein und bilden den südlichen Schenkel der WDRT-Synklinale.

Der Grünstein wird hauptsächlich aus Wettersteinkalk gebildet (siehe Abbildung 53), wobei dessen unterer Bereich von der Virgloria-, der Reifling-Formation und den Partnachschichten aufgebaut wird.

In Abbildung 51 werden die wichtigsten tektonischen Elemente der Mieminger Hauptkammgruppe aufgezeigt (Ampferer, 1902). Auf der rechten Seite der Abbildung befinden sich die Aufschiebungen auf den Höllkopf. Im linken Bereich der Abbildung zu sehen sind die Störungen, welche SW-NE streichen und einen vertikalen Versatz aufweisen (rot gekennzeichnet).

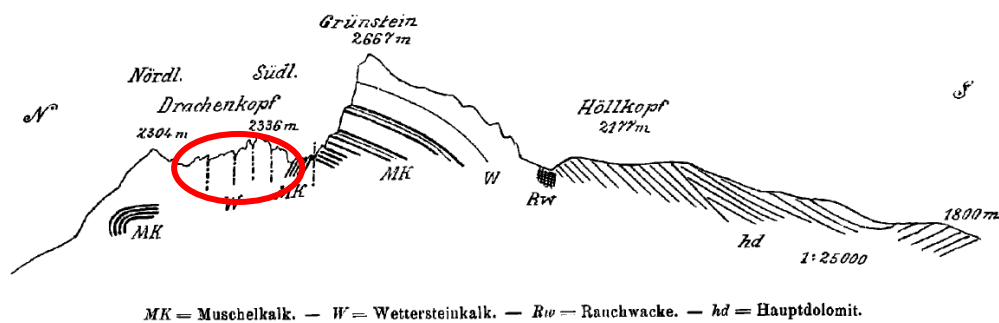


Abbildung 51: NS verlaufender Profilschnitt (1:25 000) durch den Grünstein (Ampferer, 1902). Rot gekennzeichnet SW-NE streichende Störungen

4 Geologische Gebietsbeschreibung

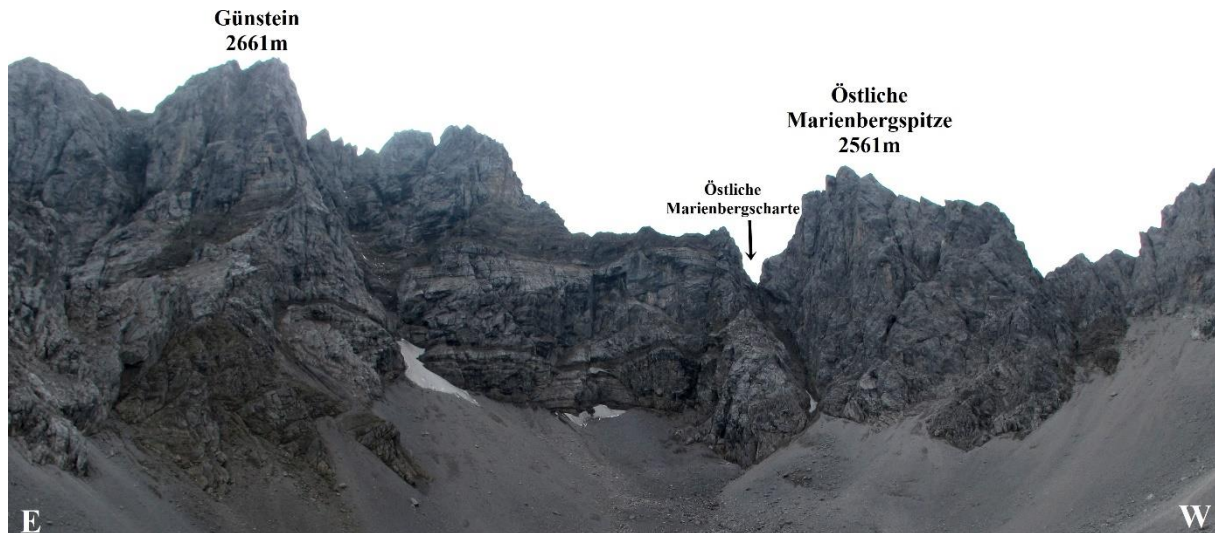


Abbildung 52: Blick vom Schwarzkar nach Süden. Bild zeigt uninterpretiert die Nord-Wände des Grünsteines und der östl. Marienbergspitze.

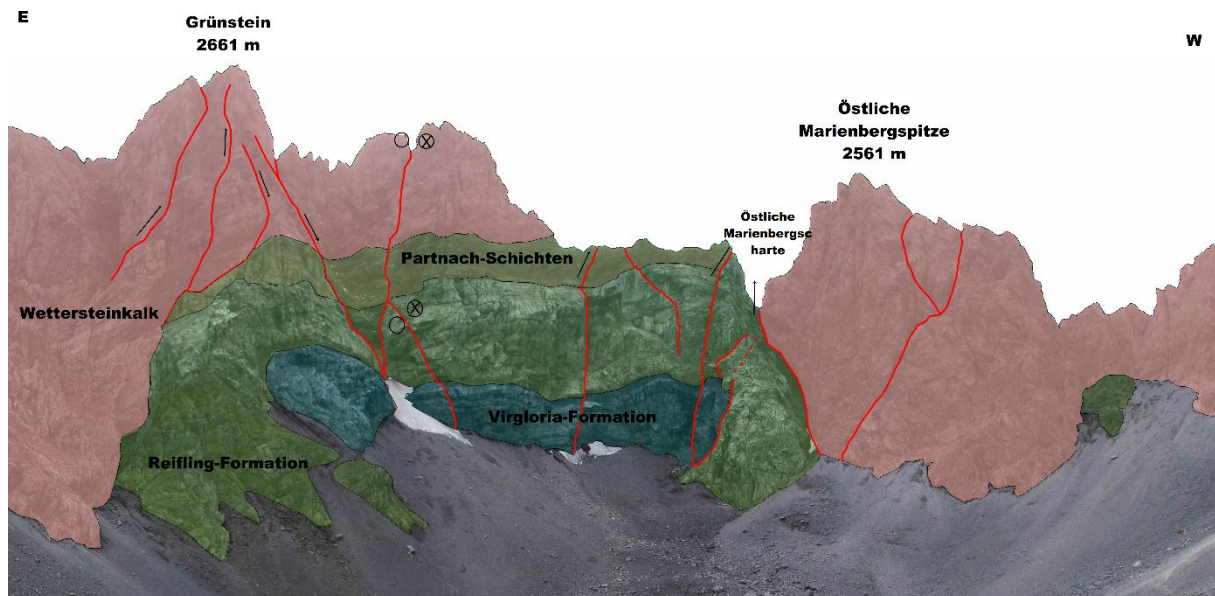


Abbildung 53: Blick vom Schwarzkar nach Süden. Bild zeigt die Nord-Wände des Grünsteines und der östl. Marienbergspitze, die interpretierten Schichten wurden farbig dargestellt. Pfeile zeigen die Bewegungsrichtung der Störungen an.

Auf Abbildung 53 sichtbar sind die nach Süden einfallende Aufschiebung des Grünsteines und links davon eine Aufschiebung mit einer SW-NE Vertikalbewegung. In dem Marienbergjoch wird die Grünsteinaufschiebung nach Süden versetzt (Ferreiro-Mählmann & Morlok, 1992, Becke, 1983, Miller, 1965, und Ampferer 1902). Durch seine deutliche geomorphologische Ausprägung ist der Grünstein mit seinem kamm- und turmförmigen Aufbau sehr auffällig. Ampferer (1902) deutete diesen Aufbau als treppenförmigen Anstieg der Wettersteinschichten.

4 Geologische Gebietsbeschreibung

Nach Becke (1983) befindet sich am Übergang des Ostgrats des Grünsteins zu den steilen Felswänden der Höllreisen eine bis dato noch unbekannte Antiklinale, die nach Westen hin jedoch von einer Aufschiebung abgeschnitten wird und sich dort nicht weiter verfolgen lässt (siehe Abbildung 54). Die im Gelände am Grünstein-Ostgrat aufgeschlossenen Reichenhaller Rauhwacken lassen sich als eingeschobener Span (siehe Abbildung 54) erklären. Dieser Span wurde während der Verfaltung aus seiner ursprünglicher Position in den Wettersteinkalk gepresst.

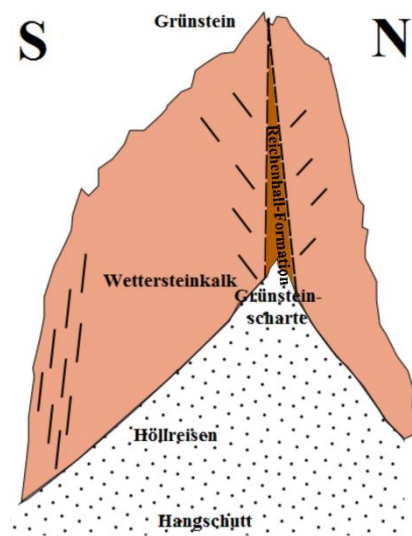


Abbildung 54: Wettersteinkalk, mit Reichenhaller Rauhwacken darin, am Grünstein-Ostgrat (modifiziert nach Becke, 1983)

Diese Aufschiebung streicht zwischen Marienbergspitze und Grünsteinscharte mit 60° bis 70° über den Hauptkamm, jedoch liegt diese Störung zum Großteil unter Hangschutt begraben. Am Igelskar kann sie wieder aufgeschlossen angetroffen werden. An der Grünsteinscharte und den Griesspitzen können 80° bis fast saiger stehende Schichten angetroffen werden.

Der Grünstein wird im Süden von einer großen Scherzone begrenzt, der Höllscherzone (siehe Kapitel 4.9). Im Norden überlagert der Wettersteinkalk die Reiflinger Schichten des Drachenkopfes, dabei befindet sich am Fuße des Grünsteins die vorhergehend erwähnte Aufschiebung. Nach Becke (1983) weist diese Störung einen vertikalen Versatz von 800 bis 1000 m auf. Westlich der Grünsteinscharte auf einer Höhe von 2661 m werden sehr steil einfallende bis saiger stehende Späne aus Reichenhaller Schichten angetroffen. Laut Wolkersdorfer (1989) wurden diese Späne von einer durchreißenden Aufschiebung von Süden her mitgeführt.

4 Geologische Gebietsbeschreibung

An der Grünsteinscharte selbst zeigt sich ein kompliziertes Störungsbild. Die Aufschiebung wird hier von einer SSW-NNE streichenden sinistralen Störung versetzt.

An der Griesspitze findet sich hauptsächlich Wettersteinkalk aufgeschlossen, welcher sich nach Süden hin versteilt bis er fast saiger steht (siehe Profil 1).

Am Gamsanger entlang stehen die Wettersteinschichten saiger, bis sie am Stöttltörl bzw. Stöttltreisen auf die Raibler Schichten treffen, welche dextral verschleppt wurden und nur mehr als ca. 80 m mächtiger Span aufgeschlossen sind. Unterhalb des Stöttltörls im Gamsanger Bergwerk können jedoch wesentlich mächtigere Raibler Schichten angetroffen werden (Ampferer, 1902) (siehe Abbildung 55).



Abbildung 55: Skizze Stöttltörl, deutlich ersichtlich sind die steilstehenden Schichten des Wettersteinkalkes an der Griesspitze, dem gegenüberliegen die Schichten des Hauptdolomites. Dazwischen finden sich die verschleppten Raibler Schichten. Rot gekennzeichnet das Gamsanger Bergwerk

4.9 Höllscherzone

Südlich des Mieminger Hauptkammes befinden sich das Stöttltörl, das Hölltörl und die Hölle – dieser Bereich wird von den Gesteinen der Raibler-Gruppe eingenommen (siehe Abbildung 56). Die Gesteine dieser Zone wurden als stark zerbrochen und als Brekzien wieder verfestigt angetroffen.

Dieser tektonisch stark beanspruchte Bereich wird im Zuge dieser Arbeit erstmals beschrieben und als „*Höllscherzone/Höllverschleppungszone*“ benannt.

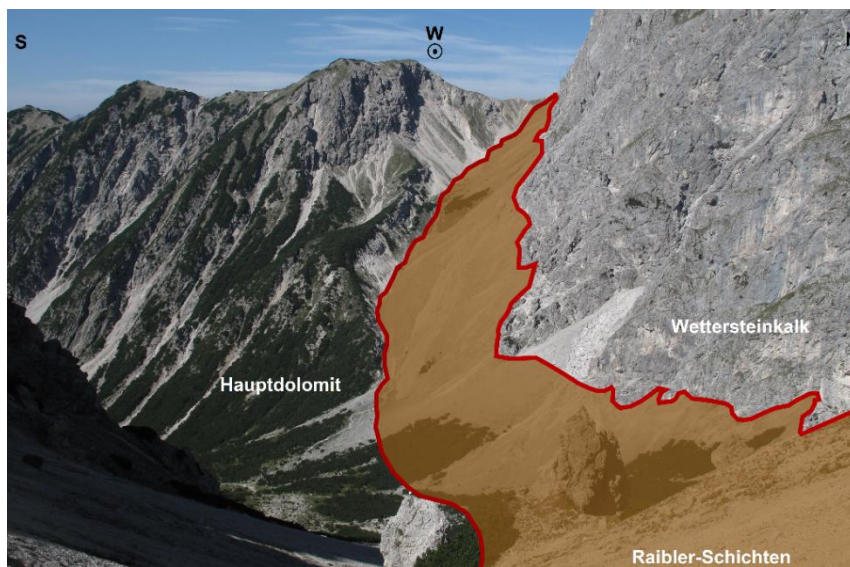


Abbildung 56: Hölltörl und Hölle, aufgenommen vom Stöttltörl, rot markiert die Höllscherzone

Südlich dieses Gebietes befinden sich der Höllkopf, die Wankspitze, das Jöchle, der Hohe Kopf und der Nisskogel. Diese werden vollständig vom Hauptdolomit eingenommen.

Im Übergang von den Raibler Schichten zu dem im Süden gelegenen Hauptdolomit und dem sich im Norden befindenden Wettersteinkalk finden sich zwei deutliche dextrale Störungen.

An dieser Scherzone kommt es zu einer dextralen Verschiebung der Raibler Schichten. Der Versatz an dieser Scherzone beträgt ca. 16 km (siehe Abbildung 57 und Abbildung 58). Sie ist eine Fortsetzung der Inntalscherzone westlich der Brennerabschiebung, verläuft parallel zu den Spuren der Faltenachsebenen der zuvor beschriebenen Antiklinalen und Synklinalen und schneidet die Spur der Faltenachsebene der im Folgenden beschriebenen Hauptdolomit-Synklinale im Norden ab.

4 Geologische Gebietsbeschreibung

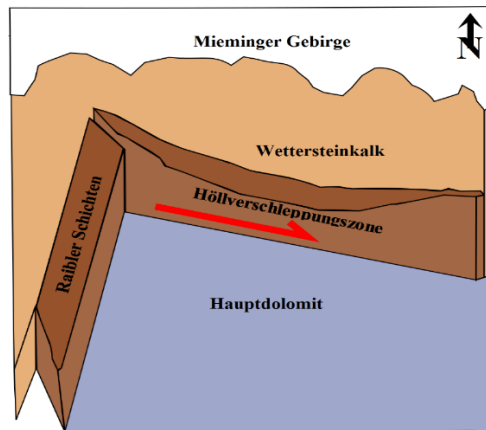


Abbildung 57: Schematische Skizze der Höllverschiebungszone, im N mit dem Hauptkamm der Mieminger Kette

„Bei der Inntalstörung, die über weite Bereiche die Nördlichen Kalkalpen von den zentralalpinen Einheiten trennt, handelt es sich im Tiroler Unterinntal östlich von Innsbruck um eine steilstehende, NE-streichende, sinistrale Seitenverschiebung mit einem linkslateralen Versatz von etwa 22 km (Rekonstruktion der Oligozänen Beckengeometrie [ORTNER, im Druck]), mit unmittelbarer kinematischer Verbindung zur spröden Brenner-Abschiebung. Wie die TRANSALP-Tiefenseismik zeigt, versetzt die steilstehende Seitenverschiebung im Tiroler Unterinntal die südfallende Überschiebung der Grauwackenzone auf die Nördlichen Kalkalpen (Brixlegg-Überschiebung [ORTNER et al., 2003b])“ (Kreidl, 2015).

4 Geologische Gebietsbeschreibung

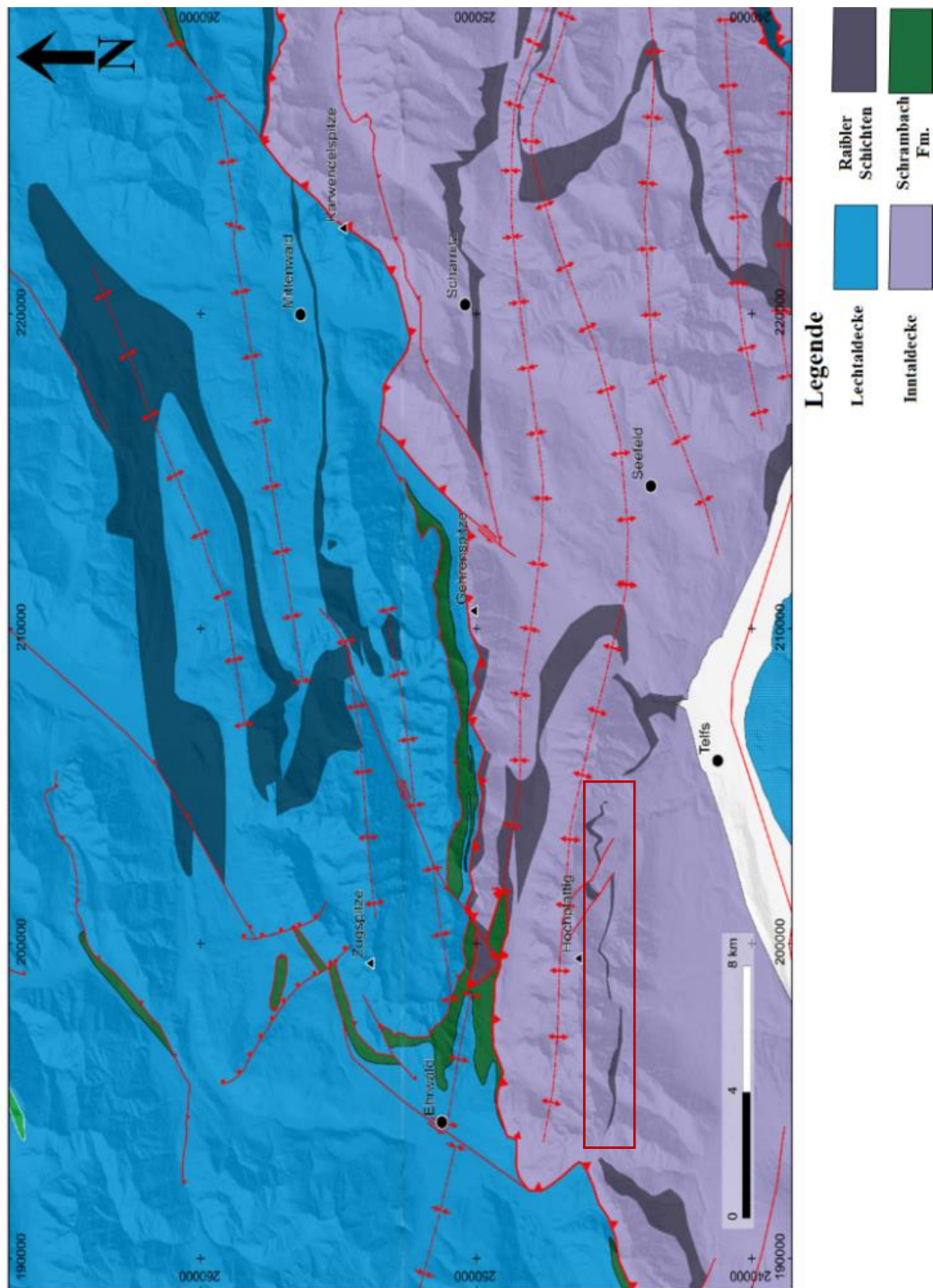


Abbildung 58: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen im Raum Zugspitze, Hochplattig bis zur Karwendelspitze (Ortner, pers. Mitt.). Rot umrahmt die Höllscherzone.

4.10 Hauptdolomit-Synklinale

Der südliche Bereich des bearbeiteten Gebietes (südlich der Höllscherzone) von den Gesteinen des Hauptdolomites eingenommen. Im Gegensatz zu den Faltenachsen nördlich des Hölltörl und Stöttltörl, streicht die Spur der Faltenachsebene nicht E-W, sondern SSW-NNE.

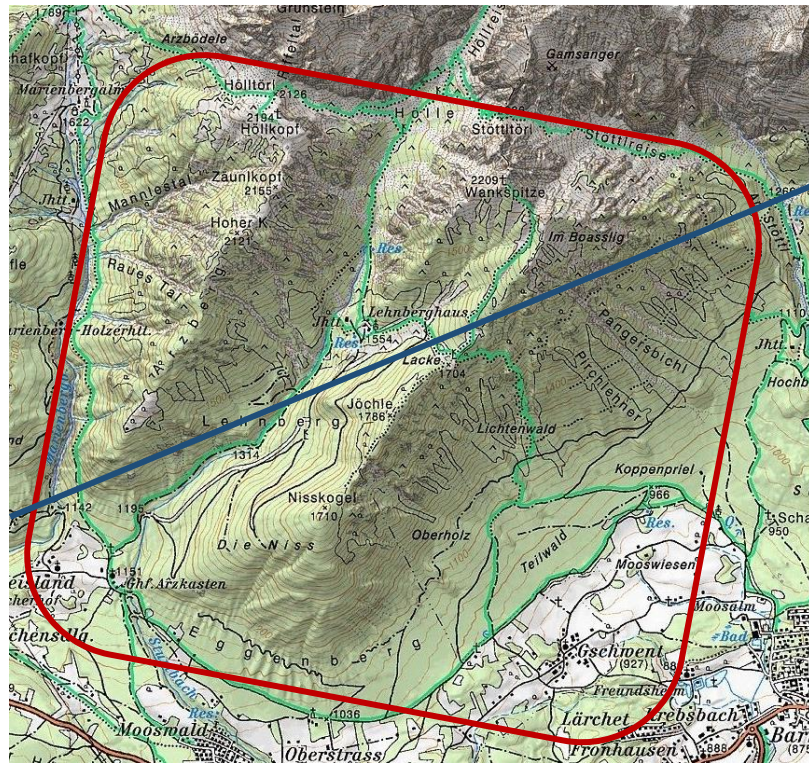


Abbildung 59: Geographische Lage des im Kapitel beschriebenen Gebietes und der ungefähren Spur der Hauptdolomit-Synklinale (blaue Linie)

Der mächtige Hauptdolomit-Komplex besitzt einen starren Charakter und weist eine blockartige Verschuppung auf, die Heissel (1978) auf einen seitlichen Druck schließen ließ. Diese Bruchtektonik wird am Stöttltörl, am Hölltörl und am südlichen Marienbergjoch durch eine weit verfolgbare Störung, die Marienberg-Störung (Heissel, 1978), augenfällig. Dieser Hauptdolomit bildet die Hauptdolomit-Synklinale, deren Faltenachsebene SSW-NNE streicht (siehe Abbildung 59).

4 Geologische Gebietsbeschreibung

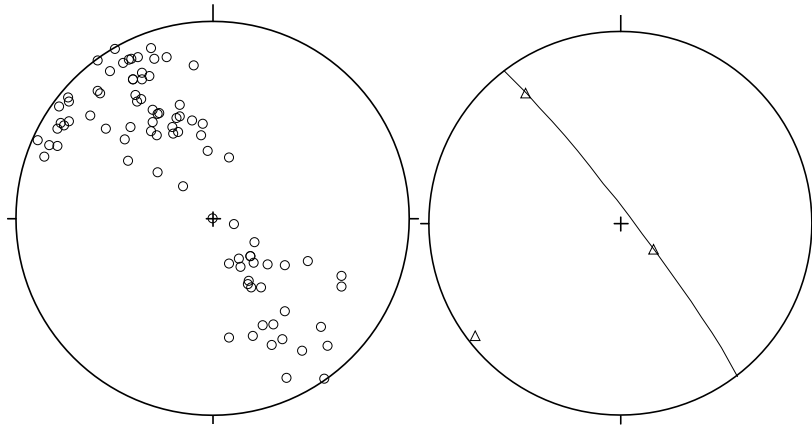


Abbildung 60: Bankung des Hauptdolomites im Süden, mit der berechneten FA 232/05

Abbildung 60 zeigt die aufgenommenen Daten der Bankung des Hauptdolomites als Polpunkte dargestellt.

An der Wankspitze, dem Hohen Kopf und dem Bereich um das Lehnberghaus können nur mehr Gesteine des Hauptdolomits angetroffen werden, welche nach Süd-Süd-Osten einfallen und bei dem als „Lacke“ bekannten Graben umbiegen.

Die Auswertung der Daten des Schichteinfallens zeigt, dass die Achsenebene der am südlichsten, im Hauptdolomit gelegenen Antiklinale entlang des Pirschlechner Grades (siehe Abbildung 1, Kapitel 1.2), in der „Lacke“ verläuft.

Den gesamten Südteil des Gebietes, südlich des Hölltörl und des Stöttltörls, nimmt der Hauptdolomit ein, mit Ausnahme der zuvor genannten Region direkt um das Hölltörl und das Stöttltörl. Dort anzutreffen sind die Raibler Schichten, welche dem Aussehen nach zuerst als Wettersteinkalk- und Dolomit-Brekzie angesprochen wurden. In der Literatur werden diese brekziösen Gesteine als Untere oder Obere Raibler Schichten definiert (Ampferer, 1902).

Die am Hölltörl, nördlich des Höllkopfes, mit 76° nach Süd-Ost einfallende dextrale Seitenverschiebung zertrümmerte den bitumenhaltigen Hauptdolomit und die Raibler Schichten. Neben der dextralen Seitenverschiebung am Hölltörl und Stöttltörl konnte an beiden des Weiteren eine Aufschiebungskomponente festgestellt werden.

Die am Höllkopf und Stöttltörl angetroffenen Gesteine des Hauptdolomits (Abbildung 61) bilden eine Synklinale. Die Achsenebene fällt steil nach NE, die Achsenrichtung verläuft NE nach SW. Nach Süden hin fallen die Schichten immer flacher nach NE ein. Dies weist auf den Südschenkel der Hauptdolomit-Synklinale hin.

Die am südwestlichen Höllkopf-Hangfuß aufgenommenen Werte zeigen ein Schichteinfallen nach SW (Aufgenommene Daten im Bereich des Scharniers 220/48 und 235/40) und werden

als nördlicher Schenkel der Synklinale angenommen. Die südlich davon aufgenommenen Datensätze zeigen eine interne Verfaltung des Hauptdolomites (Faltenachse 218/43).



Abbildung 61: Lagenbau des Hauptdolomits am Zäunlkopf und Höllkopf

Allgemein zeigen die Faltenstrukturen des südlichen Teiles der Mieminger Kette eine NNW- bis NW-wärts gerichtete Bewegung des Hauptdolomites an. Becke (1983) und Ferreiro-Mählmann & Morlok (1992) unterteilen den südlichen Bereich in zwei Blöcke und beschreiben, dass der nördlich gelegene Block, der an die Höllscherzone anschließt, eine Bewegung nach Westen hin aufweist. Die Grenze zwischen dem nördlichen und südlichen Block wird von einer WE streichenden Störung gebildet, welche vom Zäunlkopf zur Wankspitze verläuft. Die Bewegungsrichtung des nördlichen Blockes konnte im Gelände nicht genau festgelegt werden, da keine Daten hierzu aufgenommen werden konnten. Dadurch konnte die These von Becke (1983) und Ferreiro-Mählmann & Morlok (1992), dass der nördliche Block nach Westen ausgewichen ist, weder bestätigt noch widerlegt werden.

5 Geologische Profile

In diesem Kapitel werden die drei angelegten Profilschnitte erläutert, die Beschreibung erfolgt von Nord nach Süd. Die Abbildung 63, Abbildung 65 und Abbildung 68 zeigten die Profile aus Gründen der Übersichtlichkeit stark verkleinert. Im Anhang befinden sich die Profile im Maßstab 1:10.000 in korrekter Größe.

Die Abbildung 62 zeigt den Verlauf der drei Profil im der tektonischen Karte.

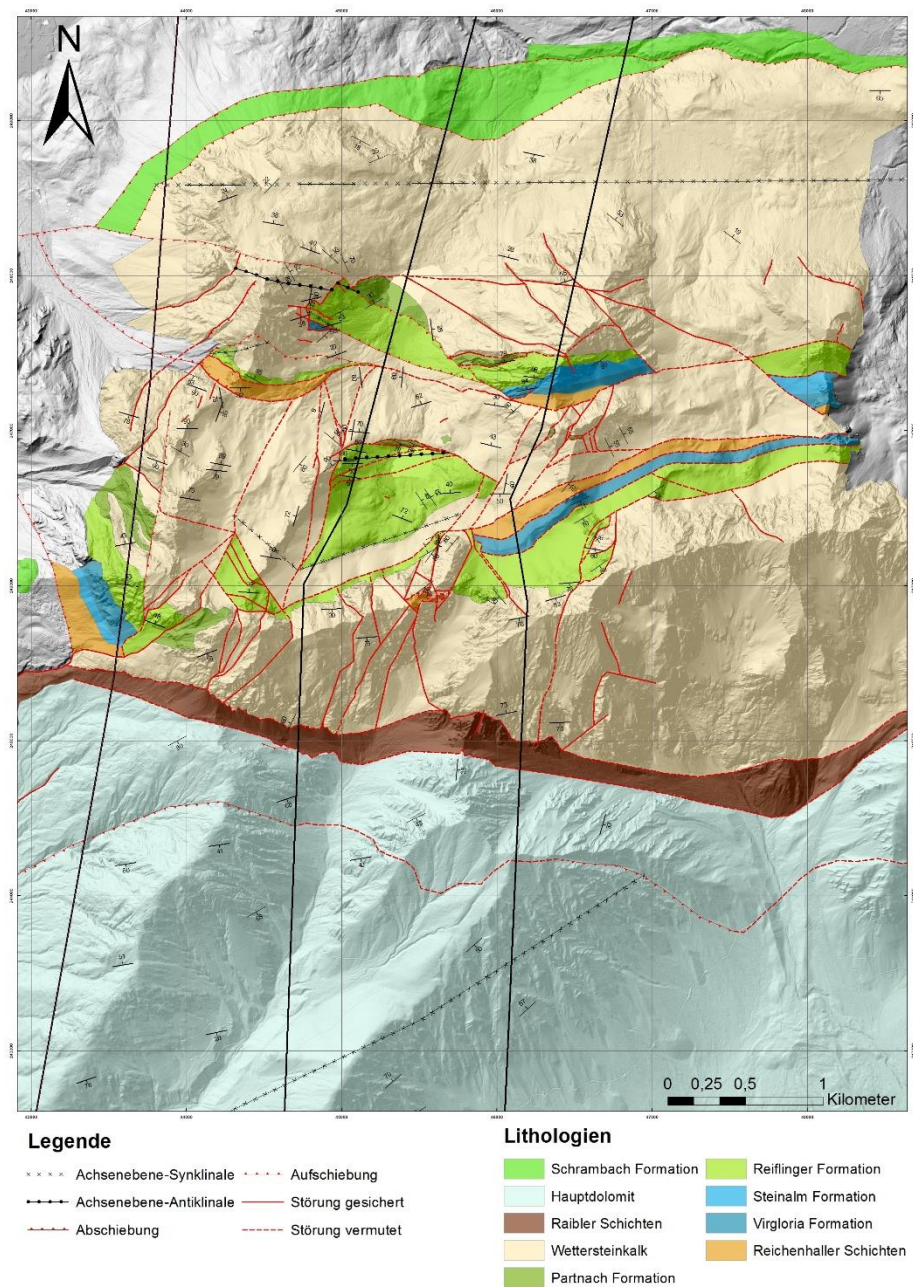


Abbildung 62: verkleinerte Geologische Karte des Kartiergebietes

5.1 Profil 1

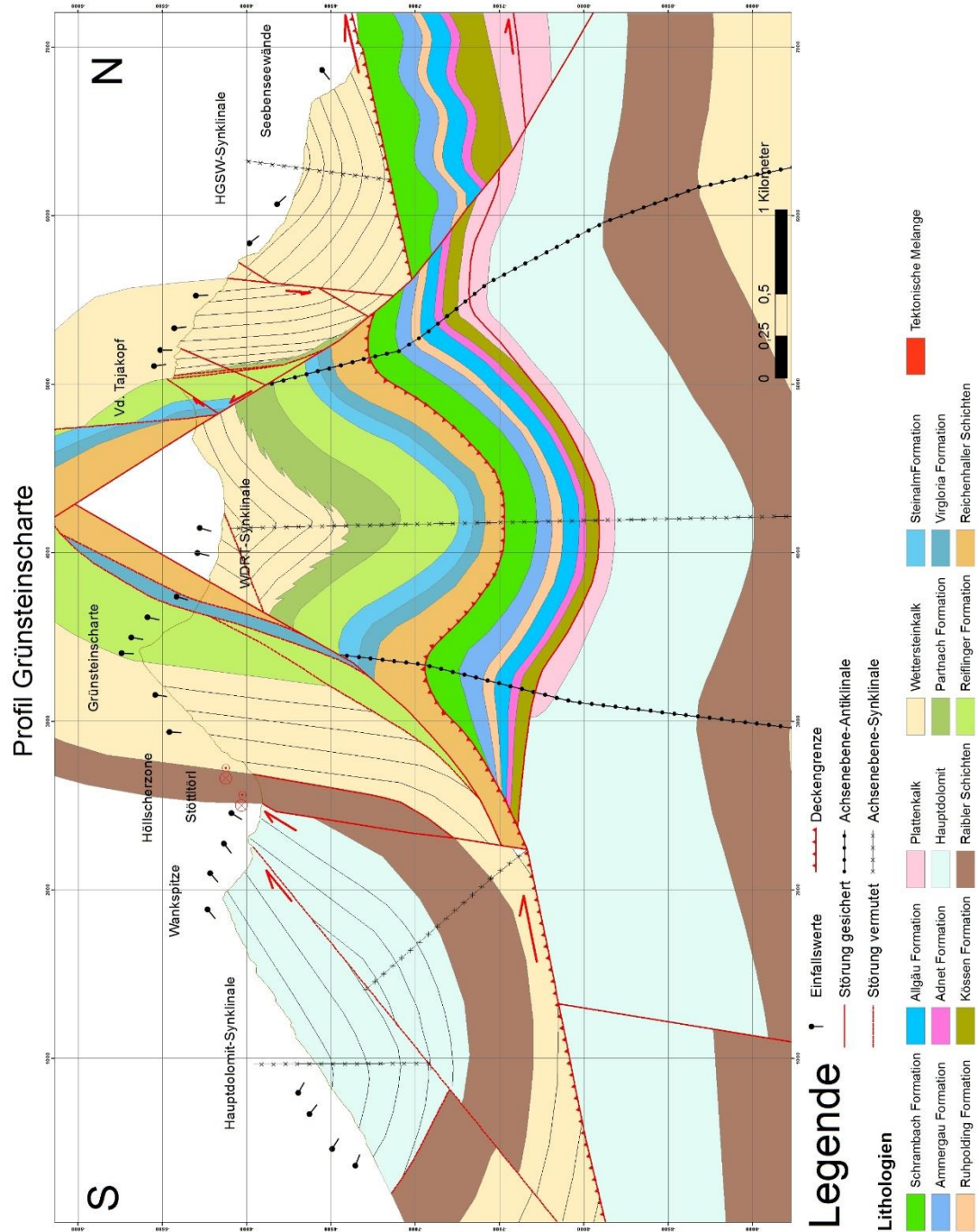


Abbildung 63: N-S Profil durch die Tajaköpfe und die Grünsteinscharte, stark verkleinert

Das Profil 1 (siehe Abbildung 63) umfasst den Vorderen und den Hinteren Tajakopf, die Grünsteinscharte, das Stöttltörl und den südlichen Hauptdolomit-Vorbergzug zum Lehnberghaus.

Zuerst muss erwähnt werden, dass die Triasabfolge der Mieminger Kette auf die Jungschichten nordwärts aufgeschoben wurden. Daher wird unterhalb der Seebenseeewände, oberhalb der in der Oberjura und Kreide abgelagerten Schrambach-Formation, der in der Trias abgelagerte Wettersteinkalk angetroffen.

Am Nordrand des Profils befindet sich die Schrambach-Formation aufgeschlossen. Verscherte Schrambach-Formationen wurden im Bachbett des Geißbaches als graue mikritische Kalke angetroffen. Hierbei konnten durch die Aufschlussverhältnisse nur wenige Daten aufgenommen werden, daher wurden die Daten der Jungschichten allgemein aus der Arbeit von Kreidl (2015) extrapoliert. Ebenso konnte die Deckengrenze nicht aufgeschlossen angetroffen werden, daher wurde diese mittels Orthofotos und Laserscan-Analyse festgelegt.

Unterhalb der Seebenseealm-Verebnung befindet sich die Synklinalstruktur der HGSW-Synklinale. Ihr Kern befindet sich dabei genau unterhalb der Seebensee-Alm. Der nördliche Hang des Vorderen Tajakopfes bildet dabei einen Teil des südlichen Synklinalschenkels. Beim Anstieg zum Vorderen Tajakopf, befindet sich auf ca. 2100 m eine Abschiebung, die südwärts einfällt und die Synklinale versetzt. Der Wettersteinkalk des Südschenkels der HGSW-Synklinale wird dabei auf die Reiflinger und Steinalm-Kalke des gleichen Schenkels abgeschoben.

Die am Vorderen Tajakopf angetroffenen Schichten des Wettersteinkalkes zeigen gegen Süden hin ein starkes Ansteigen bzw. Aufbiegen.

Am Rücken des Vorderen Tajakopfes finden sich aufgeschlossen die Schichten der Reiflinger, Steinalm- sowie Virgloria-Formation welche steil nach Norden einfallen (009/86).

Hierbei handelt es sich um den Nordschenkel der WDHT-Antiklinale. Die Reichenhall-Formation bildet am Übergang zwischen Vorderem und Hinterem Tajakopf den Kern der Antiklinale. Der Nordschenkel der WDHT-Antiklinale wurde nach der Faltung südwärts auf den Wettersteinkalk des Hinteren Tajakopfes aufgeschoben (siehe Abbildung 64). Dabei kam es zu einer Rücküberschiebung, wobei, wie im Kapitel 4.6.1 erläutert, die Reichenhall-, die Virgloria-, die Steinalm- und die Reiflinger Formation auf sich selbst rücküberschoben wurden. Der Hintere Tajakopf wird von zwei großen Aufschiebungen begrenzt: Die nördliche Aufschiebung fällt mit 58° nach NE ein und die südliche mit 43° nach SW. Beide Störungen entstanden sehr spät nach der Überschiebung und Faltung, d.h. sie gehören einem sehr jungen

5 Geologische Profile

Ereignis an, da sie sowohl die Inntaldecke als auch die darunter liegende Lechtaldecke versetzen.

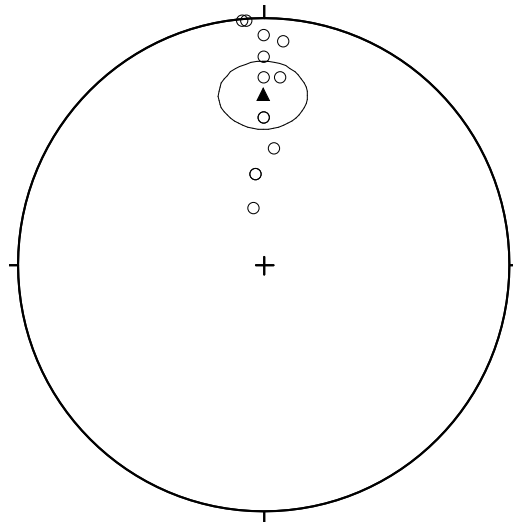


Abbildung 64: Flächenpoldarstellung der Bankung des Wettersteinkalkes am Hinteren Tajakopf, Faltenachse 180/58 (als Dreieck dargestellt)

Südlich des Hinteren Tajakopfes Richtung Grünsteinscharte werden durch Aufschiebungen mit Seitenversatz der Virgloria-Kalk und die Reichenhaller Schichten in ihrer Mächtigkeit beschnitten. Diese Störungen führen auch dazu, dass die Steinalm-Formation hier nicht mehr aufgeschlossen vorgefunden wird. Unterhalb des Sattels zwischen Hinterem Tajakopf und der Grünsteinscharte befindet sich der Kern der WDRT-Synklinale, wobei die Achsenebene der Synklinale E-W streicht und leicht nach N einfällt. Den Übergang bildet der Südschenkel der MGSCH-Antiklinale. Es kann durch Extrapolation der im Feld gewonnenen Daten angenommen werden, dass sich der Kern der MGSCH-Antiklinale unterhalb der Griesspitze befindet. Die Griesspitze selbst wird von den Gesteinen des Wettersteinkalkes gebildet, diese nehmen gegen Süden hin einen immer steileren Winkel ein, bis sie fast saiger stehen. Die westlich gelegene Grünsteinscharte (siehe Abbildung 63) dagegen wird von den Gesteinen der Reifling-Formation aufgebaut, welche jedoch ähnliche sehr steile bis saiger stehende Einfallswerte aufweisen. Am Südhang der Griesspitze, südlich der Grünsteinscharte unterhalb der Höllreise, werden nun erstmals die Raibler Schichten angetroffen, welche das Stöttlötöl bilden. Sie wurden durch eine dextrale Seitenverschiebung verschleppt und mehrmals durch eine nordwärts gerichtete Bewegung aufgeschoben.

Der Südteil des Profils wird vom Hauptdolomit gebildet, welcher die Hauptdolomit-Synklinale bildet (siehe Kapitel 4.10), deren Kern nordöstlich des Lehnberghauses liegt.

5.2 Profil 2

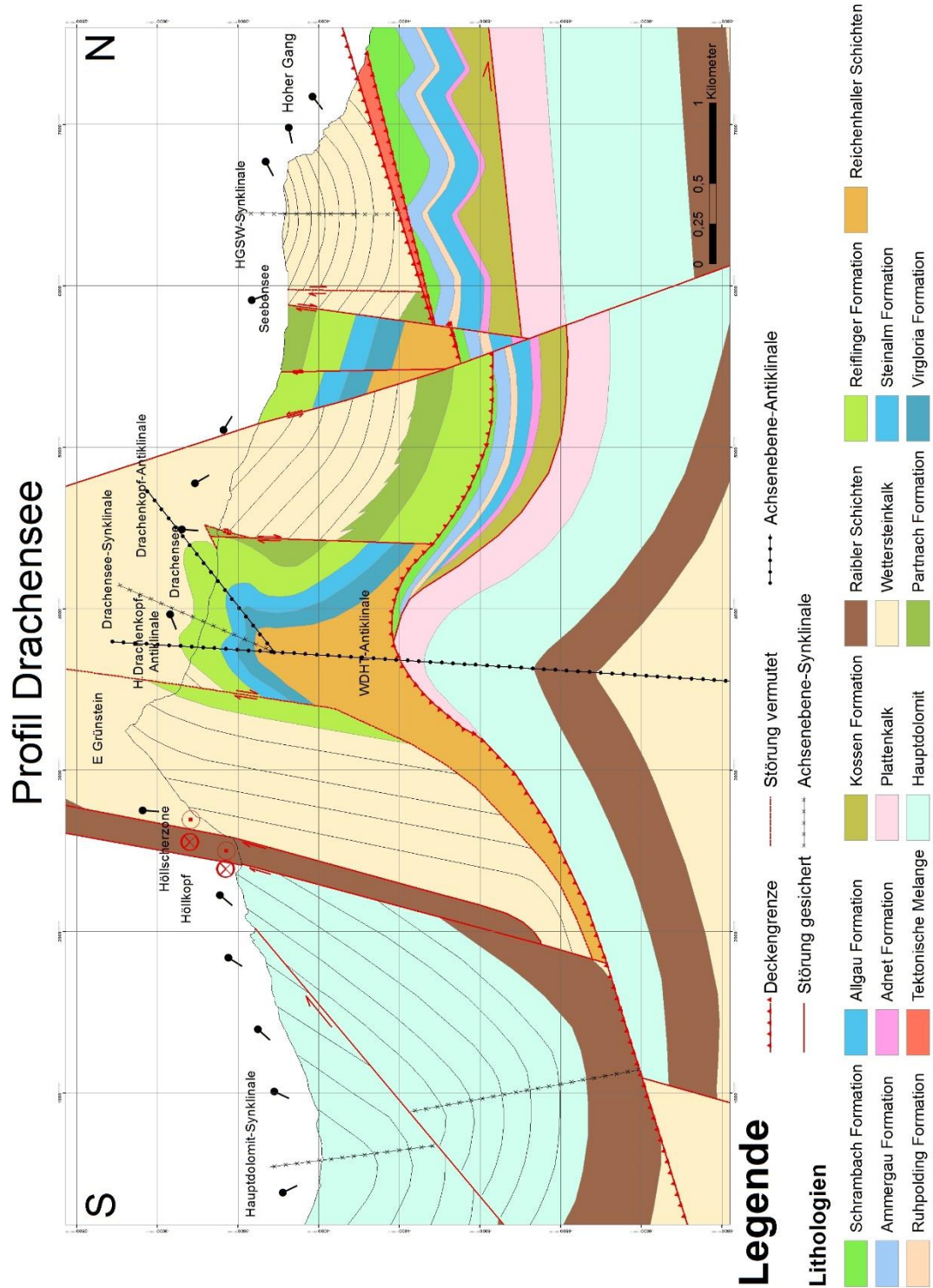


Abbildung 65: N-S Profil durch den Drachenkopf und den Mieminger Hauptkamm, stark verkleinert

5 Geologische Profile

Das Profil 2 (siehe Abbildung 65) zieht vom Hohen Gang Richtung Süden zwischen Drachensee und Vorderem Drachenkopf über die Hölle hinaus.

Im Norden des Profils 2 befinden sich die Schrambach-Schichten aufgeschlossen (Kreidl, 2015), welche von einer tektonischen Melange überlagert werden, die bei der Deckenüberschiebung aus den Wettersteinkalken und den Jungschichten gebildet worden ist. Darüber bilden die aus Wettersteinkalk bestehenden Seebenseewände bzw. der Hohe Gang den Nordschenkel der HGSW-Synklinale.

Die mit 22° flach nach SW einfallende Schichtung biegt unterhalb des Seebensees um. Am Südrand des Sees konnten, durch eine Aufschiebung voneinander getrennt, die Steinalm- und die Reiflinger Formation aufgeschlossen vorgefunden werden. Bei der Aufschiebung wurden die jüngeren Gesteine der Reiflinger Formation neben die älteren Gesteine der Steinalm-Formation geschoben. Letztere wurde wiederum nordwärts auf den Wettersteinkalk aufgeschoben. Der Fuß der sogenannten „Drachenseerhebung“ (siehe Abbildung 66) wird größtenteils vom Wettersteinkalk gebildet.

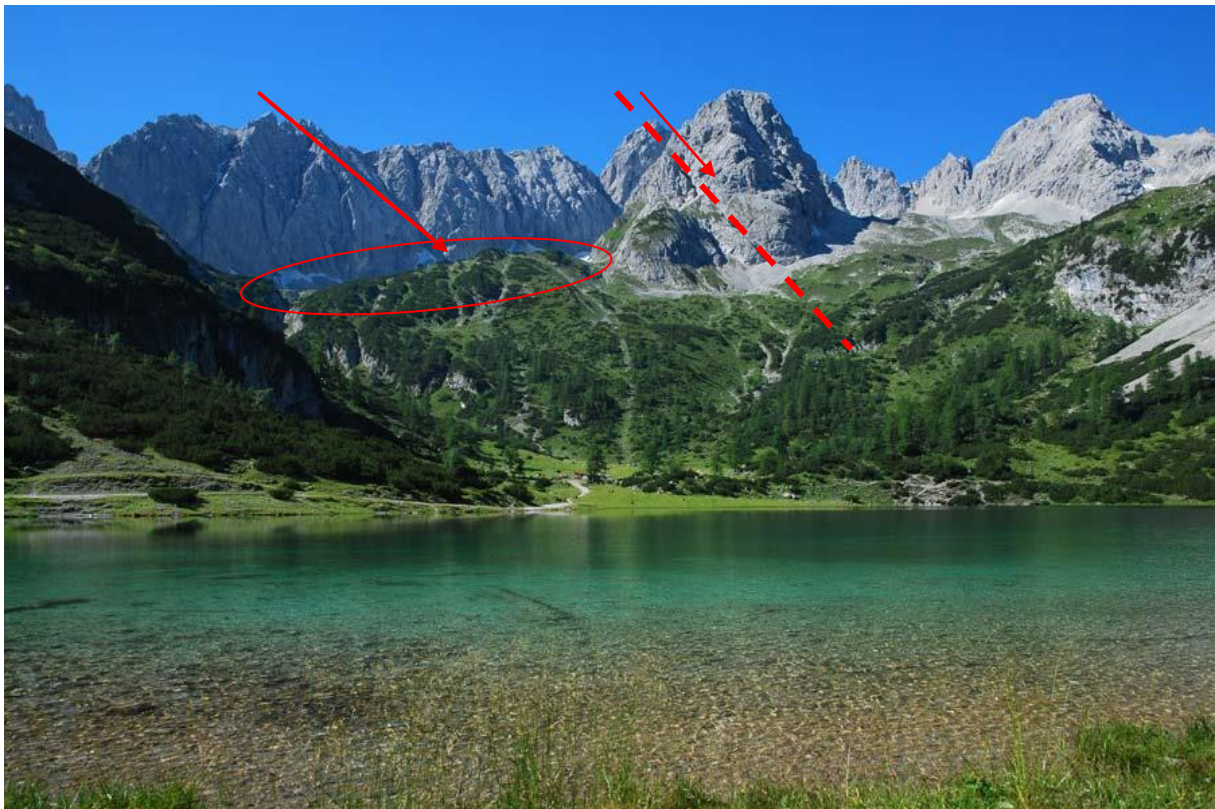


Abbildung 66: Blick auf den Drachenkopf, mit dem Drachensee am Ostfuß (roter Pfeil), der sog. „Drachenseerhebung“ (roter Kreis), weiters dargestellt die flache Abschiebung am Drachenkopf (rote gestrichelte Linie)

5 Geologische Profile

Das Profil wurde so gelegt, dass es durch den östlichen Teil des Drachenkopfes verläuft, da der Drachenkopf intern durch eine Störung versetzt wurde (siehe Abbildung 66) und am westlichen Hang die Reiflinger Schichten nicht mehr aufgeschlossen angetroffen werden können. Daher befinden sich nun in diesem Profil am Fuß des Drachenkopfes die Reiflinger Schichten, welche ein Teil der WDHT-Antiklinale sind. Hier konnte das Umbiegen der Schichten genau beobachtet und aufgenommen werden, wobei sich die Achsenebene zwischen dem Hinteren und dem Vorderen Drachenkopf befindet.

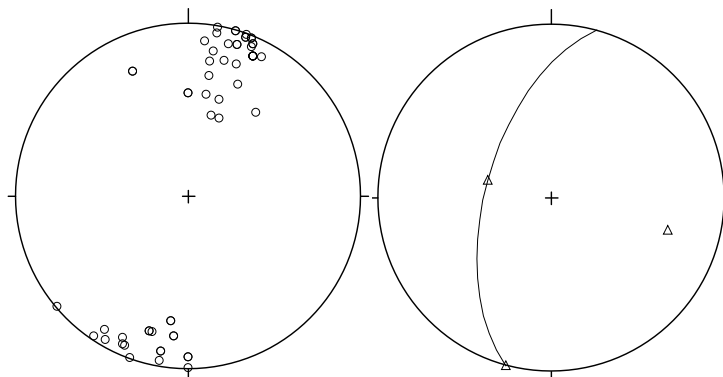


Abbildung 67: Links: Flächenpoldarstellung der Antiklinale am Vorderen Drachenkopf. Rechts: Darstellung der berechneten Faltenachse

Am südlichen Bereich des Drachenkopfes werden die Schichten des Wettersteinkalkes auf die WDHT-Antiklinale aufgeschoben. Nach Analyse und Vergleich der Daten (z.B. mit den am Wamperter Schrofen aufgenommenen Daten) konnten diese dem Südschenkel der WDRT-Synklinale zugeordnet werden.

Es kann angenommen werden, dass sich der Kern der WDRT-Synklinale unterhalb des Drachenrückens befindet. Dabei fällt die Faltenachse der WDRT-Antiklinale parallel zur WDHT-Antiklinale ein. In der tektonischen Karte (siehe Abbildung 31) ist ersichtlich, dass alle Achsenebenen der WDRT-Synklinale, HGSW-Synklinale, MGSH-Antiklinale, WDHT-Antiklinale und der Hauptdolomit-Synklinale parallel verlaufen. Die Achsenebenen dieser weisen einen W-E-Verlauf auf (siehe Abbildung 62).

Am Übergang vom Drachenrücken auf den Hinteren Drachenkopf trifft man auf eine E-W-streichende, N-gerichtete Aufschiebung (63°). Diese Aufschiebung versetzt die Deckengrenze, wodurch die Aufschiebung ein jüngerer Alter als die Deckengrenze aufweist, und schiebt die ältere Trias-Abfolge bis zu den Reiflinger Schichten auf den Wettersteinkalk. Dabei kommt es am Hinteren Drachenkopf zu einer Rücküberschiebung: Die Reiflinger Schichten werden auf sich selbst überschoben, dabei stellt sich eine Schichtverdoppelung ein. Die weitaus ältere

5 Geologische Profile

Aufschiebung am Grünstein wird dadurch wahrscheinlich noch einmal remobilisiert, wodurch die Gesteine der Reiflinger Formation teilweise leicht dolomitisiert wurden.

Der Grünstein selbst wird im westlichen Bereich von der Reifling-Formation gebildet, wobei das Profil durch den vom Wetterstein gebildeten Bereich des Riffeltals gelegt wurde, da hier der Nordschenkel der Hauptdolomit-Synklinale bzw. der Südschenkel der MGS-H-Antiklinale aufgeschlossen ist. Die Schichten selbst fallen steil nach S ein, wobei sie in die Tiefe immer flacher einfallen.

5.3 Profil 3

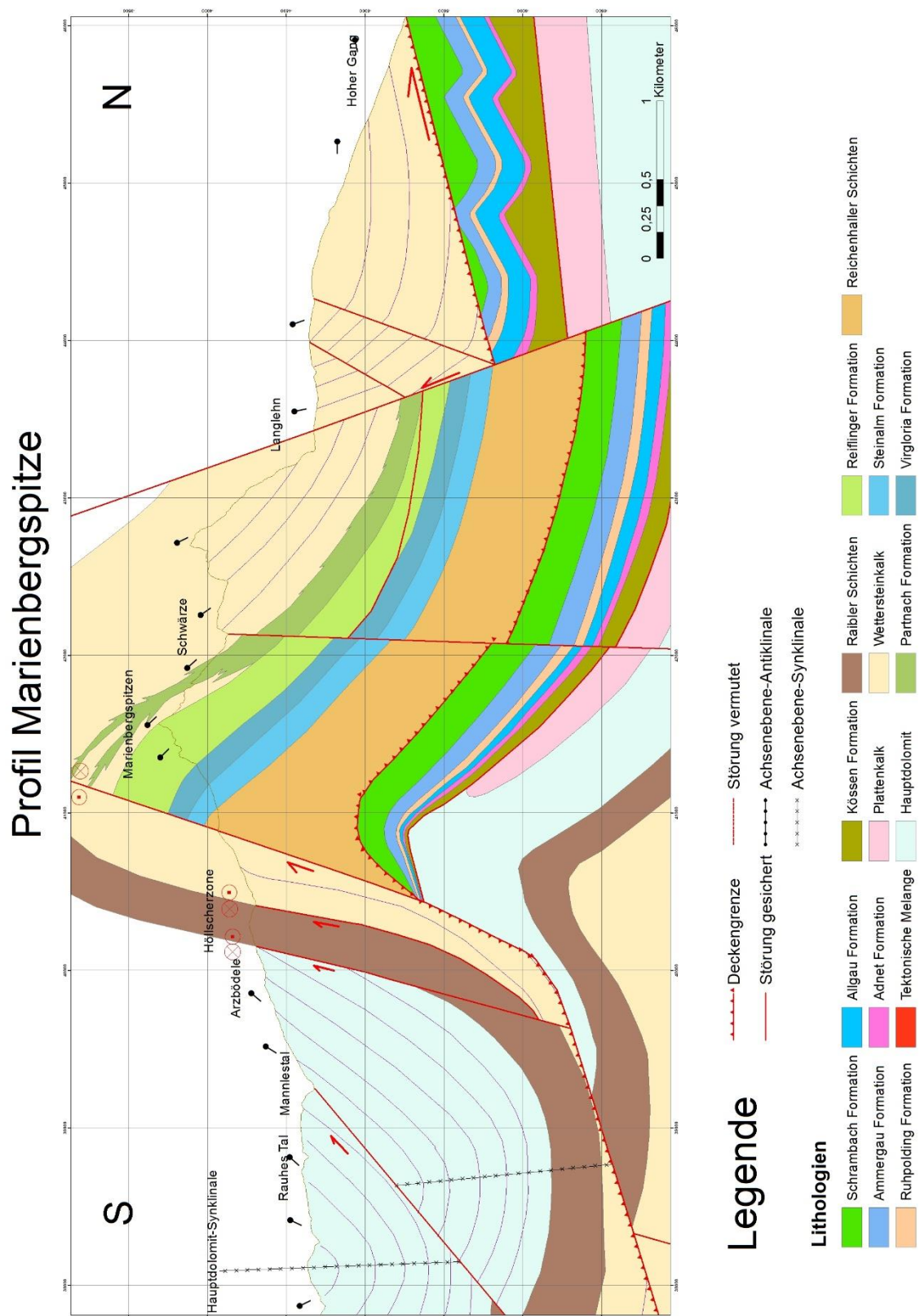


Abbildung 68: N-S Profil durch die Marienbergspitzen, stark verkleinert

5 Geologische Profile

Das dritte Profil verläuft vom Hohen Gang über die Langlehn zur Schwärze, über die Marienbergspitzen zum Rauhen Tal hinab.

Der Nordteil des Profils 3 (siehe Abbildung 68) ähnelt den Profilen 1 und 2, wobei die Sonnenspitze, von der nur der westliche Teil im Profil abgebildet ist, zum Großteil aus Wettersteinkalk gebildet wird.

Die Schichten am Hohen Gang im Nordbereich liegen fast waagrecht und werden gegen Süden hin immer weiter versteilt bzw. biegen auf (siehe Abbildung 69).

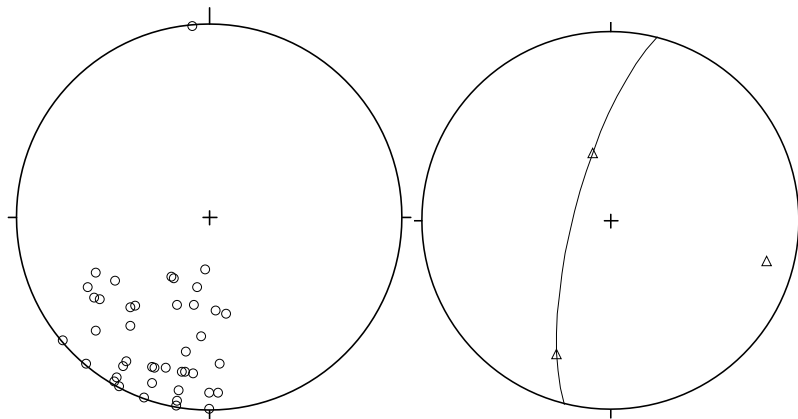


Abbildung 69: Links: Flächenpoldarstellung der Bankung des Wettersteinkalkes an der Sonnenspitze. Rechts: Berechnete Faltenachse

An der Sonnenspitze konnten mehr Aufschiebungen angetroffen werden, welche mit Störungen am Vorderen Tajakopf und am Seebensee korrelieren.

Am Südhang der Sonnenspitze konnte die N-gerichtete Störung, welche am Drachenkopf und am Hinteren Tajakopf angetroffen wurde, wieder aufgeschlossen vorgefunden werden. An der Biberwierer Scharte konnte die Reichenhall-Formation angetroffen werden (siehe Kapitel 4). Am Schartenkopf stehen die Schichten des Wettersteinkalkes saiger. In Richtung Wamperter Schrofen bzw. der Schwärze kann ein leichtes Umbiegen der Schichten Richtung Süden erkannt werden, es kann daher angenommen werden, dass der Kern der WDRT-Synklinale sich unterhalb des Sattels zwischen Wamperter Schrofen und Schartenkopf befindet. An der Marienbergspitze kann die Verzahnung des Wettersteinkalkes mit den Partnachschieben und ebenso die Verzahnung des Wettersteinkalkes mit der Reiflinger Formation aufgeschlossen angetroffen werden, wobei die Schichten nach N-NW mit 43° einfallen und den Nordschenkel der MGS- Antiklinale bilden. Der Südteil des Profils, welcher hauptsächlich aus Hauptdolomit besteht, wird wie in Profil 1 und Profil 2 von der Hauptdolomit-Synklinale gebildet.

6 Entwicklung der Geschichte der Nördlichen Kalkalpen

Die Nördlichen Kalkalpen sind ein riesiger Komplex, bestehend aus unterschiedlichen Decken aus mesozoischen Sedimenten. Dieser Deckenstapel wird zu den ostalpinen Decken gezählt. Im Westen wurden sie von ihrem prä-triadischen kristallinen Grundgebirge abgeschert. Im Osten ist der kristalline Untergrund noch erhalten als Innsbrucker Quarzphyllit und Grauwacken-Zone. Der Hauptteil wird von der zuoberst liegenden Lechtaldecke gebildet. An deren Basis befindet sich eine Schuppenzone aus mitteltriadischen Sedimenten, der obere Teil wird von Großfalten geprägt.

Zur Interpretation der Tektonik ist nachfolgend das sedimentologische Ablagerungsmilieu kurz erwähnt:

Ferreiro-Mählmann & Morlok (1992) weisen das Wettersteingebirge der Lechtaldecke zu. Diese Interpretation wurde unter der Annahme von Rüffer & Bechstädt (1995) getroffen, dass sich ein Partnach-Becken südlich des Wettersteingebirges gebildet hat. Dies steht im Widerspruch zu einem neueren Modell von Rüffer & Bechstädt (1998), auf das hier nicht näher eingegangen wird – jedoch sei kurz erwähnt, dass in jenem Modell kein Partnach-Becken zwischen den Einheiten vorgesehen ist. Kreidl (2015) interpretierte an der im Puitental angetroffenen Deckengrenze ein ähnlich neues Modell: Er untersuchte am Gatterl, westlich des Steinernen Hüttl, und am Wetterstein-Vorbergzug den Wettersteinkalk, fand Merkmale in Bezug auf lagunäre Bedingungen und bestätigte damit die Untersuchungen von Ferreiro-Mählmann & Morlok (1992).

Vom Mieminger Hauptkamm ausgehend beobachten Becke (1983) und Wolkersdorfer (1989) im Muschelkalk und im Wettersteinkalk eine Vertiefung nach Norden und Westen im nordalpinen Nebenmeer der Tethys. Da am Tschirgant keine Anzeichen eines Partnachbeckens gefunden wurden, können damit die Partnachschichten an der Marienbergspitze erklärt werden. In der Mieminger Kette, genauer im westlichen Teil dieser, konnte wie im Wetterstein-Gebirge die Wettersteinkalk-Plattform angetroffen werden. Weiteres zeigte sich an der Marienbergspitze die Verzahnung der siliziklastischen Beckenfazies (siehe Profil und siehe Kapitel 4) der Sedimente des Beckenrands und des Riffabhangs. Auch am Vorderen Tajakopf konnte die Verzahnung der Beckenrandfazies, der Reifling-Formation und der Sedimente des Riffabhanges der Wettersteinkalk-Formation (siehe Kapitel 4) angetroffen werden.

6 Entwicklung der Geschichte der Nördlichen Kalkalpen

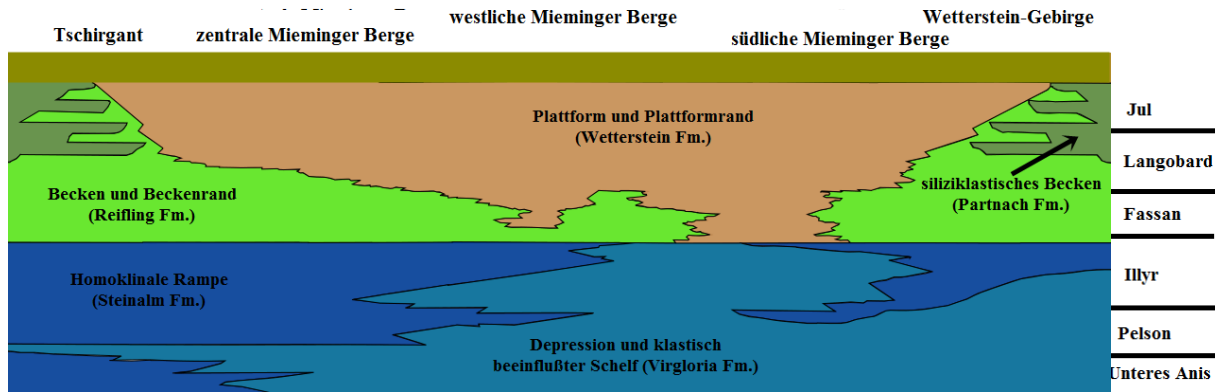


Abbildung 70: NNE-SSW Schnitt durch einen Plattformkörper zwischen Tschirgant und Wetterstein-Gebirge (modifiziert nach Rüffer und Bechstäd, 1995). Die Abbildung ist nicht maßstabsgetreu und zur Verdeutlichung überzeichnet. Die Farben entsprechen den in der Tektonischen Karte verwendeten

Während der Oberkreide kam es zur Schließung des Meliata-Ozeans (Kapitel 1) (Schmid et al, 2004), und dadurch zu einer Verkürzung der Alpen in NW bis NNW (Eisbacher & Brandner, 1996).

Miller (1962a) weist darauf hin, dass die Jungschichtenzone von Süden her durch die Mieminger Masse überschoben wurde, wobei die Jungschichtenzone zur Lechtaldecke gezählt wird und es sich bei der Mieminger Masse um einen Teil der Inntaldecke handelt. Dabei kam es laut Miller (1962a) zu einer Schubweite von mindestens 1 km bis zu Weiten von 3 km.

6.1 Beobachtung in der Tektonik der Nördlichen Kalkalpen

Die durch die Kartierung gewonnenen Daten und deren Auswertung, sowie die daraus resultierenden tektonischen Profile konnten mit vorangegangenen Arbeiten in diesem Gebiet verglichen und ein neues tektonisches Modell erstellt werden.

Das Aussehen der heutigen Mieminger Kette führen Becke (1983), Heissel (1978) und Ferreiro-Mählmann & Morlok (1992) auf das Verkippen dreier unterschiedlicher Schollen zurück, welche durch das Überschieben der Inntaldecke auf die Lechtaldecke entstanden waren. Dagegen erklären die Theorien von Ampferer (1902) und Miller (1962a) das Aussehen mit einer Faltenstruktur. Auf der Grundlage der im Rahmen dieser Arbeit gewonnenen Daten kann das „3-Schollen-Modell“ Erstgenannter für unzutreffend erklärt und das Falten-Modell, laut Ampferer (1902) und Miller (1962a) mit nur einer Antiklinale, durch ein Mehr-Falten-Modell mit zwei Antiklinal- und drei Synklinalstrukturen ersetzt werden.

6.1.1 Kinematische Geschichte der NKA im Untersuchungsgebiet

In der Kreidezeit kommt es zur nordvergenten Überschiebung der Inntaldecke über die Lechtaldecke. Da die im Gelände vorgefundenen Tear Faults weder die Deckengrenze noch die Rücküberschiebungen versetzen, sehr wohl jedoch die Großfalten, müssen diese in eine frühere Zeit gesetzt werden. Dadurch kann angenommen werden, dass es während des Juras nach der Ablagerung der triassischen Sedimente zur Verfaltung dieser kam, wobei die Spuren der Faltenachsenebenen eine E-W Erstreckung aufzeigen. Die Faltenachsen der Großfalten wurden später durch die vorher genannten NNE verlaufenden Tear Faults versetzt.

Die Kleinfalten, wie z.B. am Hinteren Drachenkopf, werden aus zwei Gründen ebenfalls wie die Großfalten vor die Deckenüberschiebung gestellt. Erstens, weil sie ebenfalls von den Tear Faults versetzt werden, und zweitens, weil sie noch älter als die Großfalten sind, was durch negative paläomagnetische Falten tests im Muschelkalk und durch Abwicklung der Kleinfaltenachsen belegt ist (Becke, 1983).

In der Kreidezeit wurde durch „*die als Antriebskraft wirkende Subduktion der Sockelgesteine [...] die Bewegung der Schubmasse ausgelöst*“ (Wolkersdorfer, 1989). Nun folgend begannen die einzelnen Decken, sich durch Abgleiten voneinander zu trennen. Immer wieder kam es

später während der alpinen Orogenese zu weiteren Bewegungen an den Überschiebungsbahnen. Im Oligozän wurden die Decken über das Flysch und das Helvetikum geschoben. Während dieser neuerlichen Mobilisierung kam es laut Plöchinger (1980) zu weiteren Schuppen- und Faltenbildungen innerhalb des Deckenstapels.

Die Rücküberschiebungen können in den Zeitraum der nordvergenten Überschiebung gestellt werden, wobei Becke (1983) und Miller (1965) hier eine genaue zeitliche Einstufung nicht vornehmen, da Vergleiche bzw. eine Plombierung der Deckengrenze durch Gossau-Sedimente fehlen.

6.2 Kinematische Geschichte der Nördlichen Kalkalpen im Untersuchungsgebiet

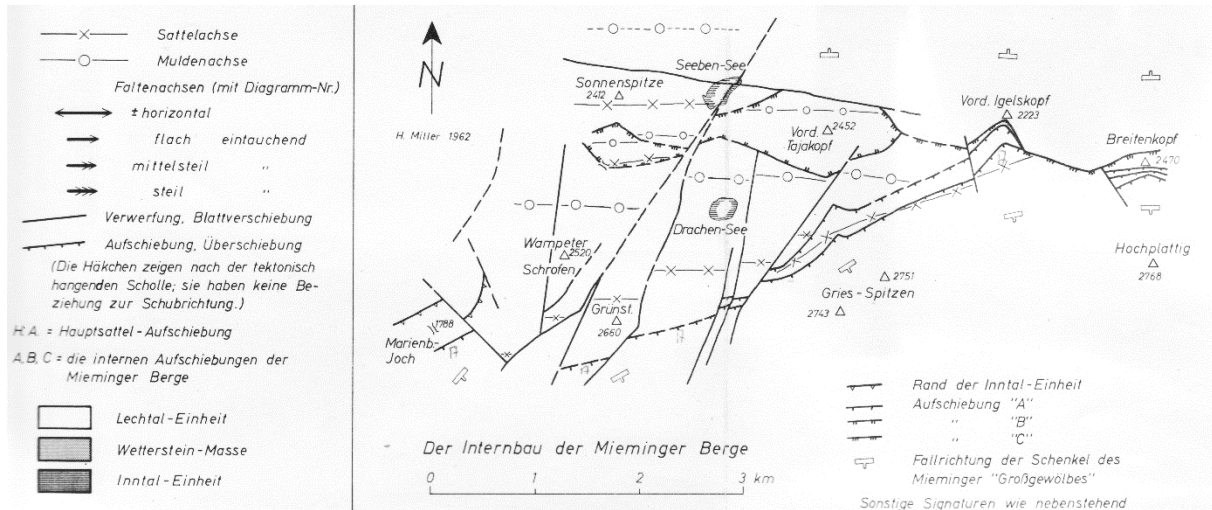


Abbildung 71: Tektonische Karte des westlichen Mieminger Hauptkammes (Miller, 1963)

Die Abbildung 71 zeigt die von Miller (1962a) aufgenommene tektonische Karte des Mieminger Hauptkammes. Schon Leuchs (1927) vermutete eine Überschiebung der Mieminger Masse auf die Jungschichtenzone in SE-NW-Richtung, von Loesch (1915) nahm dagegen einen 16 km weiten westwärts gerichteten Schub der Mieminger Masse an.

Die Mieminger Kette, der Inntaldecke zugeordnet, wurde von SE nach N-W auf die Lechtaldecke überschoben. Die Geometrie der Überschiebungsbahn der Deckenüberschiebung wird von den im Feld gewonnenen Daten sowie den Veröffentlichungen von Ampferer (1899 und 1902), Miller (1962a) und Kreidl (2015) gestützt. Zwischen Lechtal- und Inntal-Decke befindet sich eine Zone ausgeprägter Schuppung (Ampferer, 1899).

Bei der Deckengrenze handelt es sich um eine Überschiebungsbahn, die zwei Einheiten voneinander trennt: Im Hangenden die Inntaldecke mit ihren triassischen Gesteinen und im Liegenden die Lechtaldecke mit ihren Gesteinen, welche Alter bis zur Unterkreide aufweisen. Die Deckenüberschiebung kann der Unterkreide zugeordnet werden, da die Schrambach-Formation das jüngste unterhalb der Überschiebung im Feld vorgefundene liegende Schichtglied bildet.

Weiters ist die Deckenüberschiebung stark von Abschiebungen überprägt. Am Ende der Unterkreide führte eine weitere Einengung zur Ausbildung von Überschiebungen und zu mehreren Sets von Blattverschiebungen. Nachfolgend kam es zur Verfaltung und zur Orogenese, mit einer isostatischen Heraushebung. Ab dem Miozän kam es zur Extension durch

6 Entwicklung der Geschichte der Nördlichen Kalkalpen

gravitativ gesteuerte Zergleithvorgänge und Abschiebungen, wobei ältere Störungen reaktiviert wurden.

Zambanini (2014) erklärt die Entwicklung der Deckenüberschiebung zwischen den zwei Gebirgen – dem Mieminger Gebirge im Süden und dem Wettersteingebirge im Norden – durch eine N-gerichtete Schubmasse. Dadurch kommt es in der Inntaldecke zu einem großmaßstäblichen Faltenbau, was durch einen „*anhaltende[n] Druck innerhalb der Inntaldecke [...] zur Ausbildung einer E-W streichenden Störung*“ führt (Zambanini, 2014). Seine in Abbildung 72 dargestellte Grafik zeigt auf, dass sich bei der Gehrenspitze eine tear fault ausbildet, wodurch das westliche Gaistal mit dem Vorbergzug abgeschoben wird. Des Weiteren wird das Arnspitzmassiv an einer sich durchreißenden Überschiebung auf das Wettersteinmassiv aufgeschoben (Zambanini, 2014).

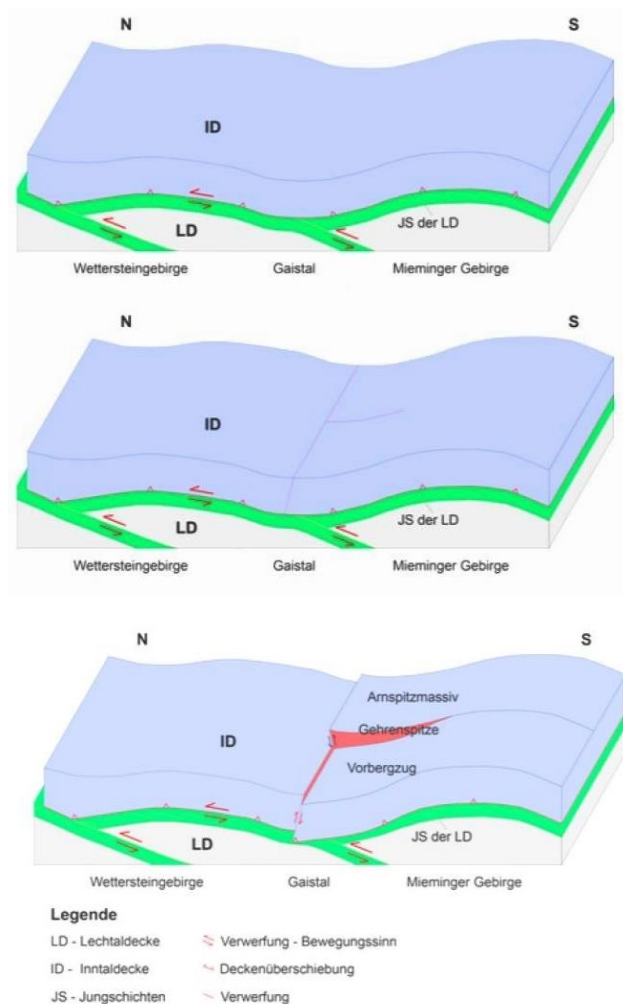


Abbildung 72: Entwicklung der Deckenüberschiebung im Bereich des Wettersteingebirges, sowie des Mieminger Gebirges (nach Zambanini, 2014)

In Abbildung 73 wird schematisch das als Ergebnis der vorliegenden Arbeit erstellte Modell dargestellt. Es lehnt an das im Norden angrenzende Modell von Kreidl (2015) an.

Die ersten auftretenden kompressiven Spannungen werden durch Faltung abgebaut (siehe Abbildung 73). Dadurch kommt es dadurch zur Ausbildung von aufrechten Falten mit Wellenlängen von bis zu 3 km in der Mieminger Kette und im angrenzenden Wettersteinmassiv von Wellenlängen im Bereich bis zu 1 km (Ferreiro-Mählmann & Morlok, 1992, Wolkersdorfer, 1989, Brandner, 1984, Miller, 1962a, und Ampferer, 1902).

Diese Faltenstrukturen sind heute noch im Gelände erhalten als MGSH- und WDHT-Antiklinale, wobei der bisher bekannten allgemeinen Darstellung von Ampferer (1902), Miller (1962a), Becke (1983) und Ferreiro-Mählmann & Morlok (1992) von einer einzigen, der „Mieminger Antiklinale“ widersprochen wird. Die sich vom Hinteren Tajakopf über den Drachenrücken zum Wamperter Schrofen ziehende Synklinale wird in den bisherigen Modellen nicht berücksichtigt.

Die Jungschichten dienten während der Deckenüberschiebung als Schwächezone und wurden so von den wesentlich älteren Wettersteinkalkschichten der Inntaldecke überschoben (Beurlen, 1943, und Ferreiro-Mählmann & Morlok, 1992). Dadurch wurden die Jungschichten stark verfaltet, wobei es sich um N-vergente Falten handelt.

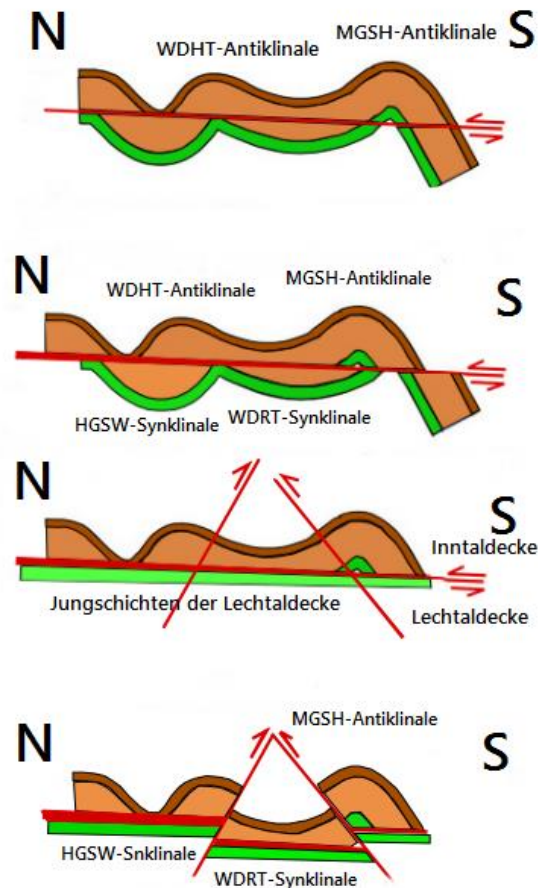


Abbildung 73: Modellvorstellung der Falten Entstehung der Mieminger Kette (modifiziert nach Kreidl, 2015)

Bei der Deckenüberschiebungsfläche selbst, welche nach Ortner (2003a) im Albium (Ende Unter-Kreide) einsetzte, handelt es sich um eine flach nach S einfallende Störungsfläche, welche eine vorher angelegte Faltenstruktur im unteren Bereich durchschneidet und zu Seitenverschiebungen, welche geringeren Weiten aufweisen, führt. Die vorher angelegten Faltenstrukturen der Inntaldecke überfahren die Lechtaldecke. Dabei kommt es zu einer Überlagerung der Trias-Gesteine (Hangenden) auf die Gesteine der Jungsichten im Liegenden.

Zuerst sind die zwei größten Hauptstörungsflächen im Nordteil des Arbeitsgebietes zu erwähnen, welche neben der Verfaltung das Gebirge am stärksten geprägt haben (siehe Abbildung 75 und Abbildung 80).

Eine dieser großen Störungen, die Wannigstörung, zieht sich vom Wannigkopf bzw. Wannig-Kamm, als eine ca. mit 70° streichende steil südeinfallende Aufschiebung (Sanders, 1988) nach E in das Arbeitsgebiet hinein.

Diese Störung verband Miller (1962a), Tollmann (1976b) und Becke (1983) mit der E-W streichenden, steil nach S einfallenden Aufschiebung am Marienbergjoch (Wannig-Störung)

und dem Hinteren Tajatörl. Jedoch verläuft die Wannig-Störung SW-NE und wird daher im Süden von der Höllscherzone abgeschnitten, daher können diese beiden nicht verbunden werden.

Miller (1962a) nahm an, dass es bei dieser Aufschiebung zu Schubweiten von ca. 1 km bzw. am Brendlkar zu deutlich höheren Weiten kam. Mit den neu gewonnenen Erkenntnissen, der Höllscherzone und ihr Charakter, kann nun davon ausgegangen werden dass diese Störungen nicht miteinander verbunden werden können.

Eine zweite große Störung streicht E-W entlang der Biberwierer Scharte zum Osthang der Tajaköpfe, wobei die Schubweite (N-S Schub) ebenfalls Weiten von 1 km bzw. darüber aufweisen (Miller, 1962a).

Die in Abbildung 74 vereinfacht schematisch dargestellten Störungen symbolisieren die Strukturen dieser zwei großen Störungen in der westlichen Mieminger Kette, wobei sie je nach ihrer geographischen Position steiler bzw. flacher einfallen.

Schon Tollmann (1976a) stellte ein ähnliches Störungsmodell für die westliche Mieminger Kette auf (siehe unten angeführte Abbildung 75). In diesem Modell allerdings wird eine zerscherte Antiklinale dargestellt, während Kreidl (2015) für sein Modell von einer zerscherten Synklinale ausgeht. Das im Rahmen dieser Arbeit erstellte Modell unterstützt die Interpretation von Kreidl (2015) und bildet ab, dass es sich bei den Störungen um zwei zerscherte Antiklinalen handelt.

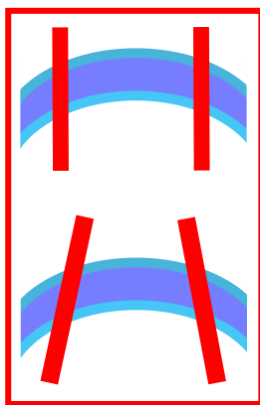


Abbildung 74: Störungsmodelle der Hauptstörungen in der westlichen Mieminger Kette (modifiziert nach Ramsey & Huber, 1962)

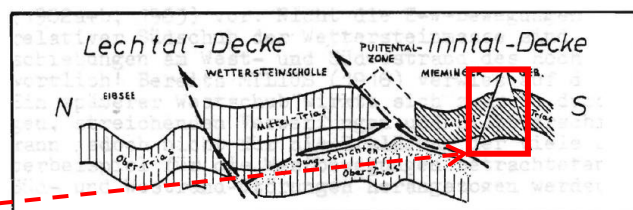


Abbildung 75: Schematisches Profil der Inntal-Lechtaldecken-Überschiebung (Tollmann, 1976a), rot gekennzeichnet das ähnliche Störungsmodell wie nach Ramsey & Huber (1962)

Unterhalb des Hohen Gang ist eine Schuppenzone aus Jungschichten erhalten. Diese Schuppenzone entstand durch das Mitschleppen der Einheiten während der Deckenüberschiebung, wodurch die präexistierenden Faltenstrukturen durchbrochen wurde.

Mit zunehmender Überschiebungstätigkeit der Inntaldecke kommt es außerdem zu einer internen Verfaltung. Dadurch entstehen, wie vorher bereits erwähnt, weitere kleine NE-SW-streichende sinistrale und dextrale Störungen (siehe Abbildung 76), wobei die Anzahl letzterer überwiegt, um den sich weiter aufbauenden Druck zu entlasten. Ein Beispiel hierfür bildet die Höllscherzone (siehe Kapitel 4.9).

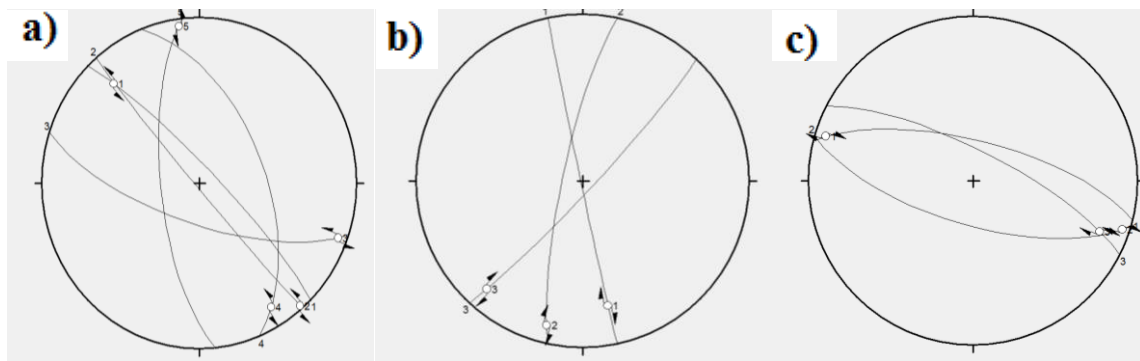


Abbildung 76: Datensatz jüngerer Seitenverschiebungen, von links nach rechts an den a) Tajaköpfen, b) Drachenköpfen und c) Schartenkopf

Leuchs (1930) und auch Miller (1962a) stellten die These auf, dass diese EW-streichenden Seitenverschiebungen die Mieminger Kette in streifenförmigen Schollen zerlegen. Diese Streifenschollen-Theorie konnte im Gelände nicht bestätigt, jedoch auch nicht widerlegt werden.

Eisbacher & Brandner (1996) machten bereits die Beobachtung von NE-SW-streichenden sinistralen Seitenverschiebungen. Mit diesen weitaus später stattgefundenen Störungen erklären die Autoren die Massenausgleichsbewegung, welcher in diesem Gebiet stattgefunden haben muss.

6 Entwicklung der Geschichte der Nördlichen Kalkalpen

Während der Deckenüberschiebung kam es zu einer weiteren relativ steil nach S einfallenden Überschiebung und einer nach N hin einfallenden Rücküberschiebung (siehe Abbildung 77).

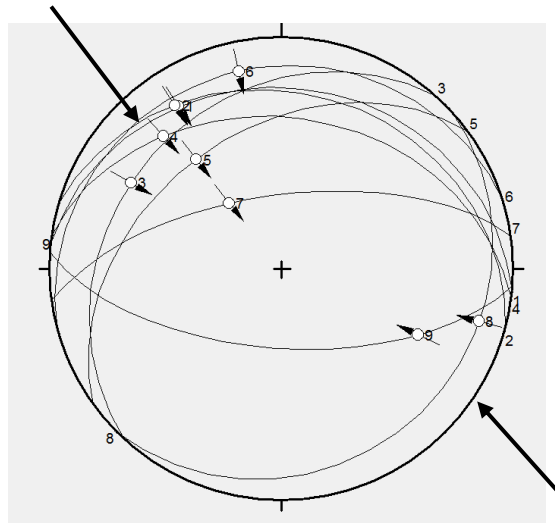


Abbildung 77: Datensets der Störungsflächen einer durch die Deckenüberschiebung aktivierten Rücküberschiebung

Daraus lässt sich schlussfolgern, dass die Tektonik der Mieminger Kette in drei Phasen aufzuteilen ist: Zuerst eine Verfaltung, dann die Deckenüberschiebung und darauffolgend die Seitenverschiebungen zur Druckentlastung. Diese Phasen greifen ineinander und fanden teilweise gleichzeitig statt.

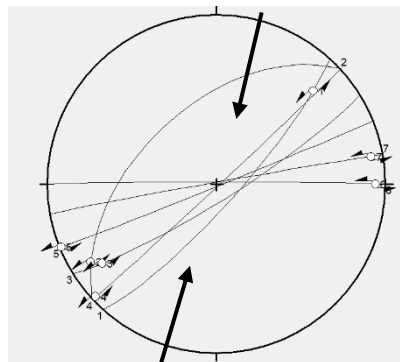


Abbildung 78: Datensets verschiedener am Mieminger Hauptkamm angetroffenen Seitenverschiebungen

Abbildung 78 zeigt Datensets verschiedener Seitenverschiebungen am Mieminger Hauptkamm. Welche von Becke (1983) wurden durch das Eindringen des südalpinen Indenters erklärt.

7 Zusammenfassung

Zusammenfassend wird ein Überblick über die verschiedenen geologischen Entstehungsmodelle gegeben, welche zum heutigen Aussehen der Mieminger Kette führten. Hierbei wird zuerst auf das ältere Modell von Eisbacher & Brandner (1996) eingegangen und darauffolgend auf das neu auf die Mieminger Kette adaptierte Modell von Allen et al. (2000). Schließlich werden die strukturgeologischen Ergebnisse dargestellt.

7.1 Entstehungsmodell von Eisbacher & Brandner (1996)

Eisbacher & Brandner (1996) nehmen an, dass der komplexe Aufbau des westlichen Teiles der Nördlichen Kalkalpen durch die Überlagerung zweier Falten- und Überschiebungsstrukturen mit dem dazugehörigen steilen Querstörungen entstanden ist. Die Entstehung beginnt mit einer zweiphasigen Einengung der sedimentären Gesteinseinheiten. Innerhalb des ostalpinen Akkretionskeiles werden die Abscherhorizonte der Faltenüberschiebungen und die darauffolgenden heteroaxialen Krustenverkürzung durch vorgegebene (stratigraphische) Horizonte, welche eine geringe Scherfestigkeit aufweisen, und progradierende, sehr steilstehende Querstörungen kontrolliert.

Während der mittleren Kreide kam es zu einer dextralen Blattverschiebung, welche mit der WNW bis NW gerichteten Abscherung und Stapelung der Decken einherging. Zu einer weiteren Einengung von mindestens 10 km kam es durch eine weitere sinistrale Blattverschiebung. Diese ist heute als Embach-Störung mit 20 km Versatz aufgeschlossen (siehe Abbildung 79). *„Eine angenäherte palinspastische Rekonstruktion der grösseren Strukturen zeigt, dass die Geometrie der initialen Überschiebungs- und Blattverschiebungsflächen wahrscheinlich vor allem durch Heterogenitäten entlang triassischer Plattform-Becken-Übergänge und jurassischer Abschiebungen bestimmt wurde“* (Eisbacher & Brandner, 1996).

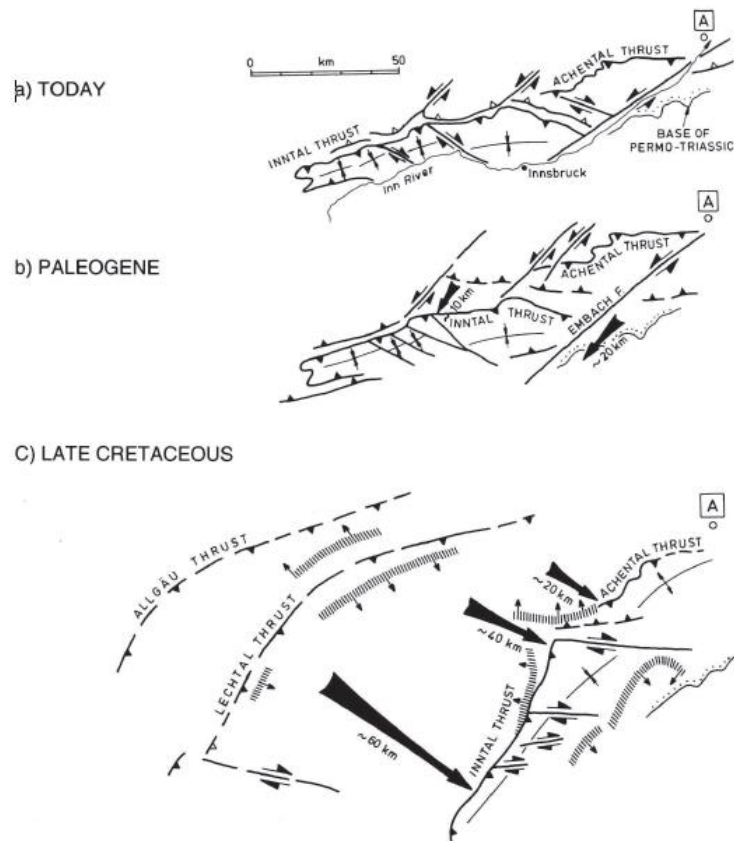


Abbildung 79: Eine Rückführung der geologischen Strukturen aus heutiger Sicht bis in die späte Kreidezeit, wobei die Entwicklung der Deckenüberschiebung der Nördlichen Kalkalpen eine große Rolle spielt (Eisbacher & Brandner, 1996).

Als Teilsegmente für eine weitere Überprägung dienten ältere Überschiebungen und Blattverschiebungen, welche als Querstörungen durchrissen bzw. als Ausgangsflächen für Auf- und Abschiebungen dienten. Im nachfolgenden Neogen wurden die gesamten Nördlichen Kalkalpen über das Flysch auf das südliche Molasse-Becken gezogen. Dadurch entstanden nach Eisbacher & Brandner (1996) der ENE orientierte Falten- und Überschiebungskomplex.

7.2 Entstehungsmodell von Allen et al. (2000)

Als ein weiteres Modell zur Erklärung des Falten- und Störungssystems in der westlichen Mieminger Kette kann das von Allen et al. (2000) entwickelte Modell des *Karatau Fault System* im Süden Kasachstans herangezogen werden, das im folgenden Absatz beschrieben ist:

Durch die starke Einengung zwischen zwei dextralen Seitenverschiebungen kommt es zur Verfaltung und Störung des kasachischen Karatau-Gebirges. Die Störungen sind in der schematischen Darstellung des Modells (siehe Abbildung 80) deutlich als Aufschiebungen erkennbar. Das *Karatau Fault System* umfasst eine strike-slip dominierte Zone, die von einer transpressionellen Tektonik gebildet wurde und mehrere Phasen und Arten der Deformation durchlebte. Die sich immer wieder ereignende Inaktivität und Reaktivierung wird vom Neoproterozoikum bis ins Känozoikum datiert. In den duktilen Einheiten können dextrale kinematische Indikatoren vorgefunden werden. Allen et al. (2000) führt mehrere Phasen der Deformation an: In der ersten Phase kommt es bei einer Kontinent-Kontinent-Kollision zu einer Winkelunregelmäßigkeit (Allen et al, 2000). Dabei wird das Karatau gegen NE geschoben. Nun folgt eine weitere Phase mit sinistraler Transpression entlang des *Karatau Fault System*, welche von einer dextralen transpressiven Reaktivierung abgelöst wird. Die Kombination dieser beiden Phasen führt zu einer regionalen Synklinal-Antiklinal-Struktur. Die späteren Verformungen führen nur mehr zu einer geringfügigen Hebung ohne große tektonische Relevanz. Die dargestellten Prozesse repräsentieren, wie ein überprägtes orthogonales Störungssystem eine Antiklinal- und Synklinal-Struktur eines Gebirges aufbaut (Allen et al. 2000).

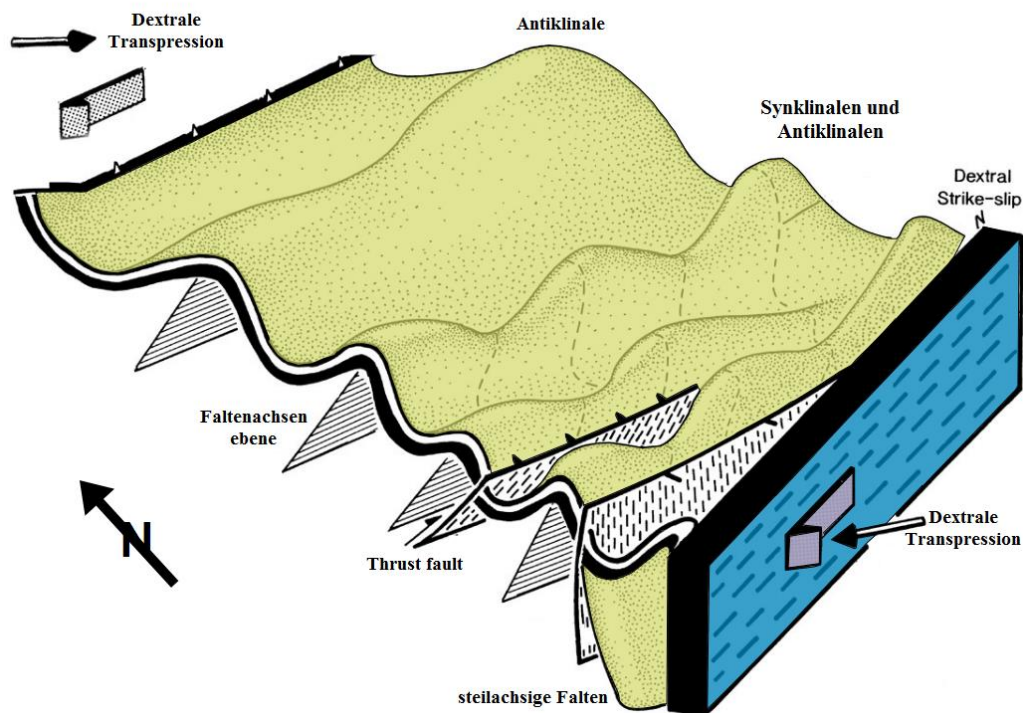


Abbildung 80: Modellvorstellung der Faltenentstehung der Mieminger Kette (modifiziert nach Allen et al., 2000), wobei die senkrecht stehende Faltenachse, nur angenommen werden kann, da sie nicht im Gebiet aufgeschlossen vorgefunden wurde.

Aus diesem Grund lässt sich das *Karatau Fault System* auf die Tektonik der Mieminger Kette übertragen, denn auch hier kam es anfangs zu einer Deckenüberschiebung, wie es Kreidl (2015) in seinem Modell erklärt. Danach jedoch kam es zu zwei dextralen Scherzonen als Ausgleichsbewegung: Im Süden zur Höllscherzone und im Norden zur Puitentalstörung. Zwischen diesen zwei Scherzonen kommt es zu einer Faltenbildung. Die Faltenachsen der HGSW- und WDRT-Synklinalen und der WDHT- und MGSH-Antiklinalen liegen E-W-streichend parallel zu den dextralen Seitenverschiebungen. Ebenso kommt es bei einer weiteren Scherung zu zwei Aufschiebungen. Diese wurden bereits von Ampferer (1902), Miller (1962a), Tollmann (1976a) und Becke (1983) festgestellt. Ein wichtiger Unterschied ist die im SSW nicht im Gelände vorgefundene steil stehende Faltenachse, was jedoch durch Störungen im westlich angrenzenden Gebiet zu erklären ist.

Die im Feld aufgenommenen Daten zeigen, dass das Modell von Allen et al. (2000) auf den Nordteil des Gebietes, also den Mieminger Hauptkamm, adaptiert werden kann.

8 Schlussfolgerung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist die struktureologische Untersuchung der westlichen Mieminger Kette. Die detaillierte geologische Kartierung und drei N-S verlaufende Profile bilden den Schlüssel zur Erklärung der struktureologischen Geschichte des Gebietes.

Zur Entstehung der Mieminger Kette kam es durch das Eindringen einer Schubmasse aus S, welche gegen N geschoben wurde. Dadurch wurde die Inntaldecke auf die Lechtaldecke überschoben. Während der Überschiebung wurde kam es durch den nordwärts gerichtete Druck zu einem Bruch an verschiedenen Schwächezonen. Im Mieminger Gebirge können diese Schwächezonen als Puitentalstörung und Höllscherzone mit ihren Raibler-Schichten identifiziert werden. Hierbei wurde der zwischen den beiden Zonen befindliche Gesteinskörper gegen E gedrückt (dextrale Störung). Während dieses Prozesses bildete sich ein Antiklinal-Synklinal-System, welches, intern durch mehrere Seitenverschiebungen gestört, der Mieminger Kette ihr heutiges Aussehen gibt. Die im Mieminger Gebirge befindlichen Spuren der Faltenachsenebenen verlaufen alle E-W, parallel zu den Störungssystemen im Norden und Süden. Im Zuge der Kartierung wurden die Antiklinalen (WDHT, MGS) und Synklinalen (HGSW, WDRT, Hauptdolomit-Synklinale) definiert und nach ihrem Verlauf benannt.

Die Störungszone in der Hölle wurde im Rahmen dieser Arbeit erstmals als dextrale Seitenverschiebung mit einem Versatz von ca. 16 km gedeutet und als „Höllscherzone“ bezeichnet. Nach einer Interpolation der Daten konnte die Höllscherzone als eine Verlängerung der Inntalstörung identifiziert werden.

9 Danksagung

Beim Verfassen dieser Arbeit durfte ich auf die Unterstützung einiger Personen zurückgreifen:

Zu allererst gilt ein großer Dank meinem Betreuer Ao. Univ. Prof. Dr. Hugo Ortner für die äußerst gute Kooperation, Unterstützung und Motivation in fachlicher, wie auch in persönlicher Hinsicht.

Des Weiteren gilt mein Dank Christian Wolkersdorfer für die Bereitstellung seiner Arbeit als Vergleichsobjekt.

Ich danke meiner Familie für die finanzielle Hilfe und die viele Geduld sowie die Bereitstellung eines fahrbaren Untersatzes und besonders meiner Großmutter Beate Bitterlich für die Unterstützung und das Obdach in den ersten Studienjahren.

Für das Vertrauen, dass ich schon während des Studiums für ihn als Geologe tätig sein durfte, möchte ich mich hier bei meinem Onkel Bernhard Winklehner ebenfalls bedanken.

Ebenso möchte ich meinem Freund Peter Wollschläger danken für die finanzielle Unterstützung und die vielen motivierenden Gespräche.

Außerdem darf ich David Mair, Georg Orsi und Markus Jesacher danken, die mir durch Gespräche und fachliche Kompetenz weiterhalfen.

Der größte Dank gilt jedoch meiner Ehefrau dafür, dass sie mir immer zur Seite steht, mich motiviert und tatkräftig unterstützt.

10 Anhang

- Aufschlusskarte 1 : 10 000
- Tektonische Karte 1 : 10 000
- Profil 1
- Profil 2
- Profil 3

11 Abbildungsverzeichnis

| | |
|--|----|
| Abbildung 1: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes (ÖK 25 V, Bundesamt für Eich und Vermessungswesen) | 7 |
| Abbildung 2: Paleogeographische Rekonstruktion der (a) Obertrias (b) Oberjura und (c) Oberkreide aus Schmid et al. (2004) | 10 |
| Abbildung 3: Paläogeographie der Alpen (vereinfacht nach Schmid et al. 2004) | 11 |
| Abbildung 4: Geologische Skizze der westlichen Nördlichen Kalkalpen mit der Deckeneinteilung leicht modifiziert nach Tollmann (1976b). B) Position von (A) im Alpenbogen. C) Vereinfachte paläogeographische Skizze des Ablagerungsraumes der Nördlichen Kalkalpen an der Wende vom Jura zur Kreide. (Verändert nach Ortner & Gaupp, 2007) | 13 |
| Abbildung 5: Schematische Darstellung der Stapelung der kalkalpinen Decken an der Wende von der Unter- zur Oberkreide (modifiziert von Ortner, 2016). Der Überschiebungsgürtel der Nördlichen Kalkalpen entwickelte sich im Vorland der Schließung des Meliata-Ozeans, die Schließung des Penninischen Ozeans hatte bereits bekommen. | 13 |
| Abbildung 6: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen im Bereich des Untersuchungsgebietes und im Raum Zugspitze, Hochplattig bis zur Karwendelspitze (pers. Mitt. Ortner, 2016), als rote Linie gekennzeichnet befindet sich die Deckengrenze (nach Tollmann, 1976b) | 14 |
| Abbildung 7: Schematische Darstellung der Deckenstapelung, (nach Tollmann, 1976b) der Puitentalzone, wobei die Jungschichten von Süden her überfahren werden. | 15 |
| Abbildung 8: a) Geometrisches Modell zur Bildung wichtiger Strukturelemente in den Kalkalpen. In Abbildung a-rechts sind deutlich die WNW streichenden Störungen zu erkennen. b) Die Zerlegung der Kalkalpen in Blöcke bedingt durch die schräge Konvergenz wird teilweise durch die Versetzung der Großfaziesbereiche nachgezeichnet. (Linzer, H.-G., et al, 1995) | 17 |
| Abbildung 9: Stratigraphische Abfolge der westlichen Nördlichen Kalkalpen (Brandner, 1984) | 18 |
| Abbildung 10: Gipsführende Brekzie der Reichenhall-Formation südlich des Vorderen Tajakopfes | 20 |
| Abbildung 11: Detailausschnitt des Stratigraphischen Säulenprofils für den Bereich des Untersuchungsgebietes modifiziert nach Brandner (1984) | 27 |
| Abbildung 12: Hornsteinknauern in der Reifling-Formation am Drachensee | 28 |

11 Abbildungsverzeichnis

| | |
|--|----|
| Abbildung 13: Mergellagen der Partnach-Schichten am westlichen Hang der Marienbergspitze | 32 |
| Abbildung 14: Darstellung der Verzahnung des Wettersteinkalks mit der Reifling-Formation bzw. mit den Partnach-Schichten (Ortner und Gruber, 2013) | 34 |
| Abbildung 15: Großoolithe im Wettersteinkalk, am Nordrand des Seebensees aufgeschlossen | 35 |
| Abbildung 16: Überreste des Bergbaues am Wamperter Schrofen auf 2511 m | 37 |
| Abbildung 17: Kupfer-Oxydationserz Azurit, am Vorderen Drachenkopf | 37 |
| Abbildung 18: Gelblich angewitterte Raibler Rauhwacken am Stöttlörl | 41 |
| Abbildung 19: Die Wände der Wankspitze werden vom Hauptdolomit gebildet, das Foto zeigt den Klettersteig der Wankspitze | 43 |
| Abbildung 20: Siltige Mergelkalke der Schrambach Formation (Fotos von Faupl, 2003) | 45 |
| Abbildung 21: Die Ostalpen in der letzten Eiszeit (von Husen, 1987), rot gekennzeichnet das Kartiergebiet | 46 |
| Abbildung 22: Tajakopf im Hintergrund, in der Talsenke zu erkennen Moränenmaterial und Seesedimente | 47 |
| Abbildung 23: Quartärgeologische Kartierung 1:25.000 | 50 |
| Abbildung 24: Brekzie am östlichen Drachensee, vorgefunden an einem kleinem Zulauf, von dem H. Tajakopf. | 52 |
| Abbildung 25: teilweise unverfestigte Brekzie am östlichen Drachensee, ca. 20m oberhalb Abbildung 24 | 52 |
| Abbildung 26: Limnische Sedimente auf 1973 m am sogenannten „Fussballplatz“, im Hintergrund das Tajatörl | 53 |
| Abbildung 27 Wasserabfluss um den Seebensee und den Drachensee (modifiziert nach pers. Mitt. Gde. Ehrwald, 2014), wobei der Abfluss um den östlich gelegenen Brendlsee unterirdisch von staten geht. | 54 |
| Abbildung 28: Gefasste und ungefasste Quellen im Bereich des Lehnberghauses | 54 |
| Abbildung 29: Tintenstriche am Vorderen Drachenkopf | 55 |
| Abbildung 30: das Kartiergebiet vom Tajakopf aus Richtung Süd-West fotografiert, im linken Bildbereich der Drachensee und im rechten Bildbereich der Seebensee | 57 |
| Abbildung 31: Geologische Karte des bearbeiteten Gebietes, mit beschrifteten Faltenachsenebenen | 59 |

11 Abbildungsverzeichnis

| | |
|---|----|
| Abbildung 32 Kinematische Indikatoren im Jungschichten-Komplex am Marienbergjoch. Rechte Abbildung zeigt die Faltenachsen (gedreht in der Horizontalen) und Transportrichtungen der S-C-Strukturen. Linke Abbildung zeigt die Schichtung und die Scherebenen (Ortner, 2016) | 61 |
| Abbildung 33: Clusterdarstellung der Flächenpole (Kreise) mit berechnetem Mittelwert (rotes Dreieck) und Kleinkreis, der Orientierung der Schichtung am nördlichen Vorderen Tajakopfes | 63 |
| Abbildung 34: Links: Skizze der Seebenseewände am Hohen Gang. Rechts: der Wettersteinkalk (orange markiert) der Seebenseewände am Seebenseewasserfall | 63 |
| Abbildung 35: Geographische Lage des im Kapitel beschriebenen Gebietes (rot umrandet) und der ungefähren Spur der HGSW-Synklinale (blaue Linie) | 64 |
| Abbildung 36: Geographische Lage des im Kapitel beschriebenen Gebietes (rot umrandet) und der ungefähren Spur der WDHT-Antiklinale (blaue Linie) | 65 |
| Abbildung 37: Flächenpoldarstellung der Bankung des Wettersteinkalkes (als kleine Kreise dargestellt) an den Tajaköpfen und die berechnete Faltenachse als Dreieck. | 66 |
| Abbildung 38: Biberwierer Scharte mit Lithologien, links der Übergang zur Sonnenspitze, rechts der Übergang zum Schartenkopf | 68 |
| Abbildung 39: Datenset der Biberwierer Scharten-Störung, blau dargestellt eine sinistrale untergeordnete Störung und rot zwei dextrale Störungen. | 69 |
| Abbildung 40: Datensets der Störungsflächen einer durch die Deckenüberschiebung aktivierten Rücküberschiebung am Tajakopf (blau dargestellt) und der Biberwierer Scharte (rot) | 69 |
| Abbildung 41: Polpunktdarstellung der Schichtflächen des Wettersteinkalkes am Schartenkopf | 70 |
| Abbildung 42: Fast saiger stehende Schichten des Wettersteinkalkes am Übergang Wamperter Schrofen zum Schartenkopf, wobei ein leichtes Umbiegen mit zunehmender Höhe ersichtlich ist. | 70 |
| Abbildung 43: V. Drachenkopf, Blick nach W, rot umrandet die Antiklinale, gelb die vorgefundenen Partnach-Schichten | 72 |
| Abbildung 44: Westseite des Drachenkopfes, rot markiert der flache Störungsbereich, inmitten des Wettersteinkalkes des Vorderen Drachenkopfes | 73 |
| Abbildung 45: schematisches Profil der Drachenkopfscharten-Antiklinale in der Reiflinger Formation | 74 |

11 Abbildungsverzeichnis

| | |
|--|----|
| Abbildung 46: Profil 1 Becke (1983) und Profil 2 Miller (1962a) werden einem Foto der Marienbergspitze von Westen aus gesehen gegenübergestellt, rot markiert die Verzahnung der Reiflinger und Partnach-Schichten | 75 |
| Abbildung 47: Flächenpoldarstellung der Daten der Wettersteinkalk-Bankung an der Sonnenspitze und dem Wamperter Schrofens (Faltenachse als Dreieck dargestellt) | 76 |
| Abbildung 48: Profil der Sonnenspitze (Ampferer, 1902) | 77 |
| Abbildung 49: Wird der Blick von Westen auf die Mieminger Kette gelegt ist deutlich ersichtlich eine Faltung in den Schichten der Marienbergspitzen zu erkennen. (rot gekennzeichnet die blinde Überschiebung) | 77 |
| Abbildung 50: Geographische Lage des im Kapitel beschriebenen Gebietes (rot umrandet) und der ungefähren Spur der MGS-H-Antiklinale (blaue Linie) | 79 |
| Abbildung 51: Nord-Süd verlaufender Profilschnitt (1:25 000) durch den Grünstein (Ampferer, 1902). Rot gekennzeichnet SW-NE streichende Störungen | 80 |
| Abbildung 52: Blick vom Schwarzkar nach Süden. Bild zeigt uninterpretiert die Nord-Wände des Grünsteines und der östl. Marienbergspitze. | 81 |
| Abbildung 53: Blick vom Schwarzkar nach Süden. Bild zeigt die Nord-Wände des Grünsteines und der östl. Marienbergspitze, die interpretierten Schichten wurden farbig dargestellt. Pfeile zeigen die Bewegungsrichtung der Störungen an. | 81 |
| Abbildung 54: Wettersteinkalk, mit Reichenhaller Rauhwacken darin, am Grünstein-Ostgrat (modifiziert nach Becke, 1983) | 82 |
| Abbildung 55: Skizze Stöttlörl, deutlich ersichtlich sind die steilstehenden Schichten des Wettersteinkalkes an der Griesspitze, dem gegenüberliegen die Schichten des Hauptdolomites. Dazwischen finden sich die verschleppten Raibler Schichten. Rot gekennzeichnet das Gamsanger Bergwerk | 83 |
| Abbildung 56: Hölltörl und Hölle, aufgenommen vom Stöttlörl, rot markiert die Höllscherzone | 84 |
| Abbildung 57: Schematische Skizze der Höllverschleppungszone, im N mit dem Hauptkamm der Mieminger Kette | 85 |
| Abbildung 58: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen im Raum Zugspitze, Hochplattig bis zur Karwendelspitze (Ortner, pers. Mitt.). Rot umrahmt die Höllscherzone. | 86 |
| Abbildung 59: Geographische Lage des im Kapitel beschriebenen Gebietes und der ungefähren Spur der Hauptdolomit-Synklinale (blaue Linie) | 87 |
| Abbildung 60: Bankung des Hauptdolomites im Süden, mit der berechneten FA 232/05 | 88 |

11 Abbildungsverzeichnis

| | |
|---|-----|
| Abbildung 61: Lagenbau des Hauptdolomits am Zäunlkopf und Höllkopf | 89 |
| Abbildung 62: verkleinerte Geologische Karte des Kartiergebietes | 90 |
| Abbildung 63: N-S Profil durch die Tajaköpfe und die Grünsteinscharte, stark verkleinert | 91 |
| Abbildung 64: Flächenpoldarstellung der Bankung des Wettersteinkalkes am Hinteren Tajakopf, Faltenachse 180/58 (als Dreieck dargestellt) | 93 |
| Abbildung 65: N-S Profil durch den Drachenkopf und den Mieminger Hauptkamm, stark verkleinert | 94 |
| Abbildung 66: Blick auf den Drachenkopf, mit dem Drachensee am Ostfuße (roter Pfeil), der sog. „Drachenseerhebung“ (roter Kreis), weiters dargestellt die flache Abschiebung am Drachenkopf (rote gestrichelte Linie) | 95 |
| Abbildung 67: Links: Flächenpoldarstellung der Antiklinale am Vorderen Drachenkopf. Rechts: Darstellung der berechneten Faltenachse | 96 |
| Abbildung 68: N-S Profil durch die Marienbergspitzen, stark verkleinert | 98 |
| Abbildung 69: Links: Flächenpoldarstellung der Bankung des Wettersteinkalkes an der Sonnenspitze. Rechts: Berechnete Faltenachse | 99 |
| Abbildung 70: NNE-SSW Schnitt durch einen Plattformkörper zwischen Tschirgant und Wetterstein-Gebirge (modifiziert nach Rüffer und Bechstädt, 1995). Die Abbildung ist nicht maßstabsgetreu und zur Verdeutlichung überzeichnet. Die Farben entsprechen den in der Tektonischen Karte verwendeten | 101 |
| Abbildung 71: Tektonische Karte des westlichen Mieminger Hauptkammes (Miller, 1963) | 104 |
| Abbildung 72: Entwicklung der Deckenüberschiebung im Bereich des Wettersteingebirges, sowie des Mieminger Gebirges (nach Zambanini, 2014) | 105 |
| Abbildung 73: Modellvorstellung der Falten Entstehung der Mieminger Kette (modifiziert nach Kreidl, 2015) | 107 |
| Abbildung 74: Störungsmodelle der Hauptstörungen in der westlichen Mieminger Kette (modifiziert nach Ramsey & Huber, 1962) | 108 |
| Abbildung 75: Schematisches Profil der Inntal-Lechtaldecken-Überschiebung (Tollmann, 1976a), rot gekennzeichnet das ähnliche Störungsmodell wie nach Ramsey & Huber (1962) | 108 |
| Abbildung 76: Datensatz jüngerer Seitenverschiebungen, von links nach rechts an den a) Tajaköpfen, b) Drachenköpfen und c) Schartenkopf | 109 |
| Abbildung 77: Datensets der Störungsflächen einer durch die Deckenüberschiebung aktivierten Rücküberschiebung | 110 |

11 Abbildungsverzeichnis

| | |
|--|-----|
| Abbildung 78: Datensets verschiedener am Mieminger Hauptkamm angetroffenen Seitenverschiebungen | 110 |
| Abbildung 79: Eine Rückführung der geologischen Strukturen aus heutiger Sicht bis in die späte Kreidezeit, wobei die Entwicklung der Deckenüberschiebung der Nördlichen Kalkalpen eine große Rolle spielt. (Eisbacher und Brandner, 1996). | 112 |
| Abbildung 80: Modellvorstellung der Faltenentstehung der Mieminger Kette (modifiziert nach Allen et al., 2000), wobei die senkrecht stehende Faltenachse, nur angenommen werden kann, da sie nicht im Gebiet aufgeschlossen vorgefunden wurde. | 114 |

12 Literaturverzeichnis

- Allen, M. A., Alsop, G. T., & Zhemchuzhnikov, V. (2000). Dome and basin refolding and transgressive inversion along the Karatau Fault System, southern Kazakstan. *Journal of the geological society of London* 158, S. 83-95.
- Ampferer, O. (1899). Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. Wien: Jhb. Geol. B.-A.
- Ampferer, O. (1902). Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. *Verhandlung K u K Geologischen Reichsanstalt* 1902, S. 170-180.
- Ampferer, O. (1905). Geologische Beschreibung des Seefelder - Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. *Jahrbuch K u k Geologische Reichsanstalt* 55, S. 451- 562.
- Ampferer, O. (1912). Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. *Verhandlung K u K Geologischen Reichsanstalt* 1912, S. 197-212.
- Ampferer, O. (1944). Über die tektonische Selbstständigkeit der Inntaldecke. *Ber. Reichsamt Bodenforschung* 1944, S. 57-73.
- Ampferer, O., & Hammer, W. (1898). Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendel Gebirges. *Jb. Geol. R.-A.* 48, S. 289-374.
- Ampferer, O., & Ohnesorge, T. (1924). *Erläuterung zur Geologischen Spezial-Karte der Republik Österreich. Blatt Zirl- Nasserreith (5046) (M 1: 75000)*. Wien: Geol. R.-A.
- Bechstädt, T., & Mostler, H. (1974). Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der nördlichen Kalkalpen Tirols. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck* 4, S. 1-74.
- Becke, M. (1977-79). *Unpublizierte geologische Karte der Mieminger Gruppe (mit verkleinerten Farbkopie)*. unpubliziert.
- Becke, M. (1983). Zur Geologie des Mieminger Gebirges. *Geolog. Paläont. Mitt. Innsbruck* 12, 15, S. 317-340.
- Beurlen, K. (1943). Zum Problem der Inntaldecke. In *Sitzungsbericht der Bayerischen Akademie der Wissenschaften* (S. 25). mathematische und naturwissenschaftliche Abteilung.

- Bögel, H. (1958). *Zur Geologie des Gebietes zwischen Puitental und Buchener Sattel im Süden des Wettersteinkammes (Tirol)*. München: Unveröff. Diplomarbeit.
- Brandner, R. (1978). Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen nördlichen Kalkalpen. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck* 8, S. 317-354.
- Brandner, R. (1984). Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 126, S. 435-475.
- Brandner, R., & Poleschinski, W. (1986). Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol. *Jber. Mitt. Oberrhein. Verh.* 68, S. 67-92.
- Brandner, R., & Resch, W. (1981). Reef development in the middle Triassic (Ladinian und Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck. In D. F. Toomey, *European Fossil Reef Models* (S. 203-231). Tulsa: SEPM Spec. Publ. No 30.
- Czurda, K. (1973). Fazies und Stratigraphie obertriadischer Megalodontenvorkommen der westlichen Nördlichen Kalkalpen. *Verh. Geol. Bundesanst.* 1973, S. 397-409.
- dal Piaz, G. V., Bistacchi, A., & Massironi, M. (2003). Geological outline of the Alps. *Episodes* 26, 3, S. 175-180.
- Decker, K., Peresson, H., & Faupl, P. (1994). Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannung und Deformationsaufteilung während der "lateralen Extrusion" der Zentralalpen. *Jb. Geol. B.-A.* 137/1, S. 5-18.
- Donofrio, D. A., Heissel, G., & Mostler, H. (1980). Beiträge zur Kenntnis der Partnachschichten (Trias) des Tor. und Rontales und zum Problem der Abgrenzung der Lechtaldecke im Nordkarwendel. *Mitt. Österr. Geol. Ges.* 73, S. 55-94.
- Dunham, R. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In W. Ham, *Classification of carbonate rocks- a symposium* (S. 108-121). AAPG Memoir, 1.
- Eisbacher, G. H., & Brandner, R. (1996). Superposed fold- thrust structures and high- angle faults, northwestern Calcareous Alps, Austria. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 89, S. 553-571.
- Enders, P. (1967). *Zur Geologie des Gaistals zwischen Wetterstein und Mieminger Gebirge (Tirol)*. München: Unveröff. Diplomarbeit.
- Faupl, P., Skupien, P., & Vasicek, Z. (2003). Biostratigraphische Daten aus der Schrambach und Tannheim- Formation der Frankenfelder Decke der Weyrer Bögen (Unterkreide, oberösterreichische Kalkalpen). *Mitt. Österr. Geol. Ges.* 93 (2000), S. 7-13.

- Ferreiro-Mählmann, R., & Morlok, J. (1992). Das Wettersteingebirge, Widerlager der allochthonen Inntaldecke und die Ötztalmasse, Motor tertiär posthumer NW- Bewegung im Mieminger Gebirge, Nordtirol, Österreich. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck* 18, S. 1-34.
- Frisch, J. (1975). Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. *Jahrbuch Geologische Bundesanstalt* 118, S. 75-117.
- Frisch, W., & Gawlick, H. J. (2003). The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion- a contribution to understanding the orogenic evolution of the eastern Alps. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* 92, S. 712-727.
- Frisch, W., Dunkl, I., & Kuhlemann, J. (2000). Post-collisional orogen- parallel large- scale extension in the Eastern Alps. *Tectonophysics* 327, S. 329-265.
- Fruth, I. S. (1982). Hauptdolomit (Norian), Stratigraphy, Paleography and Diagenesis. *Sedimentary Geology* 32, S. 195-231.
- Fruth, I., & Scherreiks, R. (1984). Hauptdolomit, sedimentary and paleogeographic models (Norian, Northern Calcareous Alps). *Geologische Rundschau* 79/1, S. 305-319.
- Gümbel, C. W. (1858). Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. *Jahrbuch der K.K Geologischen Reichsanstalt*, S. 1-39.
- Haas, C. (1991). *Zur Geologie und Sedimentologie der östlichen Muttekopfgosau*. Innsbruck: Unveröff. Diplomarbeit.
- Haas, J. (1991). A basic model for Lofer cycles. In G. Einsele, W. Ricken, & A. Seilacher, *Cycles and events in stratigraphy* (S. 722-732). Berlin: Springer.
- Haber, G. (1934). *Bau und Entstehung der Bayrischen Alpen*. München: Becksche Verlagsbuchhandlung.
- Heissel, G. (1978). Karwendel- geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung . *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck* 8, S. 227-288.
- Hollmann, R. (1964). Subsolutions- Fragmente (Zur Biostratonomie der Ammonoidea im Malm des Monte Baldo/ Norditalien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 119, S. 22-82.
- Husen, D. v. (1987). Die Ostalpen im Eiszeitalter. In *Geologische Bundesanstalt 1987* (S. 24). Wien.

- Jerz, H. (1966). Untersuchung über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). *Geologica Bavarica* 56, S. 3-100.
- Klebensberg, R. (1935). *Geologie von Tirol*. Berlin: Borntraeger.
- Kreidl, S. (2015). *Struktur des südwestlichen Zugspitzenmassivs und der westlichen Puitentalzone*. Innsbruck: Unveröff. Masterarbeit.
- Kubaneck, F. (1969). *Sedimentologie des Alpinen Muschelkalkes (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg)*. Berlin: Unveröff. Diss.
- Lein, R. (1987). Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. In H. W. Flügel, & P. Faupl, *Geodynamics of the Eastern Alps* (S. 85-102). Wien: Deuticke.
- Leuchs, K. (1921). *Geologischer Führer durch die Kalkalpen vom Bodensee bis Salzburg*. München: J. Lindauersche Universitätsbuchhandlung.
- Leuchs, K. (1927). *Geologie von Bayern, 2 Teil*. Berlin: Borntraeger.
- Leuchs, K. (1930). Bau der Südrandstörung des Wettersteingebirges. *Geol. Rundsch.* 21, S. 81-96.
- Linzer, H.-G., Decker, K., Peresson, H., Dell'Mour, R., & Frisch, W. (2002). Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps. *Tectonophysics* 354, S. 211-237.
- Linzer, H.-G., Ratschbacher, L., & Frisch, W. (1995). Transpressional collision structures in the upper crust, the fold thrust belt of the Northern Calcareous Alps. *Tectonophysics* 242, S. 41-61.
- Loesch, K. v. (1915). Der Schollenbau im Wetterstein- und Mieminger Gebirge. *Jb. K.K. Geol. R.-A.* 64. Wien, S. 1-98.
- Lüttge, U. (Dezember 1997). Cyanobacterial Tintenstrich Communities and their Ecology. *Naturescience* 84, S. 526-534.
- Mandl, G. (2000). The Alpine sector of the Tethyan shelf- examples for Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. *Mitt. Österr. Geol. Ges.* 92, S. 61-77.
- Meischner, K.-D. (1964). Allodapische Kalke, Turbidite in ruff-nahen Sedimentations-Becken. In A. B. Bouma, *Turbidites* (S. 156-191). Amsterdam: Elsevier.

- Miller, H. (1962a). Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen). *N. Jahrbuch Geol. Paläont. Abhandlungen* 118, S. 291-320.
- Miller, H. (1962b). *Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Miemingergebirges (Tirol)*. München: Unveröff. Dissertation.
- Miller, H. (1965). Die Mitteltrias der Mieminger Berge mit Vergleichen zum westlichen Wettersteingebirge. *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1965, S. 187-212.
- Mostler, H. (1986). Zur Mitteltrias westlich von Innsbruck. *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.* 68, S. 15-27.
- Mühlöcker, F. (2000). *Mitteltriasstratigraphie und Tektonik an der Basis der Inntaldecke der Innsbrucker Nordkette*. Innsbruck: Unveröff. Diplomarbeit.
- Mylius, H. (1914). Berge von scheinbar ortsfremder Herkunft in den bayrischen Alpen. *Mitt. geog. Ges. München* 9, S. 435-478.
- Niedzwiedzki, R., & Salamon, M. (2006). Triassic Crinoids from Tatra Mountains and their stratigraphic significance (poland). *Geologica Carpathica*, S. 69-77.
- Nittel, P. (2004). *Strukturelle- stratigraphische Neubearbeitung und mikrofazielle Untersuchung in der Mitteltrias des Kalkalpensüdrands in der Umgebung von Innsbruck*. Innsbruck: Unveröff. Diplomarbeit.
- Nittel, P. (2006). Beiträge zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Mitteltrias der Innsbrucker Nordkette (Nördliche Kalkalpen, Austria). *Geo. Alp.* 3, S. 93-145.
- Ortner, H. (2003a). Cretaceous thrusting in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria- Evidences from synorogenic sedimentation and structural data. *Mitt. Österr. Geol. Ges* 94 (2001), S. 63-77.
- Ortner, H. (2003b). Local on for field stress- analysis of brittle deformation in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria). *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck* 26, S. 109-136.
- Ortner, H. (2006). Bericht 2005 über geologische Aufnahmen am Südrand des Kaisergebirges auf Blatt 90 Kufstein. *Jb. Geol. Bundesanstalt* 126, S. 79-82.
- Ortner, H. (2016). Field Trip 4: Deep water sedimentation on top of a growing orogenic wedge- interaction of thrusting, erosion and deposition in the Cretaceous Northern Calcareous Alps. *Geo. Alp* 13, S. 141-182.

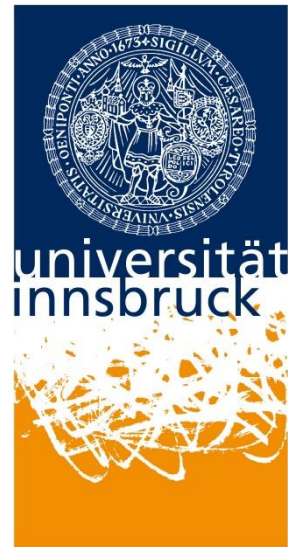
- Ortner, H. (2016). Kinematic indicators in the Jungschichten at the Marienbergjoch.
- Ortner, H., & Gaupp, R. (2007). Synorogenic sediments of the western Northern Calcareous Alps. *Geo. Alp* 4, S. 133-148.
- Ortner, H., & Gruber, A. (2013). Geologie. In H. Konrad, *Festschrift 50 Jahre Naturschutzgebiet Kaisergebirge 1963-2013* (S. 173-183). Innsbruck: Athesia-Tyrolia.
- Ortner, H., Reiter, F., & Brandner, R. (2006). Kinematics of the Inntal shear zone-sub-Tauern ramp fault system and the interpretation of the TRANSALP seismic section, Eastern Alps, Austria. In *Tectonophysics* 414 (S. 241-258).
- Petschick, R. (1983). *Sedimentpetrographie und sehr schwache Metamorphose mitteltriadischer Beckengesteine der zentralen Westlichen Kalkalpen (Bayern und Tirol)*. Frankfurt: Unveröff. Diplomarbeit.
- Piller, W. E., Egger, H., Erhart, C. W., Grass, M., Harzhauser, M., Hubmann, B., . . . Wessely, G. (2004). Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). *Kommision für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission*. Wien.
- Plöckinger, B. (1980). Die Nördlichen Kalkalpen. In R. Oberhauser, *Der geologische Aufbau Österreichs* (S. 699). Geologische Bundesanstalt: Springer Verlag.
- Ramsay, J. G., & Huber, M. I. (1987). The techniques of modern structural geology 2. Folds and fractures. *Academic Press*, S. 700.
- Rasser, M. W., Vasicek, Z., Skupien, P., Lobitzer, H., & Boarova, D. (2003). Die Schrambach-Formation an ihrer Typuslokalität (Unter-Kreide, Nördliche Kalkalpen, Salzburg): Litostratigraphische Formalisierung und historische Irrtümer. *Stratigraphia Austriaca-Österr. Akad. Wiss. Schriftenr. Erdwissen. Komm.* 16, S. 193-216.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, G., & Merle, O. (1991). Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural analysis. *Tectonics* 10, S. 257-271.
- Reis, O., & Pfaff, F. (1911). Geologische Karte des Wettersteingebirges, Maßstab 1: 25 000. *Geog. Jahresh.* 23 (1910), S. 61-114.

- Reiter, F., Lenhardt, W., Decker, K., & Brandner, R. (2003). Aktive Tektonik und Seismizität im Bereich Wipptal-Inntal. Andauer der lateralen Extrusion? *Arbeitstagung 2003: Blatt 148 Brenner* (S. 1-6). Innsbruck: Geologische Bundesanstalt- .
- Rüffer, T., & Bechstädt, T. (Dezember 1995). Interpretation des Deckenbaus in den westlichen Nördlichen Kalkalpen: Widerspruch zwischen tektonischen und sedimentologischen Daten. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, S. 701-713.
- Rüffer, T., & Bechstädt, T. (1998). Triassic sequence stratigraphy in the western part of the Northern Calcareous Alps. In J. Hadenbol, P.-C. De Graciansky, T. Joaquin, M. Farley, & P. Vail, *Mesozoic and Cenozoic Stratigraphy of European Basins* (S. 755-765). Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special Publications 60.
- Rüffer, T., & Bechstädt, T. (1999). Interpretation des Deckenbaues in den westlichen Nördlichen Kalkalpen: Widerspruch zwischen tektonischen und sedimentologischen Daten. *Jahrbuch Geologische Bundesanstalt 138, 4*, S. 701-713.
- Sanders, D. (1988). *Spätdiagenetische Verdrängung Kalkstein und Bildung eines Pb, Zn-vererzten Satteldolomit-, Calcit - Gangsystemes im Wannigstock (westliche Mieminger Berge) in den Nördlichen Kalkalpen, Tirol*. Unveröff Diplomarbeit.
- Sanders, D. (2011). Post- last glacial alluvial fan and talus slope associations (Northern Calcareous Alps, Austria): A proxy for Late Pleistocene to Holocene climate change. *Geomorphology 131*, S. 85-91.
- Sarnthein, M. (1965). Sedimentologische Profilreihe aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. *Verhandlung Geol. Bundesanstalt Wien 1956*, S. 119-162.
- Schlaegel-Blaut, P. (1990). Der basischen Magmatismus der nördlichen Grauwackenzone, oberostalpinen Paläozoikum. *Abhandlung der Geologischen Bundesanstalt 43*, 1-149.
- Schlager, W., & Schöllnberger, W. (1973/74). Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. *Mitt. Geol. Ges. Wien 66/67*, S. 165-196.
- Schmid, S., Fügenschuh, B., Kissling, E., & Schuster. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine Orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae 97*, S. 93-117.
- Schneider, H. J. (1953). Der Bau des Arnspitzstocks und seine tektonische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge. *Geologica Bavarica 17*, S. 17-55.

- Senarclens-Grancy, W. V. (1939). Stadiale Moränen in der Mieminger Kette und im Wetterstein. *Jb. Geol. B.-A.* 88, S. 1-12.
- Spötl, C. (1988). Evaporitische Fazies der Reichenhaller Formation (Skythl Anis) im Haller Salzberg (Nördliche Kalkalpen, Tirol). In *JB Geol. BA., BD 137* (S. 153-168). Wien.
- Srbik, R. v. (1929). Überblick des Bergbaues von Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. *Ber. d. Naturwiss. Vereins Innsbruck* 41, S. 113-279.
- Stingl, V. (1987). Die fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandsteins (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol/Salzburg). *Geol. Rundschau* 76, S. 647-664.
- Tiroler-Wasserdienstleistungs-GMBH. (2010). *wassertirol.at*. Von <http://www.wassertirol.at/wasser-tirol/tiroler-wasser/> abgerufen
- Tollmann, A. (1976a). *Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikum. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. Teil II der Monographie der Nördlichen Kalkalpen*. Wien: Deuticke.
- Tollmann, A. (1976b). *Der Bau der Nördlichen Kalkalpen- Teil III der Monographie der Nördlichen Kalkalpen*. Wien: Deuticke.
- Tollmann, A. (1985). *Geologie von Österreich- Teil 2 Außenzentralalpiner Anteil*. Wien: Deuticke.
- Tucker, M., & Wright, V. (1990). *Carbonate Sedimentology*. Oxford: Blackwell.
- van Kooten, W. (2016). The thrust between the Inntal and Lechtal nappe near the Nasserreither Alm (unver. Bachelorarbeit). S. 37-39, 64.
- Vidal, H. (1953). Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. *Geologica Bavarica* 17, S. 56-86.
- Wagreich, M. (2001). A 400-km-long piggyback basin (Upper Aptian - Lower Cenomanian) in the Eastern Alps. *Terra Nova*, 13, S. 401-406.
- Wolkersdorfer, C. (1989). *Zur Geschichte, Mineralisation und Genese des ehemaligen Bergbaues auf die Blei-Zink Vorkommen SE des Ehrwalder Talkessels (Tirol) mit einer geologischen Kartierung (M 1: 10000) im westlichen Mieminger Gebirge*. Clausthal: Unveröff. Diplomarbeit.

- Wolkersdorfer, C. (1991). Geschichte des Bergbaues im westlichen Mieminger Gebirge / Tirol. *Aufschluss* 42, 359-379.
- Zacher, W. (1964). Blatt Nr. 8430 Füssen. In *Erläuterung zur Geologischen Karte Bayern 1 : 25000* (S. 160). Bayerisches Geologisches Landesamt München.
- Zambanini, J. (2014). *Geologie und Tektonik am Nordfuß der Zugspitze* . Innsbruck: Unveröff. Masterarbeit.
- Zitzelsperger, L. (1960). *Zur Geologie des Gebietes südlich des Wetterstein Hauptkammes zwischen Gatterl im Westen und Roßberg im Osten*. Unveröff. Diplomarbeit: T.H. München.

Leopold-Franzens-Universität Innsbruck



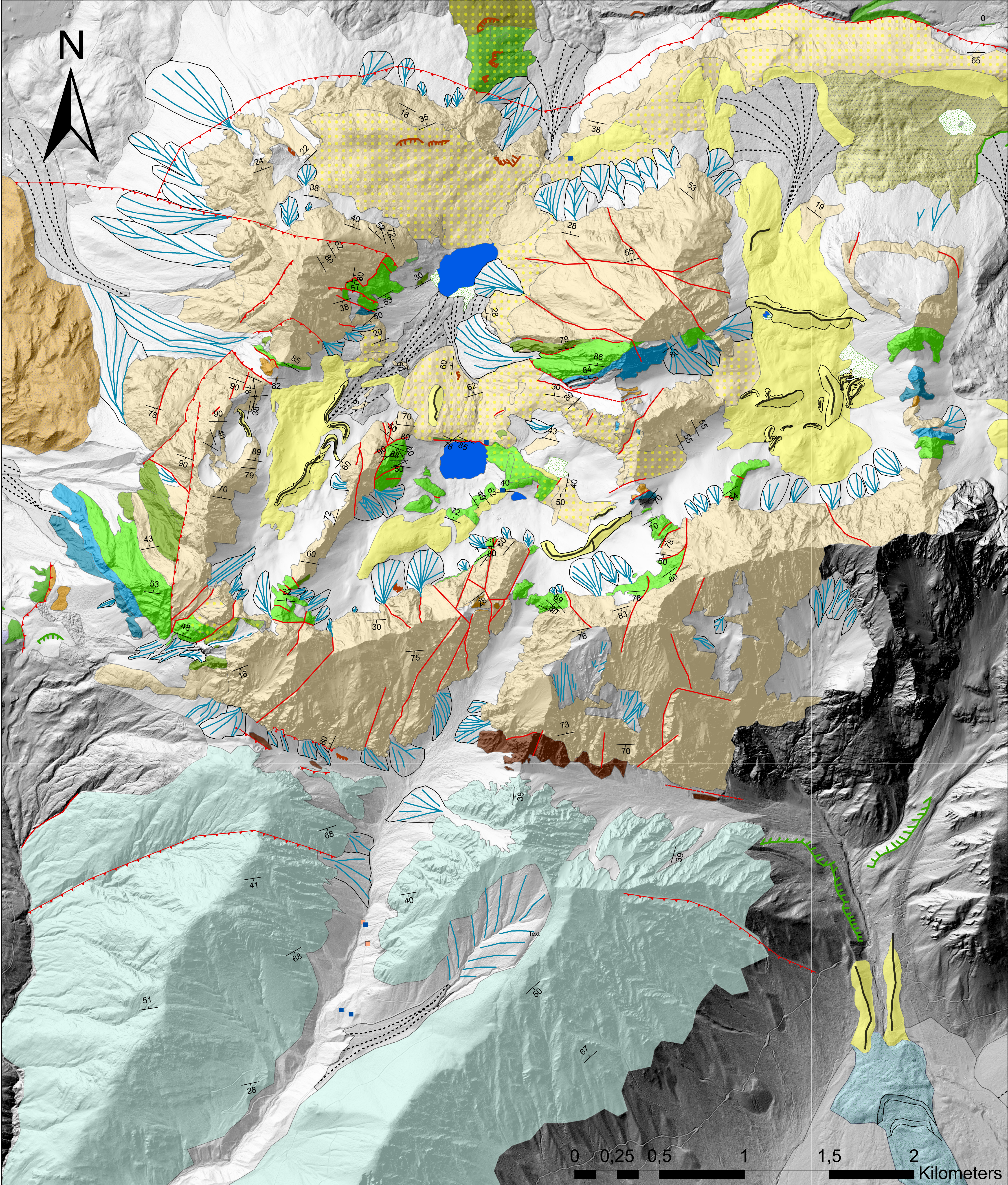
Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre hiermit an Eides statt durch meine eigenhändige Unterschrift, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und die Hilfsmittel verwendet habe. Alle Stellen, die wortwörtlich oder Inhaltlich den angegebenen Quellen entnommen wurden, sind als solche kenntlich gemacht.

Die vorliegende Arbeit wurde bisher in gleicher oder ähnlicher Form noch nicht als Magister/Master-/Diplomarbeit/Dissertation eingereicht.

Datum

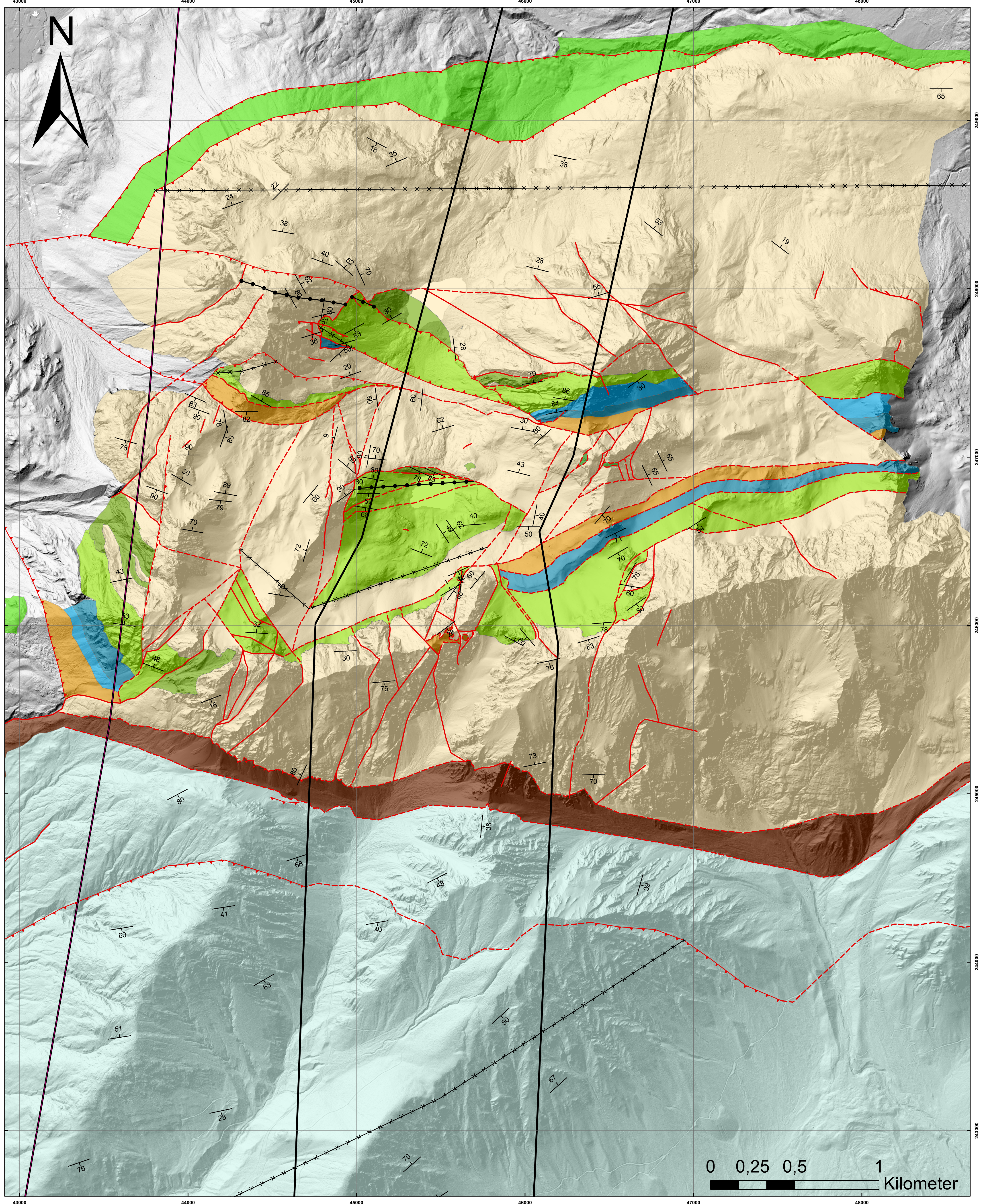
Unterschrift



Legende

1:10.000

| Festgestein | | | Quartär/Lockergestein | | | | | |
|--------------------|-------------------------|----------------------|-----------------------|------------------|---------------------|---------------------|--|--|
| Hauptdolomit | Reifflinger Formation | Schrambach Formation | Talus | Quelle ungefasst | Limnische Sedimente | Sturzfächer | | |
| Raibler Schichten | Steinalm Formation | Kossen Formation | Erosionskanten | Moränenstreu | See | Mur-/Schwemmfächer | | |
| Wettersteinkalk | Virgloria Formation | Allgäu | Terrassenkanten | Toteislandschaft | Hangschutt | Terrassenkante | | |
| Partnach Formation | Reichenhaller Schichten | Adnet | Quelle gefasst | Moräne | Blockgletscher | Moräne mit Wallform | | |
| | | | Abschiebung | Aufschiebung | Störung gesichert | Störung vermutet | | |



Legende

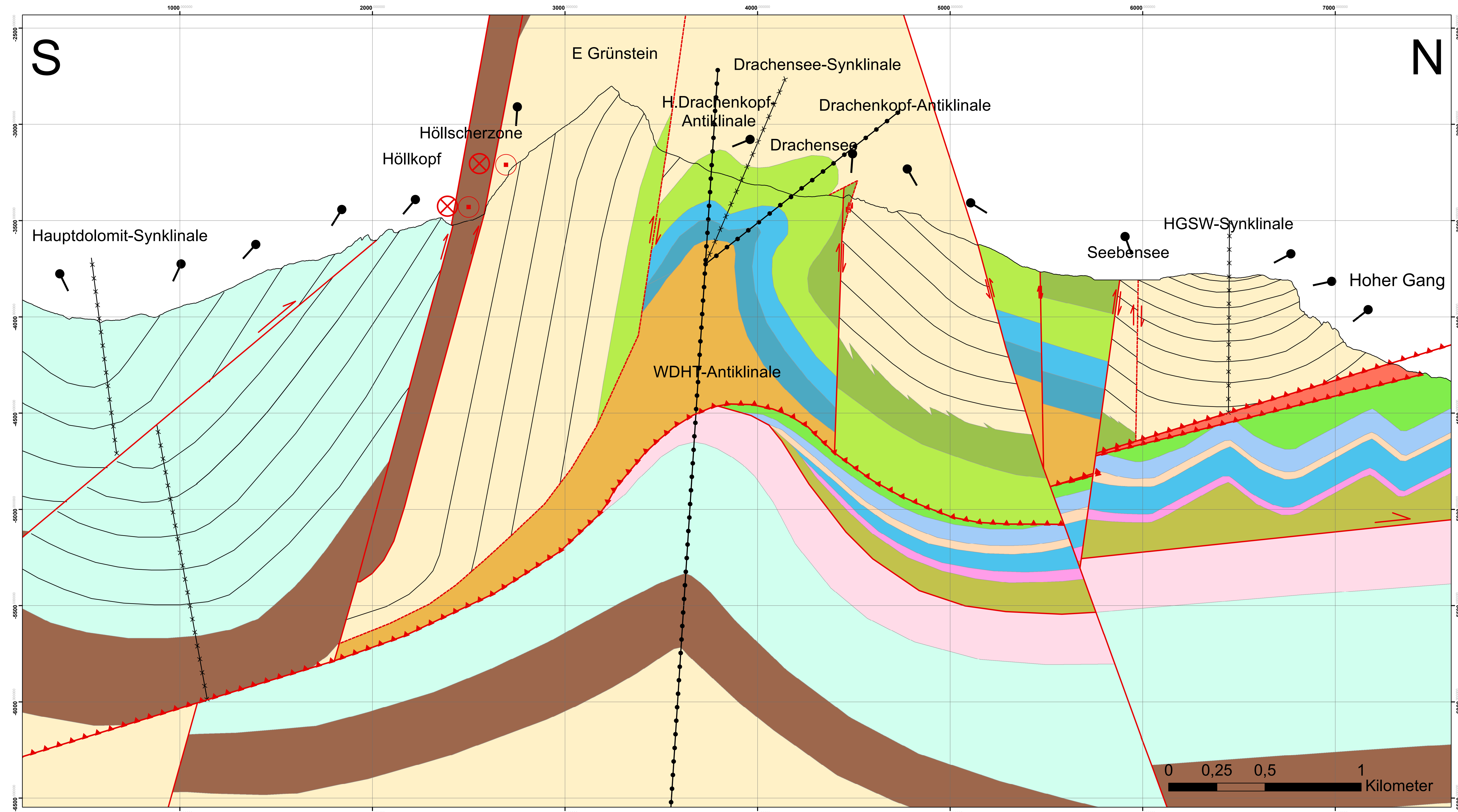
- ××××× Achsenebene-Synklinale
- Achsenebene-Antiklinale
- Abschiebung
- Störung vermutet
- Aufschiebung
- Störung gesichert

Lithologien

- Schrambach Formation
- Hauptdolomit
- Raibler Schichten
- Wettersteinkalk
- Partnach Formation
- Reiflinger Formation
- Steinalm Formation
- Virgloria Formation
- Reichenhaller Schichten

1:10.000

Profil Drachensee



Legende

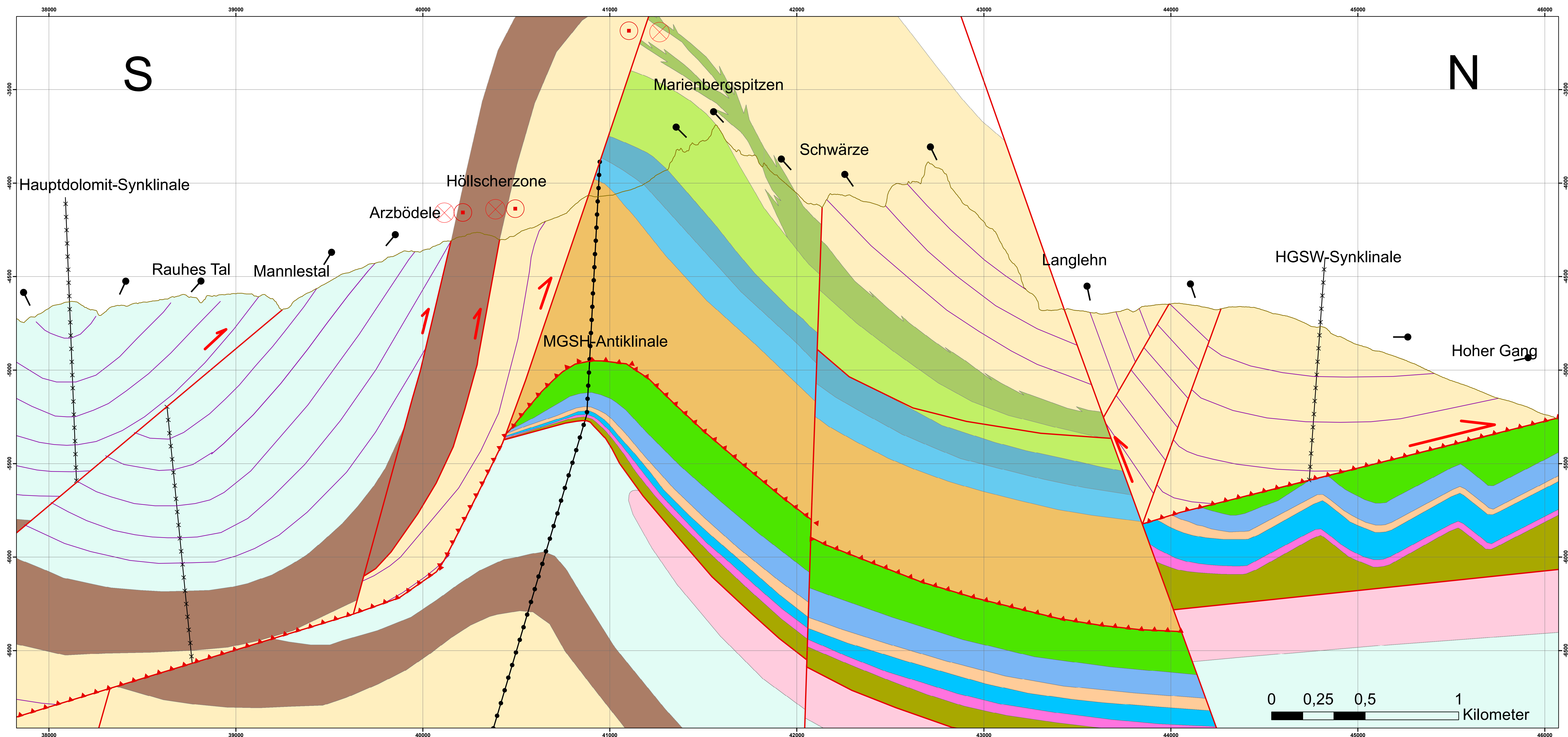
- Deckengrenze
- Störung vermutet
- Achsenebene-Antiklinale
- Störung gesichert
- Achsenebene-Synklinale

Lithologien

| | | | | | |
|----------------------|---------------------|------------------|--------------------|----------------------|-------------------------|
| Schrambach Formation | Allgau Formation | Kossen Formation | Raibler Schichten | Reiflinger Formation | Reichenhaller Schichten |
| Ammergau Formation | Adnet Formation | Plattenkalk | Wettersteinkalk | Steinalm Formation | |
| Ruhpolding Formation | Tektonische Melange | Hauptdolomit | Partnach Formation | Virgloria Formation | |

1:10.000

Profil Marienbergspitze



Legende

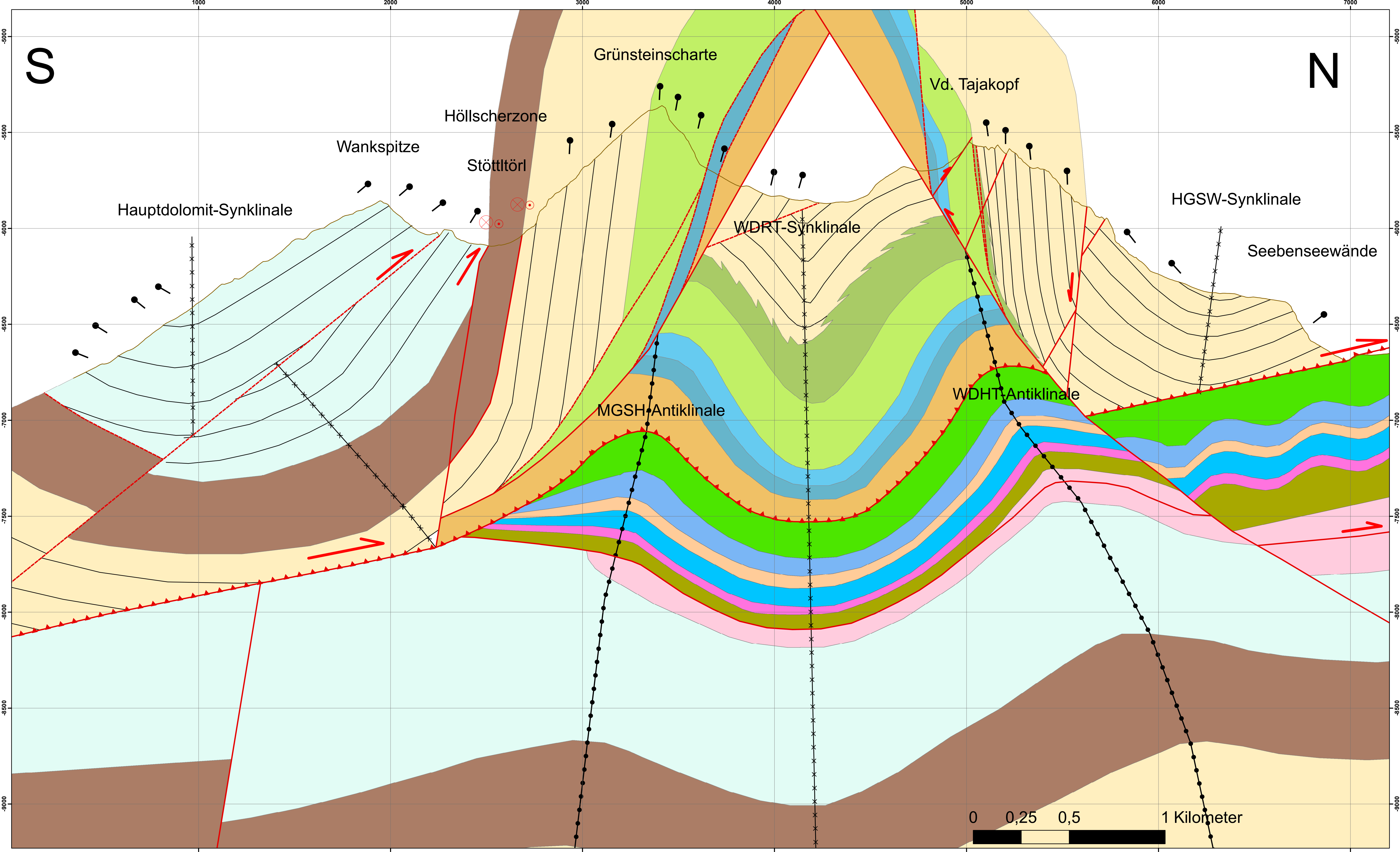
- ▲ Deckengrenze
- Störung vermutet
- Störung gesichert
- Achsen-Ebene-Antiklinale
- ××××× Achsen-Ebene-Synklinale

Lithologien

| | | | | | |
|--|---|--|---|---|--|
| Schrambach Formation | Allgau Formation | Kössen Formation | Raibler Schichten | Reiflinger Formation | Reichenhaller Schichten |
| Ammergau Formation | Adnet Formation | Plattenkalk | Wettersteinkalk | Steinalm Formation | |
| Ruhpolding Formation | Tektonische Melange | Hauptdolomit | Partnach Formation | Virgloria Formation | |

1:10.000

Profil Grünsteinscharte



Legende

- Einfallswerte
- Störung gesichert
- Störung vermutet
- Deckengrenze
- Achsebene-Antiklinale
- Achsebene-Synklinale

Lithologien

| | | | | | |
|----------------------|------------------|-------------------|-----------------------|-------------------------|---------------------|
| Schrambach Formation | Allgäu Formation | Plattenkalk | Wettersteinkalk | SteinalmFormation | Tektonische Melange |
| Ammergau Formation | Adnet Formation | Hauptdolomit | Partnach Formation | Virgloria Formation | |
| Ruhpolding Formation | Kössen Formation | Raibler Schichten | Reifflinger Formation | Reichenhaller Schichten | |

1:10.000